

الشعبية الديمقراطية الجزائرية الجمهورية
REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
وزارة التعليم العالي و البحث 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



THESE

Présentée pour l'obtention du grade de **DOCTEUR EN SCIENCES**

En : Hydraulique

Spécialité : Hydraulique

Par : **AMIAR Sekina**

***Modélisation hydrologique pluie – débit et l'impact du
changement climatique sur le cycle de l'eau.
Cas Oued Cheliff. Bassin versant du Haut et Moyen Cheliff.***

Soutenue publiquement, le 24 / 04 / 2021, devant le jury composé de :

M ^{me} . ABDELBAKI Cherifa	M.C.A.	Univ. Tlemcen	Présidente
M. BOUANANI Abderrazak	Professeur	Univ. Tlemcen	Directeur de thèse
M ^{me} . BABA-HAMED Kamila	Professeur	Univ. Tlemcen	Co-directrice de thèse
M. GHENIM Abderrahmane Nekkache	Professeur	Univ. Tlemcen	Examineur
M. MEDDI Mohammed	Professeur	ENSH. Blida	Examineur
M. TERFOUS Abdelali	Professeur	INSA. Strasbourg	Examineur

2020 - 2021

Remerciements

“Une extraordinaire aventure qui s'achève aujourd'hui !”

*Ce fut des moments difficiles que j'ai traversés que plus d'une fois j'ai pensé que je ne verrais jamais le bout du tunnel. En raison de nombreuses difficultés et de déceptions, j'avais fini par céder au découragement. Ce n'est pas la volonté qui m'a manqué... C'était compter sans le “harcèlement” permanent de ma sœur Zoubida qui a toujours cru en moi et qui m'a exhorté à persévérer. Et à chacun de ces moments, elle n'a pas cessé de me reconforter et me soutenir. Je me dois ici, avant toute chose, de lui prouver ma reconnaissance pour tout ce qu'elle a fait pour moi. Alors du fond du cœur je lui dis **MERCI**.*

***“Celui qui ne remercie pas les gens ne remercie pas Dieu ”** Hadith.*

*Au terme de cet humble travail, il m'est agréable d'adresser toute ma gratitude à Madame et Monsieur **BOUANANI : Kamila** et **Abderrzak** ; mes directeurs de thèse, pour leur disponibilité, leurs conseils et remarques avisés, leur attention et encouragement et surtout pour leur patience et compréhension de leur relecture enrichissante de ma thèse.*

*J'adresse mes remerciements profonds à mon professeur Mme **ABDELBAKI C**, qui après m'avoir fait profiter de son enseignement, a accepté de présider ce jury.*

*Je tiens aussi à adresser mes vifs remerciements à l'ensemble des membres du jury, qui m'ont fait l'honneur de bien vouloir étudier avec attention mon travail : **Mr. GHENIM A**, **Mr. MEDDI M** et **Mr TERFOUS A**, pour avoir accepté d'examiner cette thèse*

Je voudrais aussi, remercier ceux qui, de près ou de loin, consciemment ou sans le savoir, y ont contribué sous quelque forme que ce soit.

Enfin merci de tout mon cœur à mes sœurs et frères, à Zineddine et Abed, pour m'avoir toujours écouté, a reconforté et encouragé dans les moments de doute.

Merci enfin à Mohamed qui a toujours été à mes côtés.

النمذجة مطر- تدفق وتأثير تغير المناخ على حالة دورة المياه واد شليف. الحوض

المائي لشلف الاعلى والاوسط

ملخص

الهدف الرئيسي من هذه الأطروحة هو تشخيص الأداء الهيدرولوجي للحوض المائي لشلف الاعلى والاوسط. من أجل تحقيق هذا الهدف ، تم تنظيم هذه الدراسة حول محورين رئيسيين .المحور الأول مخصص لتغيرات تساقط الأمطار خلال الفترة 1972 /73 - 2013/14 أي 42 سنة. شهد الحوض المائي لشلف الاعلى والاوسط تغيرات في هطول الأمطار تميزت بفترة جفاف طويلة بدأت في نهاية السبعينيات وتزايدت خلال الثمانينيات والتسعينيات .ويتراوح العجز المقدر في هطول الأمطار بين 16٪ و 29 ٪ . تتجلى أيضاً هذه التغيرات من خلال الانخفاض الكبير في تساقط الأمطار الشهري حيث تتأثر أشهر موسم الأمطار بشكل عام أكثر مما هي عليه في موسم الجفاف . يعتبر شهري جوان و جويلية الاكثر عجزاً . أظهر تطور التدفقات في حوض المائي لشلف الاعلى والاوسط تغيرات كبيرة في التدفق من عام إلى آخر ، فضلاً عن غزارة في التدفق خلال الفترة من 1973 إلى 1986 والنقصان من 1987 إلى 2005 . يتكون المحور الثاني من تحديد الاتجاهات في علاقة مطر- تدفق ودراسة تأثيرها على موارد المياه في حوض المائي لشلف الاعلى والاوسط . حيث أظهرت دراسة نمذجة علاقة مطر- تدفق باستخدام النموذجين GR1A و GR2M أداءهما وقوتهما في محاكاة التدفقات . كما استطاع هذين النموذجين تحديد وجود اتجاهين متعارضين ، الاتجاه الأول هو نزولي في السلوك الهيدرولوجي لثلاثة أحواض فرعية (واد شلف حرازة ، واد رويينا زيدين واد شلف تيكيزال) والثاني هو تصاعدي في السلوك الهيدرولوجي لحوض الفرعي واد رأس وهران ، بينما لا يمكن التأكد من وجود أي اتجاه في سلوك الهيدرولوجي للحوض الفرعي واد سلي . تم إجراء دراسة مقارنة بين ثلاثة نماذج شاملة ومفاهيمية و/ أو شبه موزعة GR4J و: HBV Light و GARDÉNIA . في النماذج الثلاثة المستخدمة ، GR4J و HBV Light اعطا أداءً جيداً للغاية في كل من المعايرة والتحقق ، أما بالنسبة لـ GARDÉNIA، فقد قدم أداءً مقبولاً على العموم.

الكلمات الدالة : ، النمذجة مطر- تدفق ، الموارد المائية، الشلف الاعلى والاوسط.

Modélisation hydrologique pluie – débit et l'impact du changement climatique sur le cycle de l'eau. Cas Oued Cheliff. Bassin versant du Haut et Moyen Cheliff.

Résumé

L'objectif principal de cette thèse est de diagnostiquer le fonctionnement hydrologique du bassin versant du Haut et Moyen Cheliff. Afin d'atteindre cet objectif, cette étude est organisée autour de deux grands axes. Le premier axe est consacré à la variabilité hydro pluviométrique sur la période 1972/73-2013/14 (soit 42 ans). Le bassin versant du Haut et Moyen Cheliff connaît une variabilité pluviométrique marquée par une longue période sèche amorcée depuis la fin des années 1970 qui s'est amplifiée pendant les années 1980 et les années 1990. Le déficit pluviométrique évalué fluctue entre 16% et 29%. La variabilité pluviométrique se manifeste également par une baisse importante de la pluviométrie mensuelle. Les mois de la saison humide sont plus affectés, dans l'ensemble, que ceux de la saison sèche. Les mois de juin et juillet sont généralement déficitaires. L'évolution des débits dans le bassin du Haut et Moyen Cheliff a montré de fortes fluctuations de débits d'une année à une autre, ainsi qu'une abondance de l'écoulement durant la période 1973 à 1986 et une indigence de 1987 à 2005. Le deuxième axe consiste à identifier des tendances au sein de la relation pluie-débit et d'étudier ses impacts sur les ressources en eau du bassin versant du Haut et Moyen Cheliff. L'étude de la modélisation de la relation pluie-débit en utilisant les modèles GR1A et GR2M a montré leur performance et leur robustesse à simuler les écoulements. Ainsi, ces deux modèles ont identifié l'existence de deux tendances opposées, la première tendance est à la baisse (diminution des débits) aux seins du comportement hydrologique de trois sous-bassins (Oued Cheliff Harraza, Oued Rouina Zeddine et Oued Cheliff Tickezal). La seconde est à la hausse (augmentation des débits) dans le comportement hydrologique du sous bassin d'Oued Ras Ouahrane. Quant au cinquième sous bassin d'Oued Sly, les tests statistiques n'ont pas pu identifier avec les modèles, une tendance dans son comportement hydrologique. Une étude comparative a été effectuée entre trois modèles globaux et conceptuels et/ou semi-distribués : GR4J, HBV Light et GARDÉNIA. Sur les trois modèles utilisés, GR4J et HBV Light, présentent de très bonnes performances à la fois en calage et en validation, Quant à GARDÉNIA, il présente des performances assez acceptables.

Mots clés : Variabilité hydro-pluviométrique, modélisation, relation pluie-débit, ressources en eau, Haut et Moyen Cheliff.

Hydrological modeling of rainfall - flow and the impact of climate change on the water cycle case wadi Cheliff. Upper and Middle Cheliff watershed.

Abstract

The main objective of this thesis is to diagnose the hydrological functioning of the Upper and Middle Cheliff watershed. To achieve this objective, the study is organized around two main axes. The first axis is devoted to the hydro-rainfall variability over the period 1972 / 73-2013 / 14 (i.e. 42 years). The Upper and Middle Cheliff watershed has experienced rainfall variability marked by a long dry period that began at the end of the 1970s which amplified during the 1980s and the 1990s. The estimated rainfall deficit fluctuates between 16% and 29%. Rainfall variability is also manifested by a significant drop in monthly rainfall. The wet season months are generally more affected than those in the dry season. The months of June and July are generally in deficit. The evolution of flows in the Upper and Middle Cheliff watershed showed strong fluctuations in flows from one year to another, as well as an abundance of flow during the period 1973 to 1986 and poverty from 1987 to 2005. The second axis consists of identifying trends within the rainfall-flow relationship and studying its impacts on the water resources of the Upper and Middle Cheliff watershed. The study of the modeling of the rainfall-runoff relationship using the GR1A and GR2M models has shown their performance and their robustness in simulating flows. Thus, these two models identified the existence of two opposing trends, the first trend is downward (decrease in flow rates) in the hydrological behavior of three sub-basins (Oued Cheliff Harraza, Oued Rouina Zeddine and Oued Cheliff Tickezal). The second is on the rise (increase in flows) in the hydrological behavior of the Oued Ras Ouahrane sub-basin. As for the fifth sub-basin of Oued Sly, statistical tests were unable to identify with the models, a trend in its hydrological behavior. A comparative study was carried out between three global and conceptual and / or semi-distributed models: GR4J, HBV Light and GARDÉNIA. On the three models used, GR4J and HBV Light, present very good performances both in setting and in validation, As for GARDÉNIA, it presents quite acceptable performances.

Keywords: Hydro-pluviometric variability, modeling, rainfall-flow relationship, water resources, Upper and Middle Cheliff.

Table des matières

Remerciements	
ملخص	
Résumé	
Abstract	
Table des matières	
Tableau des figures	
Tableau des tableaux	
Liste des acronymes	
Introduction générale	01
Chapitre 1 Changement climatique et cycle de l'eau: de l'échelle globale à l'échelle locale	04
1.1 Evolution du climat et le changement climatique	05
1.1.1 Climat histoire du temps	05
1.1.2 Climat et cycle de l'eau	06
1.1.3 Climat et cycle de l'eau en Méditerranée	08
1.2 Changement climatique à l'échelle globale	12
1.2.1 Fonctionnement du changement climatique	12
1.2.2 Principe de l'effet de serre	12
1.2.3 Changement climatique observé	15
1.2.4 Impact du changement climatique sur le cycle hydrologique	17
1.3 Changement climatique en Méditerranée	18
1.4 Changement climatique en Algérie	21
Conclusion	25
Chapitre 2 Modélisation pluie-débit : Contexte et objectifs	27
2.1 La modélisation pluie-débit	28
2.2.1 Un modèle pluie-débit : définition et objectif	28
2.2.2 Intérêt d'un modèle pluie-débit	29
2.2 Approches de modélisation	30
2.3 Classification des modèles Pluie - Débit	31
2.3.1 Classification selon l'objet étudié : Modèles probabilistes, Modèles déterministes	31
2.3.2 Classification en fonction de la représentation des processus hydrologiques	32
2.3.3 Classification selon l'approche temporelle : Modèle événementiel ou continue	34
2.3.4 Classification selon l'approche spatiale	34
2.4 Calibration et validation d'un modèle	35
2.4.1 Le choix de la fonction- objectif	36
2.5 Évaluation de la robustesse d'un modèle	38
2.6 Présentation de quelques modèles hydrologiques	39
2.6.1 Modèle global (IHACRES)	39
2.6.2 Modèles Semi-Spécialisés (HEC, CEQUEAU & MIKE BASSIN)	40
2.6.2.1. Le modèle HEC-HMS	40
2.6.2.2. Le Modèle CEQUEAU	41
2.6.2.3. Modèle à base physique distribuée (MIKE SHE)	43

2.6.3	Modèle conceptuel distribué (TOPMODEL)	43
2.6.4	Le modèle SWAT	45
2.7	Choix du modèle utilisé	46
2.7.1	Modèle conceptuel global de la famille de GR (Génie Rural)	46
2.7.1.1.	Modèle conceptuel global GR1A	46
2.7.1.2.	Modèle conceptuel global GR2M	47
2.7.1.3.	Modèle conceptuel global GR4J	50
2.7.2	Modèle hydrologique GARDÉNIA	51
2.7.3	Modèle hydrologique HBV Light	53
	Conclusion	56
Chapitre 3	Description du milieu d'étude	57
3.1	Présentation de la zone d'étude	58
3.1.1	Aspects géomorphologiques	58
3.1.1.1.	Géologie	59
3.1.1.2.	Sol et végétation	66
3.1.1.3.	Ressources en eau	68
3.2	Caractéristiques morphométriques	71
3.2.1	Réseau hydrographique	73
3.3	Aspects Climatiques	79
3.3.1	Pluviométrie	79
3.3.2	Température	80
3.3.3	Evapotranspiration	81
	Conclusion	82
Chapitre 4	Traitement et analyse des données	84
4.1	Description de la base de données	85
4.1.1	Etude de l'homogénéisation des données	85
4.1.1.1	Choix des stations et critique des données	85
4.1.1.2	Données pluviométriques	86
4.1.1.3	Données hydrométriques	86
4.1.1.4	Données thermométriques	88
4.1.1.5	Estimation des données manquantes	88
4.1.2	Homogénéisation des séries pluviométriques	89
4.1.3	Homogénéisation des séries hydrométriques	95
4.1.4	Caractérisation statistique des séries thermométriques	98
4.1.5	Estimation de l'évapotranspiration potentielle ETP	99
4.2	Analyse fréquentielle des séries hydro-pluviométriques	100
4.2.1	Ajustement des données pluviométriques	101
4.2.2	Ajustement des données hydrométriques	104
	Conclusion	106
Chapitre 5	Caractérisation de la variabilité hydro-pluviométrique	108
5.1	Méthodes d'étude des fluctuations climatiques	109
	Aperçu sur le test de Pettitt.	109
	Aperçu sur le test de Mann – Kendall	110
	Aperçu sur la méthode de la moyenne mobile	110
	Aperçu sur les indices pluviométriques et hydrométriques	111
	Régionalisation climatique	111
	L'Analyse en Composantes Principales ACP	112
5.2	Variabilité Pluviométriques	113
5.2.1	Détection des ruptures dans les séries pluviométriques	113

5.2.1.1. Etude de la tendance des séries interannuelles pluviométriques	113
5.2.1.2. Etude de la tendance des séries inter-annuelles pluviométriques	115
5.2.2 Étude de l'évolution pluviométrique	119
5.3 Caractérisation de la sécheresse dans le Haut et Moyen Cheliff	121
5.3.1 Régionalisation de la sècheresse	124
5.4 Variabilité Hydrométrique	127
5.4.1 Détection des ruptures dans les séries interannuelles hydrométriques	127
5.4.2 Estimation des coefficients d'écoulement mensuels, saisonniers et annuels	130
5.4.3 Tendances pluriannuelles de l'écoulement	131
5.4.4 Tendances saisonnières de l'écoulement	132
5.4.5 Tendances mensuelles de l'écoulement	134
5.4.6 Variabilité interannuelle de l'écoulement	136
5.5 Analyse du bilan climatique	138
5.5.1 Bilan climatique mensuel dans les sous-bassins	138
5.5.2 Bilan climatique annuel dans les sous-bassins	140
5.5.3 Les régimes hydrologiques moyens du bassin	142
5.6 Bilans hydrologiques annuels et Corrélations hydro-pluviométriques	144
5.6.1 Les termes du bilan annuel moyen	144
5.6.2 Corrélations hydro-pluviométriques	145
6.6.2.1. Corrélation Ecoulement - Pluie	145
6.6.2.2. Corrélation Déficit d'écoulement - Pluie	148
6.6.2.3. Corrélation Coefficient d'écoulement - Pluie	149
Conclusion	150
Chapitre 6 Modélisation pluie-débit : Outil d'évaluation et étude de l'impact du changement climatique sur les ressources en eau	151
6.1 Méthodologie et analyse de l'efficacité des modèles	152
6.1.1 Performance et robustesse du modèle annuel GR1A	153
6.1.2 Robustesse du modèle GR1A	155
6.1.3 Performance et robustesse du modèle mensuel GR2M	158
6.1.4 Robustesse du modèle GR2M	163
6.2 Analyse des incertitudes associées aux débits simulés	164
6.2.1 Incertitudes associées aux débits simulés par le modèle annuel GR1A	164
Incertitudes associées aux débits simulés par le modèle mensuel GR2M	167
6.3 Identification de tendances dans la relation pluie-débit : Approche des simulations croisées	171
6.3.1 A l'échelle annuelle : le modèle annuel GR1A	172
6.3.2 A l'échelle mensuelle : le modèle mensuel GR2M	176
6.4 Etude comparative de modélisation	179
6.4.1 Techniques de calage et validation des modèles	181
6.4.2 Analyse des résultats et discussions	182
1) Calage et validation du modèle GR4J	182
2) Calage et validation du modèle HBV Light	185
3) Calage et validation du modèle GARDÉNIA	187
6.4.3 Comparaison des modèles GR4J, HBV Light et GARDÉNIA	189
Conclusion	193
Conclusion générale	195
Références bibliographiques	199
Annexes	210

Table des figures

Figure. 1.1	Variation de la température en surface au cours de l'histoire de la Terre	6
Figure. 1.2	Le cycle global de l'eau. Estimation des principaux réservoirs	7
Figure. 1.3	Représentation des différents compartiments du système climatique et de leurs interactions	8
Figure. 1.4	Localisation des zones continentales soumises à l'influence du climat méditerranéen	9
Figure. 1.5	Représentation simplifiée de l'effet de serre naturel	13
Figure. 1.6	Concentrations de CO ₂ , CH ₄ et N ₂ O dans l'atmosphère, depuis 2000 ans	14
Figure. 1.7	Répartition des contributions à l'effet de serre des différents gaz présents dans l'atmosphère	14
Figure. 1.8	Rapport complexe entre les observations	16
Figure. 1.9	Changement des températures à la surface terrestre, 1901-2012	18
Figure. 1.10	Emissions de GES des pays méditerranéens, en ktCO ₂ équivalent (ktCO ₂ e incluant utilisation des sols et foresterie, en 1990 et 2015	19
Figure. 1.11	Changements observés des précipitations annuelles sur les terres émergées	19
Figure. 1.12	Facteurs climatiques liés aux migrations dans le sud de la Méditerranée	20
Figure. 1.13	Carte des déficits pluviométriques	24
Figure. 2.1	Représentation du fonctionnement d'un modèle hydrologique	29
Figure. 2.2	Intérêt d'un modèle pluie-débit	30
Figure. 2.3	Schéma représentant la relation existant entre les données disponibles sur un bassin, la complexité du modèle hydrologique et ses performances	31
Figure. 2.4	Présentation schématique de la technique du double échantillon	39
Figure. 2.5	Structure du modèle IHACRES	40
Figure. 2.6	La fonction de production du modèle hydrologique CEQUEAU	42
Figure. 2.7	La fonction de transfert du modèle CEQUEAU	42
Figure. 2.8	Cycle de l'eau dans le logiciel MIKE SHI : processus modélisés	43
Figure. 2.9	Structure du modèle TOPMODEL	44
Figure. 2.10	Représentation schématique de TOPMODEL (S1, S2, S3 : niveaux dans les réservoirs ; m : un des paramètres du modèle)	45
Figure. 2.11	Fonctionnement schématique de SWAT	45
Figure. 2.12	Schéma de la structure du modèle GR2M	48
Figure. 2.13	Structure générale du modèle GR4J	50
Figure. 2.14	Schéma du modèle GARDÉNIA	52
Figure. 2.15	Schéma simplifié du modèle HBV	55
Figure. 3.1	Présentation de la zone d'étude	58
Figure. 3.2	Carte de situation de la plaine de Cheliff (la plaine du Haut et la plaine du Moyen Cheliff)	59

Figure. 3.3	Colonne lithostratigraphique synthétique et comportement hydrogéologique des différentes formations géologiques du Haut Cheliff	62
Figure. 3.4	La stratigraphie synthétique du Moyen- Chélif occidental	64
Figure. 3.5	Carte des formations lithologiques du Haut et Moyen Cheliff	66
Figure. 3.6	Les périmètres irrigués du Haut et du Moyen Cheliff	67
Figure. 3.7	Carte d'occupation des sols du bassin Haut et Moyen Cheliff	68
Figure. 3.8	Carte hydrogéologique et potentialités en eau souterraines	69
Figure. 3.9	Localisation des barrages dans le bassin du Haut et Moyen Cheliff.	70
Figure. 3.10	Carte altimétrique du Haut et Moyen Cheliff	71
Figure. 3.11	Carte de pentes du Haut et Moyen Cheliff	72
Figure. 3.12	Les sous bassins du bassin versant Haut et Moyen Cheliff	73
Figure. 3.13	Le réseau hydrographique de l'Oued Cheliff	74
Figure. 3.14	Hiérarchisation du réseau hydrographique du bassin hydrographique du Haut et Moyen Cheliff selon Strahler	75
Figure. 3.15	Profil en long de l'Oued Cheliff principal	76
Figure. 3.16	Profil en long de l'Oued Cheliff et de ses principaux affluents dans le Haut et Moyen Cheliff	77
Figure. 3.17	Carte des isohyètes du bassin versant du Haut et du Moyen Cheliff	80
Figure. 3.18	Variation des températures moyennes mensuelles de stations (Chléf, Miliana et Harraza) 1985/1986-2014/2015	81
Figure. 3.19	Carte des évapotranspirations annuelles du Nord de l'Algérie	82
Figure. 4.1	Stations pluviométriques, hydrométriques et thermométriques retenues dans le bassin versant du Haut et Moyen Cheliff.	88
Figure. 4.2	Test d'homogénéité des stations pluviométriques de la région d'étude	91
Figure. 4.3	Résultats d'homogénéisation des données pluviométriques (Après Contrôle de fiabilité et comblement de lacunes)	92
Figure. 4.4	Détection des anomalies par la méthode des résidus des stations : El Khemis ANRH – Ain Deffla), (Touaibia- Arib Cheliff), (Bordj El Amir AEK- Elanneb) et (Tickezal – Fodda Bge).	93
Figure. 4.5	Moyennes annuelles pluviométriques par station dans le bassin du Haut et Moyen Cheliff	95
Figure. 4.6	Test d'homogénéité des données hydrométriques de la région d'étude	95
Figure. 4.7	Résultats d'homogénéisation des données hydrométriques (Après Contrôle de fiabilité et comblement de lacunes)	96
Figure. 4.8	Détection des anomalies par la méthode des résidus des stations : (Arib Cheliff – El Ababessa), (Ponteba Dufluent – Djenane ben Ouaddah), (la moyenne de Ponteba Dufluent et Larbaa Ouled Fares - Marabout Blanc - Tickezal)	97
Figure. 4.9	Variation interannuelle des températures dans le bassin versant du Haut et Moyen Cheliff	99
Figure. 4.10	Variation interannuelle de l'évapotranspiration dans le bassin versant du Haut et Moyen Cheliff	100

Figure. 4.11	Ajustement à une loi Racine Normale des pluies annuelles (station d'Ain Deffla et Touaibia) par Hydrolab 2018	101
Figure. 4.12	Ajustement à une loi Log Normale des débits annuels par Hydrolab 2018	105
Figure. 5.1	Etude de la tendance des totaux pluviométriques annuels des stations : Ain Deffla, Arib Cheliff, Rouina Mairie et Ouled Fares par le test de Pettitt. Période d'étude (1972-2013).	114
Figure. 5.2	Déficits et variations des moyennes des répartitions pluviométriques à l'échelle hivernale avant et après rupture.	117
Figure. 5.3	Déficits et variations des moyennes des répartitions pluviométriques au printemps avant et après rupture.	118
Figure. 5.4	Courbes représentatives de la moyenne mobile des précipitations des stations : Ain Deffla; El Touaibia, Bordj El Amir AEK et Souk El Had	119
Figure. 5.5	Pourcentage de stations déficitaires par rapport à la période d'étude 1972 -2013	121
Figure. 5.6	Fréquence des valeurs du SPI (%) des stations retenues	122
Figure. 5.7	Projection des résultats du SPI sur le bassin du Haut et Moyen Cheliff	123
Figure. 5.8	Présentation des régions par l'extraction des composantes principales	125
Figure. 5.9	Régionalisation des SPI sur le bassin du Haut et Moyen Cheliff	125
Figure. 5.10	Présentation des individus sur le plan factoriel (CP1 et CP2)	126
Figure. 5.11	Variabilité temporelle de la première composante principale	127
Figure. 5.12	Etude de la tendance des modules annuels des stations : El Ababessa, Arib Cheliff et Larbaa Ouled Faresl par le test de Pettitt	128
Figure. 5.13	Etude de la tendance des modules annuels des stations : El Ababessa, Arib Cheliff et Larbaa Ouled Fares par le test de Mann-Kendall	129
Figure. 5.14	Evolution des coefficients d'écoulement annuels	132
Figure. 5.15	Evolution des coefficients d'écoulement saisonniers	133
Figure. 5.16	Evolution des coefficients d'écoulements mensuels	135
Figure. 5.17	Evolution interannuelle de l'écoulement	137
Figure. 5.18	Evolution saisonnière du bilan climatique dans les sous bassins : Oued Ras Ouahrane, Oued Cheliff Harraza, Oued Cheliff Harbil et Oued Cheliff Djellil	139
Figure. 5.19	Evolution interannuelle du bilan climatique dans les sous bassins d'Oued Ras Ouahrane (0122), d'Oued Cheliff Harraza (0117), d'Oued Cheliff Harbil (0115) et Oued Cheliff Djellil (0113).	140
Figure. 5.20	Evolution de la disponibilité en eau ruisselée dans le bassin versant du Haut et Moyen Cheliff	141
Figure. 5.21	Variation mensuelle des précipitations moyennes et le débit moyen dans les sous-bassins : Oued Cheliff Harraza, Oued Cheliff Tickezal et Oued Ras Ouahrane	143
Figure. 5.22	Corrélation hydro-pluviométrique des lames précipitées et écoulées des sous bassins-versants d'Oued Cheliff Harraza, Oued Cheliff Tickezal et Oued Ras Ouahrane.	146
Figure. 5.23	Corrélation hydro-pluviométrique des lames précipitées - lames écoulées de type polynomiale des sous bassins-versants d'Oued Cheliff Harraza, Oued Cheliff Tickezal et Oued Ras	147

Figure. 5.24	Corrélation hydro-pluviométrique des lames précipitées - écoulées, lames précipitées - déficits d'écoulement des sous bassins-versants d'Oued Cheliff Harraza, Oued Cheliff Tickezal et Oued Ras Ouahrane	148
Figure. 5.25	Corrélation hydro-pluviométrique des lames précipitées - coefficients d'écoulement des sous bassins-versants d'Oued Cheliff Harraza, Oued Cheliff Tickezal et Oued Ras Ouahrane	149
Figure. 6.1	Carte de situation des sous-bassins retenus pour la modélisation pluie-débit	152
Figure. 6.2	Fréquences cumulées des critères de performance NS et NS R(Q) en calage et en validation.	154
Figure. 6.3	Hydrogrammes observés et simulés en phase de calage et validation par le modèle de GR1A pour les sous bassins du Haut et Moyen Cheliff	156
Figure. 6.4	Fréquences cumulées des critères de performance NS et NS R(Q) en calage et en validation	159
Figure. 6.5	Hydrogrammes observés et simulés en phase de calage et validation par le modèle GR2M (1973-2013)	161
Figure. 6.6	. Hydrogrammes observés et simulés en phase de calage et validation par le modèle GR2M (1983-2013)	162
Figure. 6.7	Comparaison entre incertitudes et hydrogrammes observés et simulés par le modèle GR1A en calage et validation sur la période d'étude 1973-2013	166
Figure. 6.8	Comparaison entre incertitudes et hydrogrammes observés et simulés par le modèle GR2M en calage et validation sur la période d'étude 1973-2013	168
Figure. 6.9	Comparaison entre incertitudes et hydrogrammes observés et simulés par le modèle GR2M en calage et validation sur la période d'étude 1983-2013	169
Figure. 6.10	Incertitudes associées aux débits simulés en calage pour les cinq sous bassins retenus	170
Figure. 6.11	Distribution empirique des valeurs de la statistique SDD (Somme des Différences par rapport à la Diagonale) obtenues pour les Matrices des sous bassins en appliquant le modèle GR1A	175
Figure. 6.12	Distribution empirique des valeurs de la statistique SDD (Somme des Différences par rapport à la Diagonale) obtenues pour les Matrices des sous bassins en appliquant le modèle GR2M	178
Figure. 6.13	Hydrogrammes des Débits observés et simulés par GR4J. du sous bassin d'Oued Cheliff Harraza	184
Figure. 6.14	Calage et validation par le modèle HBV Light des écoulements dans le sous bassin d'Oued Cheliff Harraza	186
Figure. 6.15	Calage et validation du sous bassin d'Oued Cheliff Harraza par le modèle GARDENIA	188
Figure. 6.16	Corrélation débits observés et simulés dans le sous bassin d'Oued Cheliff Harraza en calage et validation avec GR4J, HBV Light et GARDENIA	191
Figure. 6.17	Comparaison des coefficients de Nash (NS) et de détermination (R^2) pour les trois modèles : GR4J, HBV Light et GARDENIA	192

Table des tableaux

Tableau. 1.1	Les ressources en eau des pays méditerranéens	10
Tableau. 2.1	Valeur des paramètres du modèle GR2M obtenues sur un large échantillon de bassins versants	49
Tableau. 2.2	Valeurs des paramètres du modèle GR4J obtenues sur un large échantillon de bassins versants	51
Tableau .3.1	Type de roche et leur sensibilité à l'érosion	66
Tableau .3.2	Grands périmètres d'irrigation	67
Tableau .3.3	Caractéristiques des barrages en exploitation du Haut et Moyen Cheliff	70
Tableau .3.4	Classes des pentes avec leur surface et leur degré de sensibilité à l'érosion	72
Tableau .3.5	Principales caractéristiques morphométriques des sous bassins du bassin versant Haut et Moyen Cheliff	78
Tableau .3.6	Caractéristiques physiographiques du bassin Haut et Moyen Cheliff	79
Tableau. 4.1	Liste des stations pluviométriques retenues pour l'étude	86
Tableau. 4.2	Stations hydrométriques retenues	87
Tableau. 4.3	Stations thermométriques retenues	88
Tableau. 4.4	Résultats de l'analyse des stations par la méthode de Bois	92
Tableau. 4.5	Caractéristiques statistiques des séries pluviométriques pour la période (1972/1973-2013/2014)	94
Tableau. 4.6	Caractéristiques statistiques des séries hydrométriques	97
Tableau. 4.7	Caractéristiques statistiques des séries thermométriques des stations thermométriques retenues.	98
Tableau. 4.8	Caractéristiques statistiques des séries d'évapotranspiration	99
Tableau. 4.9	Adéquation par le test Khi 2 (Ajustement des séries pluviométriques)	102
Tableau.4.10	Ajustement des séries pluviométrique à la loi Racine Normale	103
Tableau.4.11	Adéquation par le test de Khi 2 (Ajustement des séries des débits annuels)	104
Tableau.4.12	Ajustement des séries des débits annuels par la loi Log Normale	106
Tableau. 5.1	Classement en fonction de la probabilité associée au test de Pettitt	110
Tableau. 5.2	Classification des indices SPI	111
Tableau. 5.3	Tests statistiques appliqués sur les séries de totaux pluviométriques annuels	113
Tableau. 5.4	Test de Pettitt appliqué sur les séries de totaux pluviométriques saisonniers. Période d'étude (1972/1973 - 2012/2013).	116
Tableau. 5.5	Les déficits pluviométriques en (%) dans les différentes stations étudiées	117
Tableau. 5.6	Variances des premières composantes	124
Tableau. 5.7	Tests statistiques appliqués sur les séries de débits moyens annuels	128
Tableau. 5.8	Déficit hydrométrique des stations étudiées	130

Tableau. 5.9	Résultats des tests de Mann-Kendall et de Pettitt sur les coefficients mensuels (CMD), saisonniers et annuels d'écoulement des stations retenues	131
Tableau.5.10	Déficits d'écoulement des stations El Ababessa, Arib Cheliff et Larbaa Ouled Fares	136
Tableau.5.11	Données relatives au bilan climatique	138
Tableau.5.12	Bilan moyen annuel de l'écoulement	144
Tableau. 6.1	Résultats des calages et validations du modèle GR1A	153
Tableau. 6.2	Débits observés et simulés par le modèle GR1A en phases de calage et validation	155
Tableau. 6.3	Variations des performances du modèle GR1A en calage et en validation	157
Tableau. 6.4	Performances moyennes et critère de robustesse du modèle annuel GR1A	158
Tableau. 6.5	Résultats des calages et validations du modèle GR2M	158
Tableau. 6.6	Débits observés et simulés (mm) par le modèle GR2M	160
Tableau. 6.7	Performances moyennes et critère de robustesse du modèle mensuel GR2M	163
Tableau. 6.8	Performances moyennes et critère de robustesse du modèle GR2M	164
Tableau. 6.9	Incertitudes des débits simulés par GR1A en calage et validation	165
Tableau. 6.10	. Incertitudes des débits simulés par GR2M en calage et validation	167
Tableau. 6.11	Matrices de simulations croisées de l'écoulement moyen sur les sous bassins retenus par le modèle GR1A.	173
Tableau. 6.12	Synthèse de matrices de signes obtenues pour les sous-bassins retenus	174
Tableau. 6.13	Matrices de simulations croisées de l'écoulement moyen mensuel sur les sous bassins retenus par le modèle GR2M	176
Tableau. 6.14	Synthèse de matrices de signes obtenues pour les sous-bassins retenus	177
Tableau. 6.15	Présentation des modèles retenus	180
Tableau. 6.16	Périodes de calage et de validation	182
Tableau. 6.17	Résultat du calage et validation du modèle GR4J	183
Tableau. 6.18	Résultat du calage et validation du modèle HBV Light	185
Tableau. 6.19	Résultat du calage et validation du modèle GARDENIA.	187
Tableau. 6.20	Performances des modèles GR4J, HBV Light et GARDENIA	190

Liste des acronymes

ACP : Analyse en composantes principales	IND : Industrie
AEP : Alimentation en eau potable	INRA : Institut national de la recherche agronomique
AMO : Atlantic multidecadal oscillation	IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change
ANRH : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques	IRD : Institut de recherche pour le développement
BRGM : Bureau de Recherches Géologiques et Minières	IRR : Irrigation;
CCNUCC : Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques)	IRSTEA : Institut national de recherche en sciences et technologies pour l'environnement et l'agriculture
COD : Carbone organique dissous	MNT : Modèle numérique de terrain
CPDN : Contribution Prévüe Déterminée au niveau National	MOD : Matière organique dissoute
DCE : Directive cadre sur l'eau	NAO : North-Atlantic oscillation
ETP : Evapotranspiration potentielle	NS : Nash and Sutcliffe index
ETR : Evapotranspiration réelle	OMM : Organisation Météorologique Mondiale
FAO : Food and agriculture organization of the	ONU : Organisation des nations unies
FO : Fonction objectif	PHU : Potential heat units
GARDENIA : Modèle Global à Réservoirs pour la simulation des Débits et des Niveaux	PNUD : Programme des nations unies pour le développement
GES : Gaz à Effet de Serre	RU : Réserve utile du sol
GIEC : Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat	SIG : Système d'information géographique
HAC : Hierarchical ascendant clustering	SMHI : Institut Suédois de Météorologique et d'Hydrolog
HBV Light : Modèle Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning	SSR : Surface solar radiation
HCPC : Hierarchical clustering on principal components	SWAT : Soil and water assessment tool
HDI : Highest density interval	Trans : Transfert
HRU : Hydrological response unit	UV : Ultra-violet
HYPRES : Hydraulic properties of european soils	V.R : volume régularisé
IGCS : Inventaire, gestion et conservation des sols	ZRE : Zone de répartition des eaux

Introduction générale

Si la terre subit des changements climatiques depuis la nuit des temps, on peut se demander avec raison pourquoi l'on fait autant de bruit autour du changement ou le réchauffement climatique actuel. En réalité, le changement climatique actuel est inquiétant, car il est très rapide, et le renforcement de la résilience devient un enjeu majeur car le changement climatique affecte la quantité et la qualité de l'eau, la température de l'eau, les écosystèmes aquatiques et l'ampleur et la fréquence des événements météorologiques extrêmes tels que les inondations et les sécheresses. Par ses impacts sur les ressources en eau, le changement climatique affecte de nombreux secteurs, notamment l'agriculture, l'énergie, la pêche, le tourisme, la santé et la biodiversité.

Mais le changement climatique actuel est surtout unique, car l'homme y joue un rôle important dans l'émission croissante de gaz à effet de serre (GES), dont le facteur prépondérant de ce changement est la modification de la composition de l'atmosphère.

Le réchauffement climatique actuel se caractérise par une augmentation de la température globale à la surface de la Terre. La hausse des températures réchauffe les eaux de surface océaniques, ce qui entraîne plus d'évaporation, surtout aux basses latitudes (par exemple zones tropicales). Cette vapeur d'eau est ensuite prise dans la circulation atmosphérique et entre dans le cycle de l'eau. Des températures plus élevées entraînent donc globalement une augmentation des précipitations, mais réparties de manière non uniforme sur la planète et dans le temps. Certaines régions ont reçu plus de précipitations (Amérique du sud, Europe du Nord, etc.) alors que d'autres en recevaient moins (comme le Sahel, sud de l'Afrique, Méditerranée, etc.). Les événements de précipitations sont plus violents qu'auparavant dans toutes les régions, ce qui favorise les inondations.

De plus, l'eau étant étroitement liée au climat, n'importe quelle altération de ce dernier induira des changements dans le cycle hydrologique. Les répercussions du changement climatique sur l'eau sont nombreuses, souvent graves et touchent cet élément sous toutes ses phases : liquide, solide, gazeuse. Tous les éléments du cycle hydrologique sont sujets à une forte variabilité naturelle sur des échelles de temps interannuelles à décennales qui masque souvent les tendances à long terme (*Bates et al., 2008*).

En effet, les changements dans les fonctionnements hydrologiques ont également été observés depuis plusieurs décennies (*Bates et al., 2008*) : augmentation de la teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère, variation dans la répartition et dans l'intensité des précipitations (pluies, neiges, grêles...), variations saisonnières des régimes hydrologiques des cours d'eau (notamment ceux alimentés par la fonte des glaciers). Il apparaît que le réchauffement global a d'ores et déjà pour conséquences des changements du cycle hydrologique à l'échelle du globe (*Bates et al., 2008*), comme à l'échelle des grands bassins versants continentaux (*Rossi, 2010*) ou encore à l'échelle de bassins versants régionaux (*Habets et al., 2011 ; ICC-HYDROQUAL, 2010 ; Sauquet et al., 2010*).

Or, l'impact des changements climatiques sur l'hydrologie des bassins versants est généralement étudié à travers une longue et complexe chaîne de modélisation, initiée par les climatologues modélisant le climat à l'échelle globale et poursuivie par les hydrologues modélisant le cycle hydrologique et ses différents composants à l'échelle du bassin versant (*Brigode, 2013*).

Si le thème du changement climatique lié au réchauffement global a été largement médiatisé au cours de la dernière décennie, il existe une autre source de non-stationnarité qui revient à l'attention du public de façon récurrente : il s'agit du changement de l'aptitude des bassins versants à transformer la pluie en écoulement (souterrain ou de surface) utilisable par l'homme (*Andreassian, 2002*).

En Algérie, les changements climatiques à l'échelle globale se sont traduits par les phénomènes extrêmes, et les sécheresses périodiques parfois sévères et persistantes. L'augmentation substantielle de la température avec la diminution significative des précipitations et l'évaporation accrue, conduisant à un accroissement du stress hydrique et une raréfaction des ressources naturelles en général pourraient déstabiliser en profondeur son développement économique et social (*APNC, 2018*).

L'Algérie est donc, sensible à cette variabilité climatique qui a été marquée depuis la décennie 1970. Ainsi, pour mieux appréhender l'évolution du climat en Algérie et plus précisément le bassin versant du Haut et Moyen Cheliff, et évaluer ses impacts sur les ressources en eau, il est indispensable de disposer d'outils efficaces de modélisation numérique du système hydrologique. Les modèles pluie-débit sont des outils particulièrement adaptés pour évaluer l'impact des changements climatiques sur les ressources en eau, à condition d'être robustes et correctement calés pour simuler les débits des cours d'eau.

C'est dans cette perspective que s'inscrit le thème de cette étude intitulé « ***La modélisation pluie-débit et l'impact du changement climatique sur le cycle de l'eau, cas Oued Cheliff. Bassins versant du Haut et Moyen Cheliff*** ».

Par le biais de cette recherche, nous allons tenter d'établir les relations qui existent entre la modélisation pluie-débit, la variabilité climatique et le bassin versant du Haut et Moyen Cheliff.

En raison de la relation étroite entre le climat et le cycle de l'eau et du fait que la variabilité climatique peut se produire dans un bassin versant mais ne pas être ressentie de la même manière dans tous ses sous-bassins, une étude de variabilité hydro-pluviométrique est nécessaire afin de caractériser et analyser le changement de comportement hydrologique de ce bassin versant.

Toutefois, le comportement n'étant pas un phénomène directement observable, sa description et son analyse doivent nécessairement faire appel à un modèle. Les modèles hydrologiques décrivant le comportement du bassin versant sont des modèles pluie-débit (*Andreassian 2002*).

L'objectif principal de cette thèse est de diagnostiquer le fonctionnement hydrologique du bassin versant du Haut et Moyen Cheliff et de mettre en évidence l'impact de la variabilité climatique sur sa réponse. Pour ce faire, nous avons structuré notre travail en six chapitres :

Le chapitre 1 expose les spécificités de l'état des connaissances traitant du changement climatique, de l'étude du cycle hydrologique et des différents impacts que le premier peut avoir sur les différentes composantes du cycle hydrologique. Aussi, ce chapitre présentera une vue d'ensemble du changement climatique à l'échelle globale, de la méditerranée, puis à l'échelle locale ;

Le chapitre 2 est dédié à montrer la démarche de modélisation pluie-débit dans le contexte de l'hydrologie et donner un aperçu des diverses approches développées dans la transformation de la pluie en débit et de sa représentation à l'échelle du bassin versant. Nous exposons les différents modèles déjà existants destinés à simuler la transformation de la pluie en débit. Ensuite, nous présentons le choix de modèles retenus dans notre travail ;

Le chapitre 3 s'attèle à décrire le contexte géographique et climatique de l'unité hydrographique retenue pour cette étude « le bassin versant du Haut et Moyen Cheliff » ;

Le chapitre 4 apporte un soin particulier à la constitution de la banque de données pour qu'elle soit la plus fiable et la plus complète possible sur les différentes périodes d'étude retenues. Les séries hydro-pluviométriques ont été soumises à une analyse fréquentielle en choisissant la loi d'ajustement la plus adaptée aux échantillons. Et pour compléter l'information hydrologique, nous estimons les hauteurs de pluies et de débits dépassés plus fréquemment ou plus rarement de fréquences retenues allant de la centennale sèche à la centennale humide.

Le chapitre 5 Ce chapitre expose les résultats de l'analyse détaillée de la variabilité hydro-pluviométrique du bassin versant du Haut et Moyen Cheliff. Les séries hydro-pluviométriques ont été exploitées à l'aide de méthodes d'analyses statistiques robustes, et notamment d'identifier d'éventuelles discontinuités (ruptures de stationnarité). Ensuite, nous analysons l'évolution du bilan climatique et de l'écoulement dans les différents sous bassins hydrologiques ;

Le chapitre 6 a un double objectif ; d'une part, nous cherchons à évaluer les performances, les robustesses et les incertitudes des modèles hydrologiques GR1A et GR2M et d'identifier ensuite les tendances dans les comportements hydrologiques de cinq sous-bassins versants à partir des mêmes modèles. D'autre part, nous présentons une étude comparative entre trois modèles globaux et conceptuels et/ou semi-distribués (GR4J, HBV Light et GARDENIA) sur le sous bassin d'Oued Cheliff Harraza.

Ce travail prend fin par une conclusion générale qui synthétise les principaux résultats obtenus et évoquera des perspectives pour de futures recherches.

Chapitre 1

Changement climatique et cycle de l'eau: de l'échelle globale à l'échelle locale

Préambule

« Le réchauffement planétaire :

A l'échelle planétaire : une cause à défendre

A l'échelle locale : des intérêts à préserver. » (Senouci, 2009)

Il n'est pas inutile en préambule de rappeler que le climat est variable et que cette variabilité peut se traduire en impacts significatifs sur les ressources en eau et la sécurité de l'homme.

Etant donné que les ressources en eau sont indispensables pour toute forme de vie et qu'elles sont nécessaires en quantités importantes pour pratiquement toutes les activités humaines, l'étude des liens entre le changement climatique et les ressources en eau constitue un enjeu important d'analyse (Bates et al., 2008).

L'objectif de ce chapitre est de fournir un état (non exhaustif !) des connaissances sur le changement climatique et ses conséquences sur le cycle de l'eau, en introduisant, les liens existant entre le cycle de l'eau et le système climatique. Bien qu'un effort ait été entrepris pour réunir un nombre important d'études réalisées sur ce thème.

Aussi, ce chapitre présentera une vue d'ensemble du changement climatique à l'échelle globale, de la méditerranée, puis à l'échelle locale, en contextualisant ce travail dans une problématique plus large relative à la régionalisation du changement climatique et à ses conséquences sur le cycle hydrologique.

1.1. Evolution du climat et le changement climatique

1.1.1- Climat histoire du temps

La Terre a connu, au cours des temps, une alternance de périodes glaciaires et interglaciaires qui ont façonné les paysages terrestres, influencé l'évolution de la biosphère et fortement teinté l'histoire humaine. Connaître les climats passés (paléoclimatologie) et les facteurs qui en sont à l'origine pourrait nous permettre de mieux comprendre les causes du changement climatique actuel et de mieux se prémunir contre ses éventuelles conséquences.

Le climat correspond à l'état moyen des conditions météorologiques (précipitations, températures, ensoleillement, vents...) sur une longue période dans un lieu donné. Ces conditions météorologiques dépendent de divers facteurs qui interagissent et varient largement à la surface de la Terre, générant une mosaïque de climats différents (*Alterre Bourgogne, 2008*).

Les principaux facteurs qui régissent le climat sont :

- L'activité solaire, qui fournit plus ou moins d'énergie à la Terre, en fonction de l'activité solaire et de la distance Terre/Soleil ;
- L'inclinaison de l'axe des pôles par rapport aux rayons du Soleil et la forme sphérique de la Terre, qui conditionnent la répartition de l'énergie solaire à la surface du globe, ainsi, les pôles reçoivent moins d'énergie solaire que les zones équatoriales ;
- L'orbite elliptique que la Terre décrit autour du Soleil, qui conditionne également la quantité d'énergie solaire reçue ;
- La composition de l'atmosphère, qui joue sur l'aptitude du système à utiliser l'énergie solaire ;
- La taille et la position des continents et des océans à la surface de la terre, qui affectent la redistribution de l'énergie des basses latitudes vers les hautes latitudes via les courants océaniques et les vents.

A ces facteurs s'ajoutent des facteurs géographiques, tels que l'altitude, le relief, la nature du substrat qui sont à l'origine de microclimats dans « les climats ». Ils interviennent en permanence mais selon des échelles de temps très variables.

Ces facteurs, qui forment le système climatique, sont à l'origine d'une circulation de l'air et des océans, et génèrent des processus d'évaporation et de précipitations.

A l'échelle des grandes ères géologiques (primaire, secondaire tertiaire et quaternaire), le facteur qui prévaut est la tectonique qui détermine la taille et la position des océans et des continents.

Au sein du Quaternaire, période qui correspond à celle de l'humanité, les facteurs climatiques subissent des variations importantes, entraînant du même coup une variation de la quantité d'énergie reçue par la Terre. Le climat de la Terre est ainsi soumis à des alternances plus ou moins régulières de périodes chaudes et de périodes glaciaires (*Alterre Bourgogne, 2008*).

L'évolution du climat est caractérisée à l'échelle globale à travers l'évolution de la température moyenne de la Terre déterminée pour les périodes passées à partir des traceurs isotopiques des calottes glaciaires et des fossiles géologiques, et des mesures directes pour l'époque récente. Ainsi, de l'époque précambrienne (800 Ma avant) au Quaternaire, le climat a enregistré cinq phases glaciaires et cinq phases chaudes. La Figure 1.1 montre que les phases chaudes (interglaciaires) sont plus longues que les phases glaciaires de refroidissement (Boubacar, 2012).

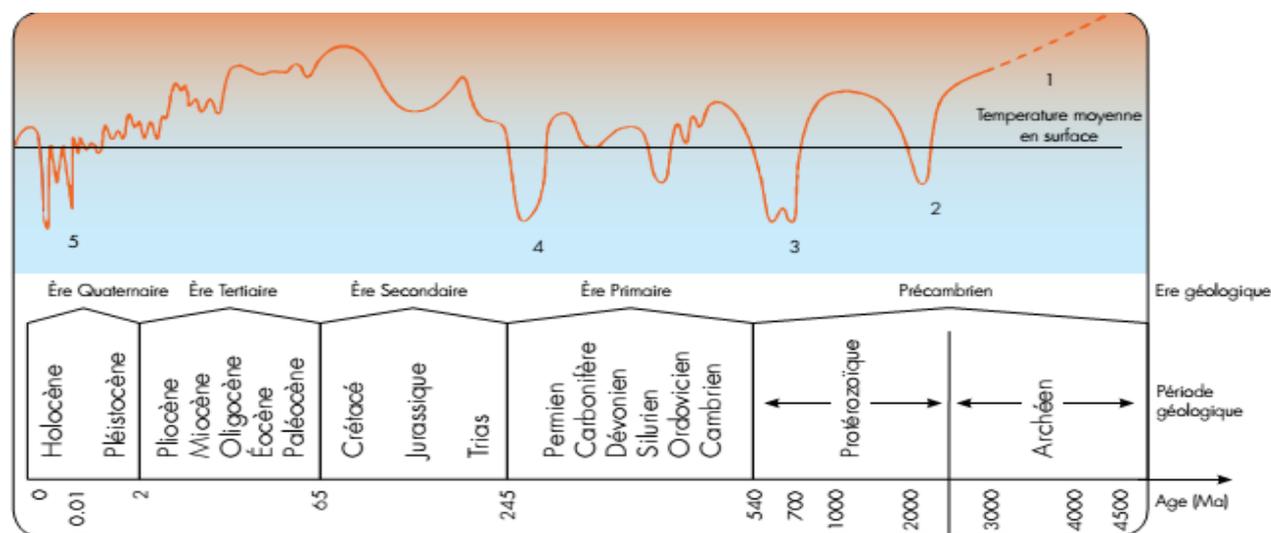


Figure 1.1. Variation de la température en surface au cours de l'histoire de la Terre (Ibrahim, 2012)
 1 : Période chaude du Précambrien inférieur (Archéen : -4.6 Ga à -2.5 Ga), 2 : Hypothèse de glaciation (-2.3Ga), 3 : Episode froid de la “Terre, boule-de-neige“ (Snow Ball Earth en anglais), 4 : Glaciation Permo-carbonifère ou gondwanienne, 5 : Glaciation Plio-Quaternaire (depuis -2Ma)
 Unités de temps : 1 Ga = 1 milliard d'années, 1 Ma = 1 million d'années.

Le climat n'est donc pas stable et a beaucoup évolué sur de longues périodes. Les périodes glaciaires qui ont conduit à la formation de vallées du même nom ou à des dépôts de lœss sont une illustration de ces évolutions (Florence et al., 2011)

1.1.2- Climat et cycle de l'eau

Le cycle de l'eau est l'ensemble des processus physiques, chimiques et biologiques qui recyclent l'eau, de manière continue et constante, et assure un approvisionnement constant de l'eau afin de maintenir la vie sur terre (Tomas et al., 2008)

Le cycle global de l'eau, aussi appelé grand cycle de l'eau, consiste en des échanges d'eau perpétuels entre l'atmosphère, l'hydrosphère et la biosphère.

Le moteur de ce cycle est l'énergie solaire. L'énergie thermique rayonnée active les processus d'évaporation et assure ainsi le maintien constant des différentes masses d'eau en mouvement. Le cycle de l'eau n'a pas de point de départ, mais les océans semblent un bon point de départ. Le soleil réchauffe l'eau des océans ; celle-ci s'évapore dans l'air. Les courants d'air ascendants entraînent la vapeur dans l'atmosphère, où les températures plus basses provoquent la condensation de la vapeur en nuages. Les courants d'air entraînent les nuages autour de la Terre, les particules de nuage se heurtent, s'amoncellent et retombent en tant que précipitation.

Certaines précipitations retombent sous forme de neige et peuvent s'accumuler en tant que calottes glaciales et glaciers. Quand arrive le printemps, la neige fond et l'eau ruisselle. (Jacqueline, 2016).

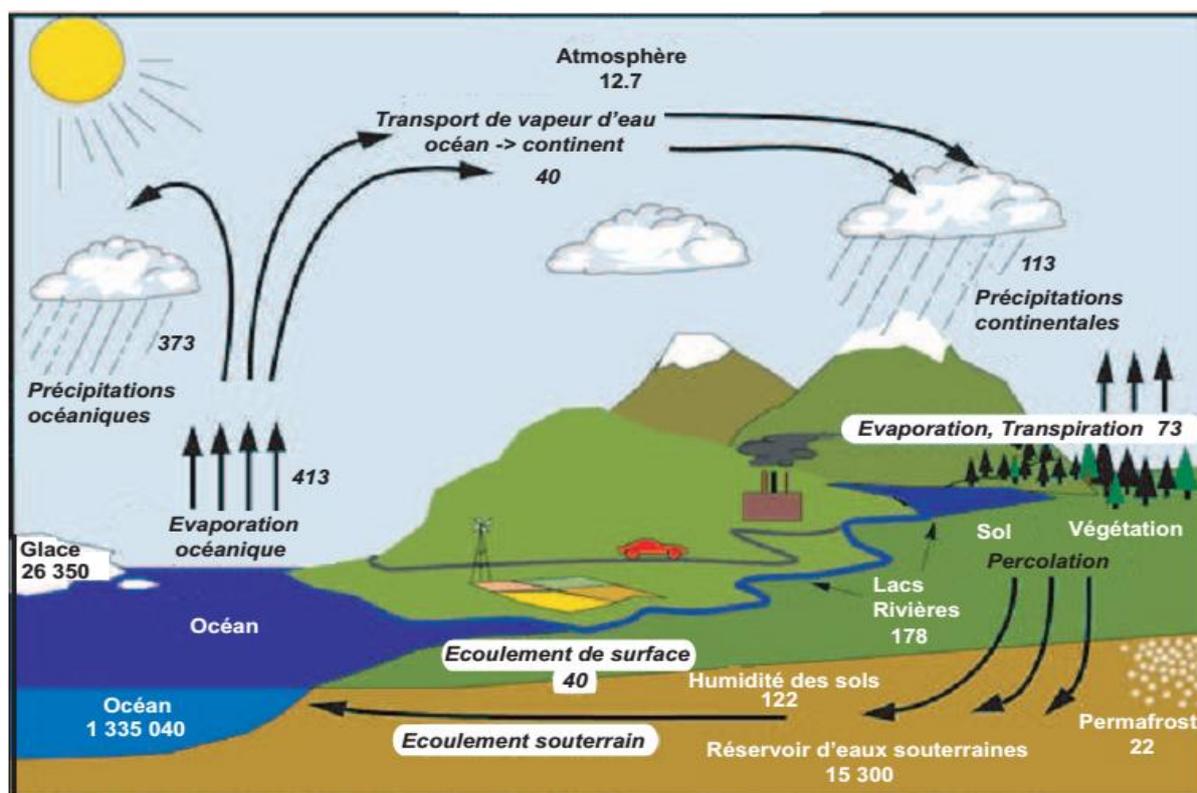


Figure. 1.2. Le cycle global de l'eau. Estimation des principaux réservoirs (police normale) en 10^3 km^3 et des principaux flux au travers du système (police italique) en $10^3 \text{ km}^3 \cdot \text{an}^{-1}$. Extrait de *Trenberth et al. (2006)*

Le cycle local de l'eau est une version à plus petite échelle du cycle global de l'eau. Cette fois-ci, les mécanismes de précipitations, d'infiltration et d'évapotranspiration dépendent directement des conditions environnementales de la région ou du bassin où ils se situent. Lors des précipitations, une partie de l'eau ruisselle et une partie s'infiltré dans la terre, favorisant la recharge des nappes phréatiques et l'évapotranspiration par la végétation et la surface (sols, eaux libres). Cette évapotranspiration permet de restituer l'eau à l'atmosphère, entraînant la formation de nuages et le déclenchement de nouvelles précipitations (*Coalition Eau 2015*). Cependant, l'activité humaine (urbanisation, agriculture, industries...) crée des interférences dans ce cycle : par exemple, l'imperméabilisation des sols empêche l'infiltration des eaux dans la terre et limite l'approvisionnement en eau du cycle local de l'eau.

A toutes les échelles de temps, variabilité du climat et variabilité du cycle de l'eau sont intimement liées (Figure 1.3). Le transport de chaleur par l'atmosphère se fait pour moitié par transport de vapeur d'eau et transfert de chaleur latente en chaleur sensible (soit à la surface lors des processus d'évaporation ou de transpiration, soit sur les lieux de condensation). Aux échelles de temps longues, la construction des calottes de glace, le volume des mers résultent du transport net d'eau depuis les océans vers les continents. Les effets amplificateurs des changements climatiques liés à l'albédo des surfaces enneigées ou englacées sont

considérables. Le transport de chaleur par l'océan (via la « conveyor belt ») se met en place suite aux gradients verticaux de densité de l'eau de mer, résultant à la fois de la température de l'eau de mer mais aussi de sa salinité, contrôlée par la formation de glace de mer et par le bilan net d'eau douce échangé avec l'atmosphère. Le rôle de la végétation sur la dynamique du climat passe par ses caractéristiques en termes de rugosité et d'albédo (renforçant ou inhibant l'effet réfléchissant d'une couverture de neige aux hautes latitudes), mais également par sa capacité à utiliser l'eau. Le cycle de l'eau est également central pour les interactions entre aérosols et climat (via les processus de microphysique des nuages) et les couplages entre tropiques et hautes latitudes (Valérie, 2003).

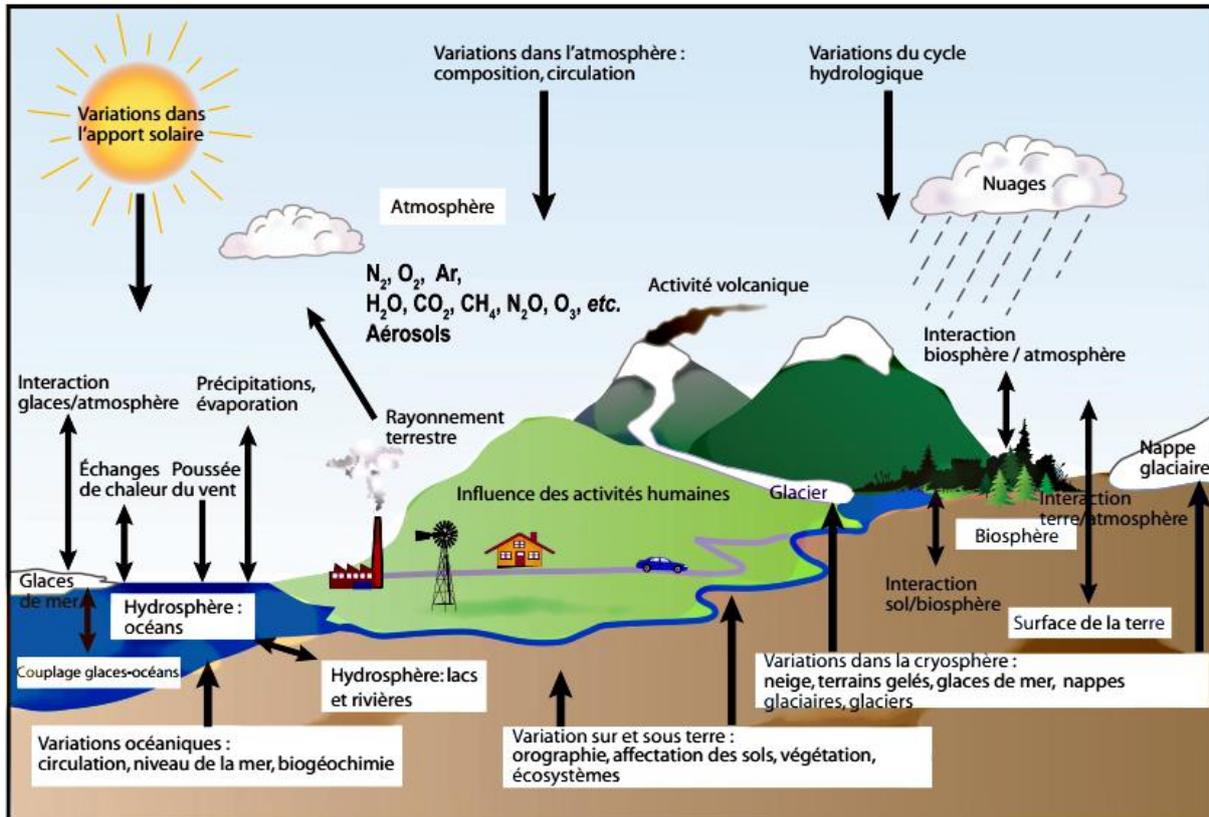


Figure 1.3. Représentation des différents compartiments du système climatique et de leurs interactions (GIEC, 2007)

1.1.3- Climat et cycle de l'eau en Méditerranée

Le bassin méditerranéen est une zone de transition majeure entre le climat tropical, d'une part, et le climat tempéré des moyennes latitudes, d'autre part. Considéré par le dernier rapport du GIEC comme étant un « hot spot » climatique (IPCC, 2013).

Le climat méditerranéen est caractérisé par l'alternance d'hivers doux et pluvieux et d'étés chauds et secs associés à un déficit hydrique des sols relativement important (Bolle, 2003).

Le climat méditerranéen se rencontre habituellement entre 30° et 40° de latitude sur la bordure occidentale des continents (Figure 1.4). Il s'étend toutefois davantage vers l'Est au tour de la Mer Méditerranée elle-même, car celle-ci représente une source d'humidité importante pour les terres situées aux alentours (Lionello et al., 2006). Ce climat se rencontre

au niveau des territoires bordant la Méditerranée mais également dans d'autres régions du globe telles que celles situées en Californie, au Chili, ou bien encore en Australie et en Afrique du Sud

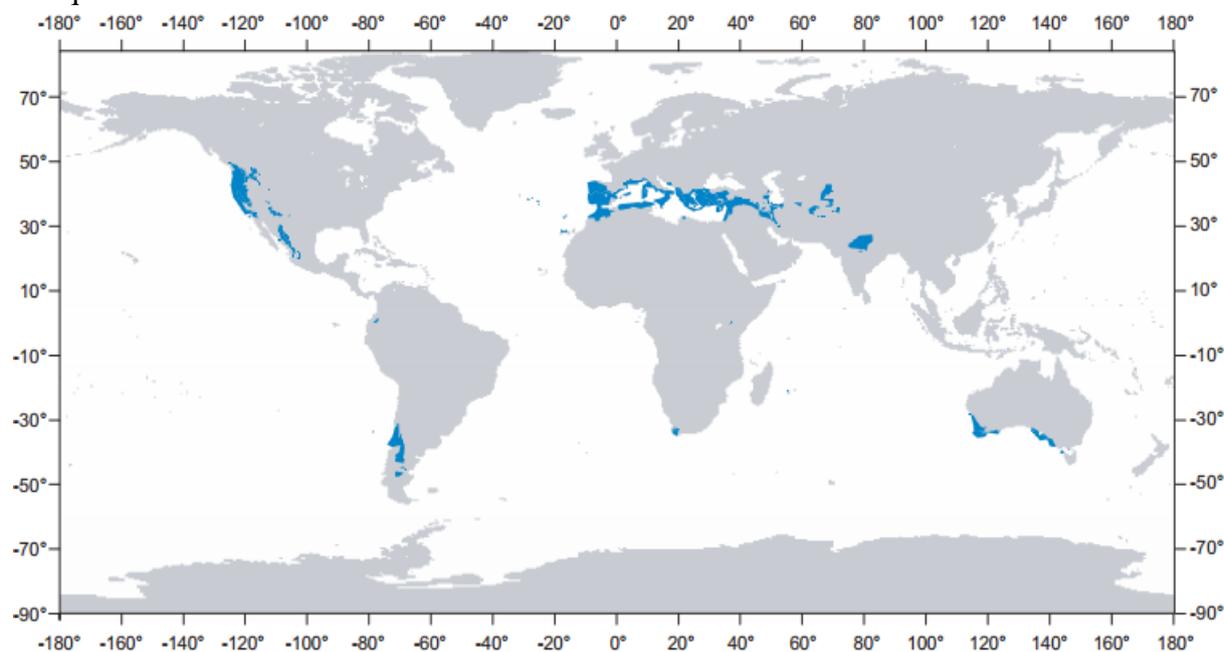


Figure. 1.4. Localisation des zones continentales soumises à l'influence du climat méditerranéen (en bleu). Adapté de *Kottek et al., (2006)*.

Le bassin méditerranéen se situe dans la zone de transition entre la circulation instable (ZCIT) des moyennes latitudes et l'influence des hautes pressions subtropicales stables. Du fait du déplacement de la ZCIT au cours de l'année, cette région subit l'influence du régime des vents d'ouest en période hivernale tandis qu'elle se situe plutôt sous la banche descendante de la cellule de Hadley en période estivale. C'est l'alternance saisonnière entre ces deux régimes et la forte influence de la mer Méditerranée qui explique le contraste saisonnier entre hivers doux et pluvieux et étés chauds et secs. En outre, cette position charnière entre les régimes extratropicaux et tropicaux rend le bassin méditerranéen particulièrement sensible à tout changement intervenant dans la circulation atmosphérique. La complexité topographique du littoral méditerranéen vient néanmoins se superposer à ce schéma simpliste contribuant, au final, à créer une multitude de climats locaux très différents (*Bolle, 2003*).

Les ressources en eau sont limitées sur le pourtour de la Méditerranée et leur disponibilité future est très incertaine. Les ressources sont de plus en plus menacées par des influences telles que l'urbanisation, la croissance démographique et la variabilité/l'évolution climatique. Selon *Margat, MEDHYCOS, 2008*, les données hydrologiques par pays (km^3/an) pour le bassin méditerranéen sont présentées dans le Tableau 1.1 et comprennent tous les différents processus. Les ressources en eau du bassin méditerranéen (BM) s'élèvent à 600 km^3 (dont 81 km^3 provenant de pays non méditerranéens). La consommation finale estimée est de 90 km^3 par an, pour les diverses utilisations. Les débits sortants (eaux de surface + eaux souterraines) vers le bassin méditerranéen représentent environ $473,5 \text{ km}^3$ ($430 \text{ km}^3 + 43,5 \text{ km}^3$). La quantité de pertes par évaporation de l'eau de surface est estimée à $\sim 46,5 \text{ km}^3$ (dont un tiers, soit 13 km^3 , correspond à l'évaporation des réservoirs d'eau).

Tableau 1.1. Les ressources en eau des pays méditerranéens (*Margat, 2008*)

	Précipitations	Ressources et flux						Flux actuels sortant des pays					Consommations et pertes	
	1	2	3	3'	4	4'	5	6	7	8	9	9'	10	11
Pays	Précipitations moyenne annuelles	Ressources internes des pays (P-ETR)	Eau souterraine (2-3')	Ressources en eau de surface (2-3)	Contribution externe des pays voisins (eaux de surface et eaux souterraines)	Contribution des pays non méditerranéens (inclus dans 4)	Ressources totales (2+4')	Rivières réelles se jettent vers la mer Méditerranée	Flux des eaux souterraines vers la Méditerranée	Rejets réels vers les pays voisins	Rejets sortant des pays (6 + 7 + 8)	Rejets vers la Méditerranée (6 + 7)	Consommation finale par les utilisateurs, y compris les effluents dans la mer	Pertes par évaporation des barrages
Espagne	112,00	28,00	10,44	17,56	0,35	0,10	28,10	14,30	0,65	0,03	14,98	14,95	10,25	1,00
France	123,00	64,00	32,00	32,00	8,50	8,50	72,50	66,00	0,20	0,70	66,90	66,20	5,00	0,30
Italie	296,00	182,50	43,00	139,50	6,30	2,00	184,50	155,10	12,00	0,00	167,10	167,10	18,00	
Malte	0,17	0,05	0,05	0,00	0,00		0,05	0,00	0,04	0,00	0,04	0,04	0,03	
Slovénie	6,54	4,21		4,21	0,00		4,21	0,25	0,15	3,80	4,20	0,40	0,00	
Croatie	26,50	18,00	9,00	9,00	13,70		18,00	21,20	10,50	0,00	31,70	31,70	0,50	
Bosnie-Herzégovine	22,00	14,00		14,00	0,00		14,00	0,02	0,05	13,58	13,65	0,07	0,04	
Yougoslavie	22,00	16,00	2,00	14,00	0,00		16,00	1,50	1,60	12,00	15,10	3,10	0,27	
ARY Macédoine	18,00	5,42		5,42	1,00		5,42	0,00	0,00	6,30	6,30	0,00	0,77	
Albanie	42,70	26,90	6,20	20,70	15,90	2,00	28,90	40,70	1,00	0,00	41,70	41,70	0,60	
Grèce	113,40	58,00	10,30	47,70	11,20	10,20	68,20	48,70	2,50	2,00	53,20	51,20	6,00	1,00
Turquie	140,00	66,00	20,00	46,00	3,45	2,80	68,80	50,00	12,00	0,20	62,20	62,00	6,00	
Chypre	4,42	0,78	0,28	0,50	0,00		0,78	0,18	0,23	0,00	0,41	0,41	0,17	
Syrie	13,55	5,00	2,38	2,62	0,83		5,00	1,33	1,00	0,85	3,18	2,33	1,60	0,50
Liban	8,20	4,60	3,10	1,50	0,00		4,60	2,00	0,72	0,64	3,36	2,72	1,00	
Israël	3,00	0,63	0,45	0,18	0,38		0,63	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	1,00	0,12
Autorité palestinienne	1,42	0,62	0,55	0,07	0,01		0,62	0,02	0,00	0,50	0,52	0,02	0,13	0,00
Égypte	12,00	0,80	0,50	0,30	55,50	55,50	56,30	13,00	0,03	0,00	13,03	13,03	35,10	10,00
Libia	10,00	0,70	0,60	0,10	0,00		0,70	0,05	0,05	0,00	0,10	0,10	0,50	
Tunisie	33,00	3,70	1,15	2,55	0,32		3,70	0,65	0,20	0,00	0,85	0,85	1,10	0,47
Algérie	68,50	14,50	1,33	13,17	0,03		14,50	11,30	0,00	0,32	11,62	11,30	1,70	
Maroc	21,00	5,00	1,00	4,00	0,00		5,00	3,65	0,10	0,03	3,78	3,75	0,90	
Total	1098,00	519,00	144,00	376,00	117,00	81,10	600,10	430,00	43,50	41,00	514,50	473,50	90,00	13,40

La plupart des flux présentés dans ce tableau représentent la majeure partie des processus du cycle hydrologique (soit le ruissellement de surface, les aspects dynamiques des aquifères, le débit des fleuves, l'évapotranspiration, la disponibilité en eau, et les événements extrêmes...) mais ils seront modifiés par les changements climatiques sur la Méditerranée (*Tourre et al., 2008*).

Les caractéristiques du climat méditerranéen sont définies comme suit :

Les températures annuelles moyennes sont clémentes (supérieures à 15 °C), mais avec des amplitudes qui restent importantes. La saison estivale est chaude (à Beyrouth, les moyennes sont supérieures à 20 °C d'avril à octobre). En milieu de journée, les températures sous abri peuvent atteindre 40 °C, surtout à l'intérieur des terres. L'hiver est généralement doux et les températures moyennes du mois le plus froid sont supérieures à 10° C (10,5° C en janvier à Alger), sauf pour le nord-ouest du bassin où les advections froides (mouvement ascendant de l'air) sont plus fréquentes (8° C en janvier à Nice). C'est en cette saison que la variabilité thermique est la plus importante, que ce soit d'une année sur l'autre ou d'un jour à l'autre, car des coups de froid ou des poussées tropicales chaudes peuvent alterner en quelques heures (*Chaabane, 2010*).

Pluies torrentielles : Il est récurrent d'avoir de fortes pluies sur des périodes courtes. En Espagne, en 1972 on a relevé des précipitations de 300 millimètres en seulement 24 heures dans Figueras (Catalogne). En 1994 on releva des précipitations de 200 l/m² en 24 heures sur le fleuve Congost. Il y a également de nombreux cas pour lesquels les précipitations étaient au-dessus de 100 millimètres en une heure. Quelques zones peuvent recevoir en quelques jours plus de 50% des précipitations annuelles (*Couret et Lavigne, 2010*);

Périodes sèches : Ajoutées à un été sec, d'autres périodes de sécheresse se produisent tout au long de l'année. Il est possible dans certains cas que l'humidité soit inférieure à 20%.

Inondation : En climat méditerranéen, les inondations sont principalement de type « débordement direct » du fait des précipitations importantes à l'automne (*Couret et Lavigne, 2010*).

Le régime des vents est variable d'une région à l'autre. La tramontane (Languedoc Roussillon), le mistral (Provence) et la bora (Adriatique) sont des vents forts, froids et desséchants, soufflant du continent européen vers la mer. Le sirocco et le khamsin, chauds et secs, soufflent de l'Afrique vers la mer. En saison froide, des perturbations pluvieuses circulent principalement d'ouest en est sur la Méditerranée. Les deux tiers de celles-ci se forment sur la mer, les autres, originaires de l'océan Atlantique, sont réactivées au contact des eaux chaudes. Le gradient thermique vertical est souvent important, ce qui active la cyclogenèse. A l'avant des perturbations, les courants sont de secteur sud (sirocco et khamsin), à l'arrière, ils sont plutôt de secteur nord (tramontane, mistral et bora) (*Chaabane, 2010*).

1.2. Changement climatique à l'échelle globale

1.2.1 Fonctionnement du changement climatique

On parle de changement climatique (appelé aussi *réchauffement global* ou *planétaire*), lorsque le climat global de la terre ou l'ensemble des climats régionaux subissent une modification durable (au minimum sur une durée de dix ans). Un climat étant défini par de nombreuses variables, un changement climatique ne peut pas être réduit a priori à un simple changement de la température moyenne. Il comprendra très probablement aussi une modification de la valeur moyenne ou de la variabilité des précipitations, des vents, de l'humidité du sol (FAO, 2020).

Etant donné que le réchauffement climatique coïncide avec le développement industriel, l'activité humaine a été rapidement pointée du doigt, et notamment les gaz à effets de serre, dont le CO₂ est le plus produit. La Communauté internationale a alors fondé le *GIEC* dans le but d'étudier la problématique.

Le *GIEC* (Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat) a déjà publié cinq rapports (1990, 1995, 2001, 2007 et 2014). C'est suite au rapport de 1995 que le protocole de Kyoto fut élaboré, visant à diminuer la production de gazes à effet de serre.

Le changement climatique est défini par le *GIEC*, comme « tout changement du climat dû à sa variabilité naturelle ou résultant de l'activité humaine ».

La Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (*CCNUCC*) restreint cette définition en parlant de « changements qui sont attribués directement ou indirectement à une activité humaine altérant la composition de l'atmosphère mondiale et qui viennent s'ajouter à la variabilité naturelle du climat observée au cours de périodes comparables ».

D'après le 4^e rapport du *GIEC*, « le réchauffement du climat ne fait aucun doute et est désormais attesté par l'augmentation observée des températures moyennes de l'air et de l'océan, la fonte généralisée de la neige et de la glace et l'augmentation du niveau moyen de la mer ».

1.2.2 Principe de l'effet de serre

L'effet de serre est un phénomène naturel lié à l'existence d'une atmosphère autour de notre planète. Cette atmosphère permet aux rayonnements solaires de pénétrer, ce qui réchauffe la planète, mais ne laisse pas cette énergie repartir. En effet, certaines molécules de gaz récupèrent le rayonnement de chaleur de la planète temporairement. Ensuite, elles libèrent cette chaleur dans toutes les directions - y compris vers la terre. Une partie de l'énergie solaire reste bloquée sous forme de chaleur. Un équilibre entre l'énergie entrante et l'énergie réfléchie se forme, et c'est ce que l'on appelle « *l'effet de serre naturel* » (Tomas et al., 2008).

Depuis le début de la révolution industrielle, les activités humaines sont également devenues une source très importante de gaz à effet de serre. Une industrie se basant essentiellement sur les combustibles fossiles, une agriculture très intensive, une déforestation à grande échelle et une production de nombreux produits chimiques ont tous conduit à un dérèglement inattendu de « l'effet de serre naturel ». Leur accumulation dans l'atmosphère produit un « *effet de serre additionnel* », entraînant une modification du système climatique et une augmentation de la température moyenne sur terre Figure 1.5.

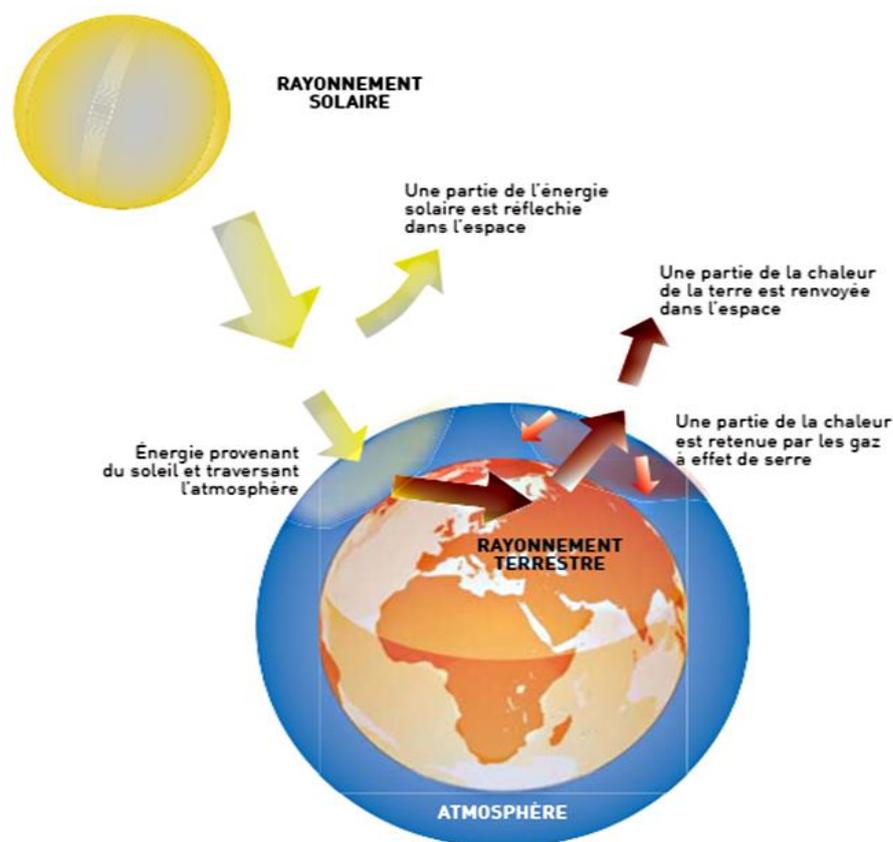


Figure. 1.5. Représentation simplifiée de l'effet de serre naturel (Florence et al., 2011)

Les gaz à effet de serre présents naturellement dans l'atmosphère sont principalement :

- **Le gaz carbonique (CO_2)** a augmenté à cause de l'utilisation des combustibles fossiles dans les transports, le chauffage et la climatisation des bâtiments, ainsi que par les cimenteries et autres industries. Le déboisement dégage du CO_2 et diminue son absorption par les plantes. Des processus naturels, tels que la décomposition des matières végétales, dégagent également du dioxyde de carbone ;
- **Le méthane (CH_4)** est dû principalement à l'activité humaine dans les domaines de l'agriculture, de la distribution du gaz naturel et de l'enfouissement des déchets. Le méthane se dégage naturellement, entre autres, dans des zones humides ;
- **Le protoxyde d'azote (N_2O)** émis par les océans et les sols ; ou par l'utilisation d'engrais et combustion de combustibles fossiles ;
- **Les halocarbures** sont principalement dues à l'activité humaine, mais aussi, dans une mesure moindre, à des processus naturels. Les principaux gaz halocarbonés comprennent les chlorofluorocarbures (les CFC et dérivés) ;
- **L'ozone (O_3)** est naturellement présent dans l'atmosphère terrestre, formant dans la stratosphère une couche d'ozone entre 15 et 20 km. Cet ozone absorbant fortement les rayons ultraviolets, protège les organismes vivants de radiations U.V. Il est détruit par des aérosols, notamment issus de l'activité humaine, parmi lesquels les CFC, entraînant ainsi un trou dans la couche d'ozone (Actu Environnement, 2015) ;
- **La vapeur d'eau (H_2O)** qui se forme par évaporation depuis le sol, les plantes, les rivières, les océans, etc. elle est considérée comme le plus important et le plus répandu des

gaz à effet de serre atmosphériques. Sa quantité dans l'atmosphère dépend peu de l'influence directe des activités humaines ;

– **Les aérosols** sont de minuscules particules présentes dans l'atmosphère, dont la dimension, la concentration et la composition chimique sont fortement sujettes à variation. Les aérosols peuvent être d'origine naturelle ou anthropique. Ils peuvent influencer sur le climat de deux façons : soit directement, en agissant et en absorbant le rayonnement ; soit indirectement, en agissant comme noyaux de condensation pour la formation de nuages ou la modification des propriétés optiques et de la durée de vie des nuages (*Dumas et al., 2005*).

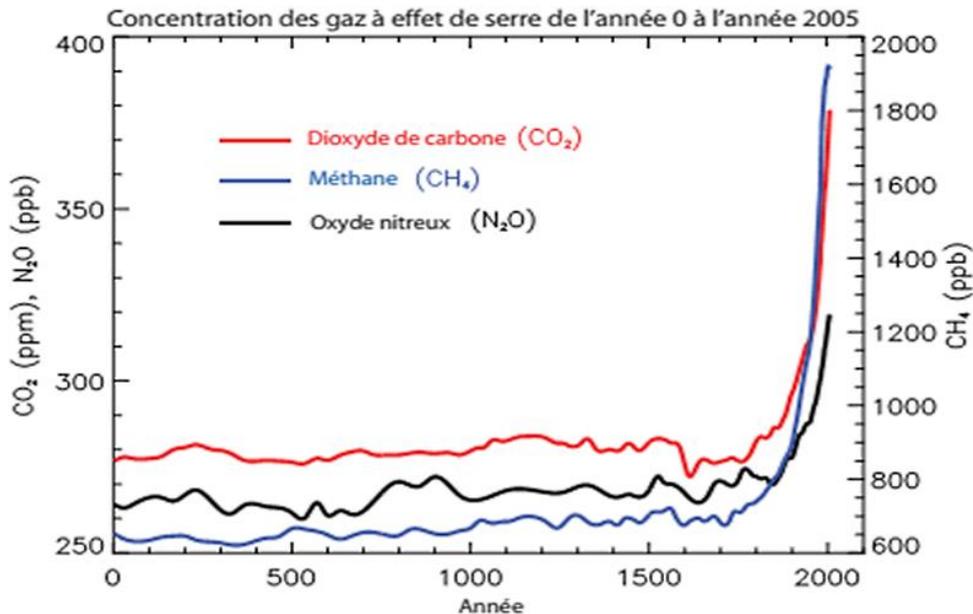


Figure 1.6. Concentrations de CO₂, CH₄ et N₂O dans l'atmosphère, depuis 2000 ans (*GIEC, 2007*)

Naturellement, les principaux gaz à effet de serre sont, par ordre décroissant d'importance : la vapeur d'eau (H₂O), le dioxyde de carbone (CO₂), le méthane (CH₄), le protoxyde d'azote (N₂O), l'ozone (O₃).

Chacun de ces gaz contribue à l'effet de serre de la façon suivante :

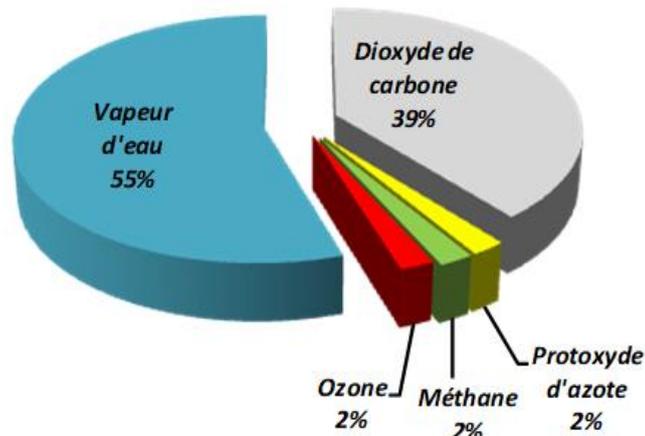


Figure 1.7. Répartition des contributions à l'effet de serre des différents gaz présents dans l'atmosphère (*GIEC, 1992*).

1.2.3 Changement climatique observé

Onze des douze dernières années (1995–2006) figurent parmi les douze années les plus chaudes depuis 1850, date à laquelle ont débuté les relevés instrumentaux de la température à la surface du globe. On estimait à 0,6 [0,4-0,8] °C la tendance linéaire au réchauffement entre 1901 et 2000, la valeur établie pour 1906–2005 atteint 0,74 [0,56-0,92] °C (Figure 1.8.a). Les températures ont augmenté presque partout dans le monde, quoique de manière plus sensible aux latitudes élevées de l'hémisphère Nord. Par ailleurs, les terres émergées se sont réchauffées plus rapidement que les océans (*GIEC, 2007*).

À l'échelle mondiale, le réchauffement de l'océan est plus prononcé près de la surface et les 75 premiers mètres de profondeur se sont réchauffés de 0,11 [0,09 à 0,13] °C par décennie sur la période 1971–2010 (*GIEC, 2014*).

La concentration des gaz à effet de serre (GES) a fortement augmenté dans l'atmosphère en raison des émissions engendrées par l'activité humaine depuis l'époque préindustrielle (Figure 1.8.c). Le cumul des émissions atmosphériques anthropiques de CO₂ entre 1750 et 2011 s'élève à 2040 ± 310 GtCO₂. Environ la moitié des émissions anthropiques de CO₂ cumulées entre 1750 et 2011 ont été produites durant les 40 dernières années de cette période (*GIEC, 2014*) (Figure 1.8.d).

La hauteur annuelle des précipitations de l'hémisphère Nord, a augmenté depuis 1901 aux latitudes moyennes et élevées (de 30° à 60° de latitude Nord) à un rythme de 0,5 à 1 % par décennie. Par contre, dans les zones subtropicales (de 10° à 30° de latitude Nord), les pluies ont en moyenne diminué probablement d'environ 0,3% par décennie (*GIEC, 2001*).

L'étendue moyenne annuelle de la banquise arctique a diminué au cours de la période 1979–2012 à une vitesse qui se situait très probablement entre 3,5 et 4,1 % par décennie.

Il est très probable que l'étendue moyenne annuelle de la banquise en Antarctique a augmenté de 1,2 à 1,8 % par décennie entre 1979 et 2012 (*GIEC, 2014*).

Entre 1901 et 2010, le niveau moyen des mers à l'échelle du globe s'est élevé de 0,19 m [de 0,17 à 0,21 m] (Figure 1.8.b). Depuis le milieu du 19^{ième} siècle, le rythme d'élévation du niveau moyen des mers est supérieur au rythme moyen des deux derniers millénaires (*GIEC, 2014*).

Les sécheresses météorologiques (précipitations) et agricoles (humidité du sol) sont plus nombreuses depuis les années 1950 en Afrique de l'Ouest et en Europe du Sud, mais pour les autres régions, les résultats sont moins concluants (*GIEC, 2014*).

Les incidences de phénomènes climatiques extrêmes vagues de chaleur, sécheresses, inondations, cyclones et incendies de forêt, mettent en évidence la grande vulnérabilité et le degré élevé d'exposition de certains écosystèmes et de nombreux systèmes humains à la variabilité actuelle du climat (*GIEC, 2014*).

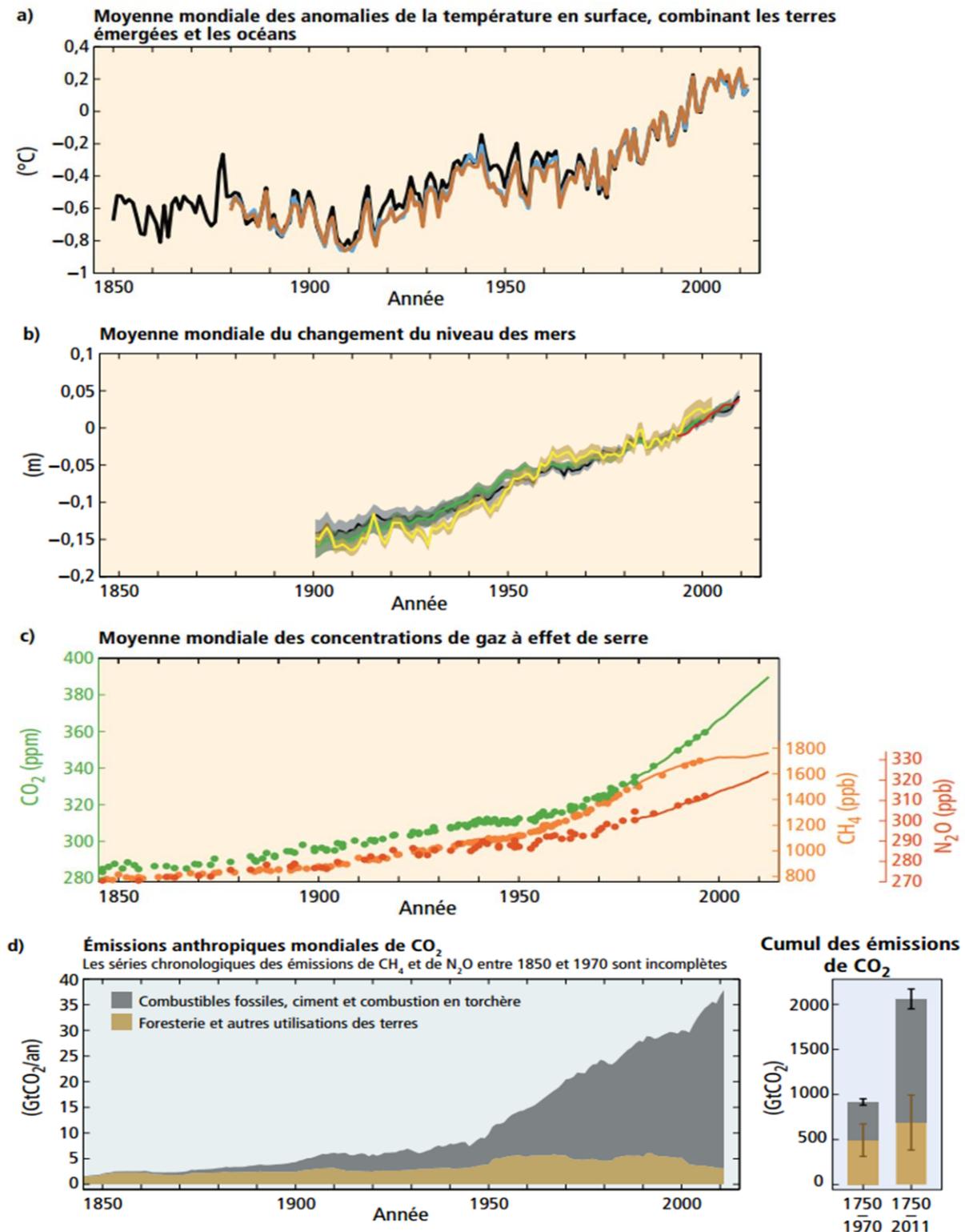


Figure 1.8. Rapport complexe entre les observations (*GIEC 2014*): **a)** Moyenne annuelle et mondiale des anomalies de la température de surface combinant les terres émergées et les océans par rapport à la moyenne établie pour la période 1986–2005. **b)** Moyenne annuelle et mondiale de l'évolution du niveau des mers par rapport à la moyenne établie pour la période 1986–2005 pour l'ensemble de données le plus long. **c)** Concentrations atmosphériques des gaz à effet de serre que sont le dioxyde de carbone (CO_2 , vert), le méthane (CH_4 , orange) et l'oxyde nitreux (N_2O , rouge) déterminées à partir de l'analyse de carottes de glace (points) et obtenues par mesure directe dans l'atmosphère (courbes). **d)** Émissions anthropiques mondiales de CO_2 . Les cumuls des émissions de CO_2 provenant des deux types de sources en question et les incertitudes qui y correspondent sont représentés par les boîtes à moustaches verticales sur la droite. Les effets globaux des cumuls des émissions de CH_4 et de N_2O sont représentés sur le panneau c.

1.2.4 Impact du changement climatique sur le cycle hydrologique

L'eau prend une place de plus en plus importante dans les rapports du GIEC.

D'après le GIEC « *le dérèglement climatique fait référence à un changement d'état du climat qui peut être identifié (en utilisant des test statistiques) par des changements dans la moyenne et/ou dans la variabilité de ses propriétés, et qui persiste pour une période longue, typiquement sur des décennies ou plus* »

Le GIEC a décortiqué toutes les étapes du cycle de l'eau touchées par le *dérèglement climatique* comme suit :

- **Les mers et les océans**

La hausse du niveau de la mer s'est accélérée et serait appelée à se prolonger. Près de 70% des côtes littorales à travers le monde vont probablement faire l'expérience d'une hausse du niveau de la mer de plus ou moins 20% (GIEC, 2007).

Le réchauffement de l'eau affaiblit la qualité globale des océans : acidification de l'eau et salinisation des océans et perte en biodiversité en sont les principaux symptômes.

- **La cryosphère**

La cryosphère, qui stocke sur les terres émergées environ 75% de l'eau douce du globe, est d'ores et déjà touchée par le dérèglement climatique. Elle se réduit et risque de continuer à se réduire. Son évolution est un bon indicateur du dérèglement climatique

- **Les glaciers et neiges**

Le GIEC confirme que l'accélération de la fonte des glaciers dans les prochaines décennies va entraîner un glissement des écoulements d'été vers le printemps.

- **Les débits et régimes**

Le GIEC note que l'évolution des débits est généralement cohérente avec l'évolution des températures et des précipitations. Sur un échantillon de simulation de débits pour 200 grandes rivières, un tiers montre des évolutions sensibles d'écoulements. Dans les régions tropicales sèches, le dérèglement climatique va réduire les eaux renouvelables de surface, impactant le régime des eaux négativement, notamment au niveau des étiages.

Dans les régions où les précipitations hivernales sont sous forme de neige, l'écoulement fluvial saisonnier est particulièrement modifié, avec des débits plus importants en hiver et plus faibles en été.

- **Les eaux souterraines.**

La hausse du niveau de la mer, conjointement avec la hausse du pompage, affectent les eaux souterraines côtières via des infiltrations salées. Cela touche particulièrement les régions faiblement surélevées par rapport au niveau de la mer comme les îles coralliennes et les deltas.

- **Les précipitations**

Le GIEC souligne la difficulté à mesurer l'influence du dérèglement climatique sur les changements des précipitations mondiales. Il résume une tendance générale encore imparfaitement comprise ainsi : « *les régions et saisons déjà humides le deviennent de plus en plus et les régions et saisons déjà sèches le deviennent de plus en plus* ».

- **L'évapotranspiration**

La variabilité des précipitations et des températures pourrait avoir un impact sur l'érosion des sols et sur l'évapotranspiration, cependant le rapport du GIEC met en évidence le manque d'études et de recherches sur ce sujet de l'évapotranspiration.

- **La qualité de l'eau**

La qualité de l'eau est compromise par le dérèglement climatique, ceci étant essentiellement dû à la baisse des étiages qui réduit l'importance des phénomènes de dilution et à la hausse des températures (en plus de pollutions déjà existantes).

1.3. Changement climatique en Méditerranée

La Mer Méditerranée occupe un bassin d'environ 2,6 millions de km², rassemble 75 bassins hydrologiques côtiers et regroupe 224 régions administratives côtières, avec un total de 46000 km de littoral, répartis sur trois rives :

- La rive Nord, qui regroupe notamment les pays membres de l'Union Européenne ainsi que la Bosnie -Herzégovine, le Monténégro et l'Albanie,
- La Rive Est avec Chypre, la Turquie, la Syrie, le Liban, Israël, et Palestine ;
- La Rive Sud qui regroupe cinq pays d'Afrique du Nord : l'Egypte, la Libye, la Tunisie, l'Algérie et le Maroc.

Le climat du bassin Méditerranéen est plutôt sec et caractérisé par de longues périodes de sécheresses, mais aussi par des pluies parfois intenses durant les périodes hivernales et automnales. Les rives Sud et Est subissent des températures plus élevées ainsi que des périodes de sécheresses plus intenses ; 80% du volume de leurs précipitations annuelles proviennent des pluies hivernales, contre 30% pour la rive Nord (IRD, 2016).

Le (GIEC) a identifié, la Méditerranée comme un des 25 « hotspots » (ou « points chauds »), en matière de changements climatiques (IRD, 2016). Cette situation est liée notamment à sa position à la croisée de deux régimes climatiques (aride en Afrique du Nord, tempéré en Europe), à ses spécificités géographiques (mer semi -fermée entourée de montagnes), mais aussi à un développement urbain intense sur les espaces côtiers, qui accroît bien souvent les vulnérabilités.

Alors que la hausse moyenne des températures à la surface terrestre depuis la révolution industrielle est estimée à environ 0,85°C, certains pays riverains de la Méditerranée, et en particulier au Maghreb, ont subi une augmentation de température supérieure à 2°C lors du 20^{ème} siècle (figure 1.9) (Stéphane et al., 2018).

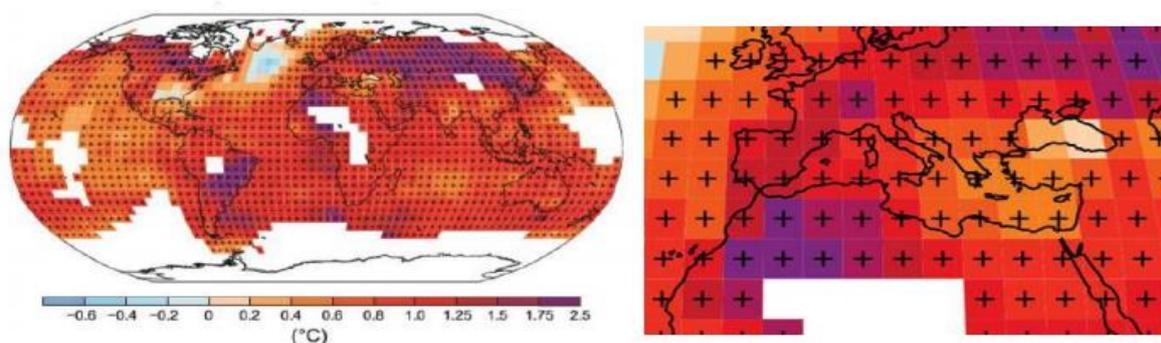


Figure 1.9. Changement des températures à la surface terrestre, 1901-2012(GIEC 2013)

- De manière agrégée, d'après les données officielles de la *CCNUCC*, le bassin Méditerranéen est un contributeur important aux changements climatiques à travers ses émissions de GES inégalement réparties (Figure 1.10).

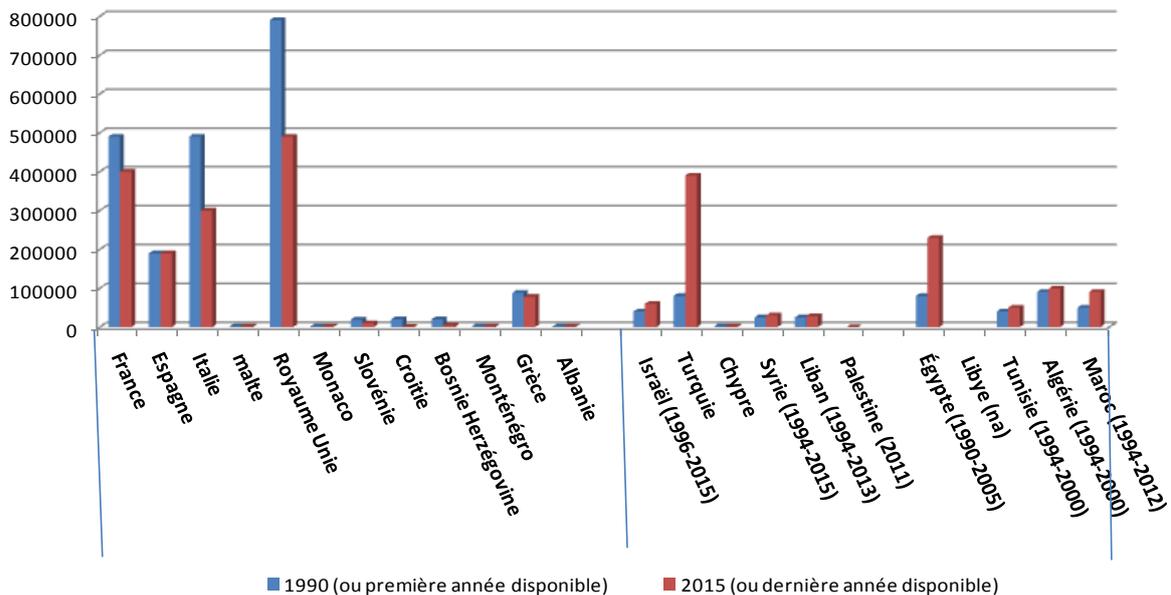


Figure 1.10. Emissions de GES des pays méditerranéens, en ktCO₂ équivalent (ktCO₂e incluant utilisation des sols et foresterie, en 1990 et 2015 (D'après les données officielles de la *CCNUCC*, 2018)

- Le niveau des précipitations a diminué sur une très grande partie du bassin durant la période 1951-2010, en particulier au Maghreb, en Espagne et sur la rive Nord-Est, avec des baisses pouvant localement atteindre 10 à 25mm/an par décennie (*IRD, 2016*)

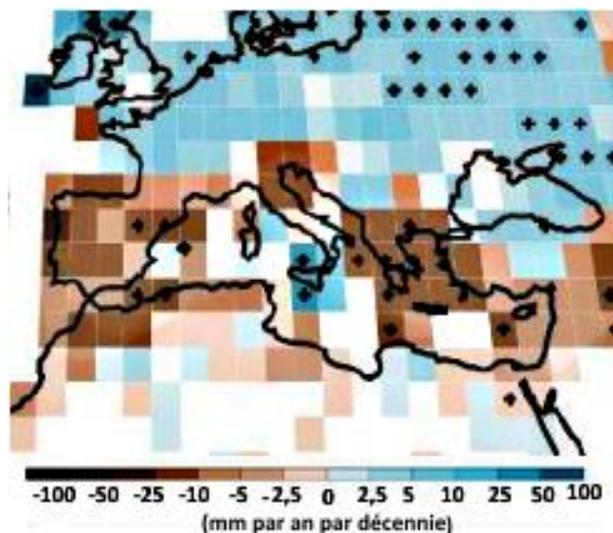


Figure 1.11. Changements observés des précipitations annuelles sur les terres émergées (*GIEC, 2013*)

Les scénarios prévoient, d'ici 2100, une réduction continue du volume de précipitations pouvant atteindre 40% selon les pays et les saisons, voire 50% dans certaines zones des rives Sud et Nord -Est du bassin Méditerranéen. L'ampleur de ces réductions dépendra cependant de l'évolution globale des émissions de GES (*IRD, 2016*)

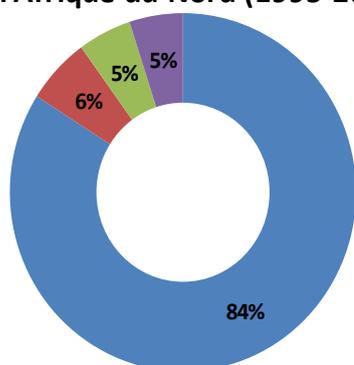
- Une grande partie de la région du bassin méditerranéen est extrêmement vulnérable aux événements climatiques extrêmes, tels que des pluies très intenses, des tempêtes et fortes

houles, des vagues de chaleur ou encore des sécheresses. L'étude des tendances passées concernant les précipitations extrêmes ont mis en évidence des hausses, depuis 1950, de 8 à 25% sur l'Ouest du bassin Méditerranéen, et de 4% par décennie dans certaines zones d'Afrique du Nord.

Les débuts des années 1990 étaient, par exemple, caractérisés par une sécheresse extrême qui a causé des pénuries d'eau et de mauvaises récoltes dans la région. En 1994/1995 l'Espagne a reçu moins de 50 % des pluies normales dans certaines localités. La vague de chaleur de 2003 a été la cause de 15000 décès prématurés en France. En 1995, certaines parties de l'Egypte ont vu la pluviométrie pour la première fois presque depuis un demi-siècle, et les conditions en Tunisie et en Libye ont été exceptionnellement humides. En novembre 2001, plus 700 personnes ont perdu leur vie en Algérie du fait des pluies et inondations catastrophiques et en novembre 2002 la partie septentrionale du Maroc a été frappée par des pluies diluviennes qui ont gravement affectées la région de Casablanca (Boucherf, 2012)

Cependant, la région du sud de la méditerranéenne a été l'une des régions les plus touchées par les changements climatiques. Au total, 115 catastrophes liées au climat ont été répertoriées pour les pays d'Afrique du Nord au cours des vingt dernières années (Ariza et Rueff, 2016). Ce dénombrement inclut un grand nombre d'inondations inattendues, de tempêtes et de sécheresses.

Catastrophes climatiques enregistrées en Afrique du Nord (1995-2016)



Catastrophes climatiques (1995-2016)

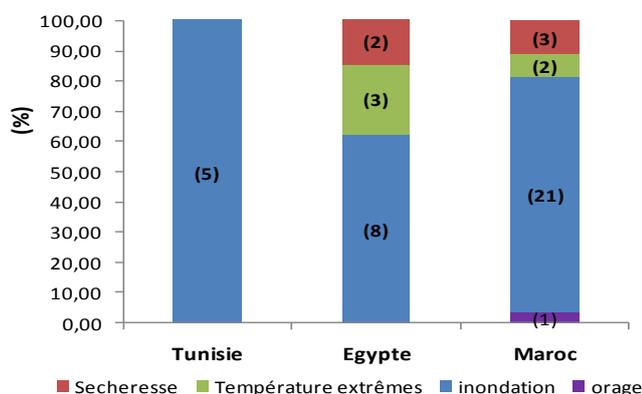


Figure. 1.12. Facteurs climatiques liés aux migrations dans le sud de la Méditerranée (Ariza et Rueff, 2016)

Le changement climatique a sévèrement affecté plusieurs pays de la région de diverses manières :

Le Maroc, Selon l'Organisation Mondiale de la Santé, si les niveaux élevés d'émissions se maintiennent, le pays pourrait connaître une hausse de température d'environ 5,5 °C d'ici à 2100(Pouffary et al., 2018) De plus, avec 3500 kilomètres de littoral, le Maroc, tout comme l'Algérie et l'Égypte, est particulièrement vulnérable à l'élévation du niveau de la mer. Et parce que les précipitations en Afrique du Nord devraient diminuer d'environ 10 -20% jusqu'en 2050, le Maroc verra dans le même temps se réduire ses ressources en eau potable (IOM 2016)

La Turquie est un autre pays qui s'avère être très vulnérable à la dégradation de l'environnement et aux changements climatiques. Sur son territoire de 783356 km², environ

385610 km² de terres (50 %) sont utilisées pour l'agriculture (selon les chiffres récents de la Banque mondiale) et ont été fortement affectées par le changement climatique (*Saylan, L. (n.d.)*). Cette dégradation des terres peut avoir de graves conséquences et entraîner des migrations forcées d'autant plus importantes que l'agriculture constitue un segment important de l'économie turque et qu'elle fournit une part essentielle des revenus et des emplois de la population

En Égypte, comme le Nil est la principale source d'approvisionnement en eau, les prévisions indiquent que plus de 74,8 % de la population subira une pénurie d'approvisionnement en eau douce d'ici 2030 si les changements climatiques perdurent (*Ariza et Rueff, 2016*). On peut ajouter à cela la menace potentielle que représente la construction du barrage *Great Renaissance* en Éthiopie, à la source du Nil. Elle pourrait affecter le flux d'eau vers l'Égypte. De plus, l'assèchement progressif des zones humides du delta aura un impact supplémentaire qui n'a pas encore été entièrement estimé. Les deux principaux défis environnementaux auxquels l'Égypte est confrontée sont la désertification et les pénuries d'eau. Un débit plus faible affectera l'agriculture, l'industrie, le tourisme, la production hydroélectrique, la navigation, la pisciculture et l'environnement (*Pouffary et al., 2018*).

Le Liban, Selon les conclusions du rapport émis par le gouvernement libanais, si le changement climatique se poursuit, le pays ne pourra plus subvenir aux besoins courants d'une grande partie de sa population (*MoE/UNDP/GEF 2015*). Le Liban perd environ 1500 à 2000 hectares par an suite à la déforestation. En outre, près de 2000 sources d'eau douce y sont menacées d'extinction en raison d'une mauvaise utilisation, d'une croissance démographique rapide, d'un développement non planifié et de la pollution (*Stéphane et al., 2018*).

1.4. Changement climatique en Algérie

L'Algérie, est le plus grand pays d'Afrique, situé au Sud de la Méditerranée entre 18° et 38° de latitude Nord et entre 9° longitude Ouest et 12° longitude Est. Les trois ensembles géographiques distincts qui composent le territoire sont le littoral au Nord, qui constitue la façade méditerranéenne, les Hauts Plateaux et la Steppe compris entre l'Atlas Tellien au Nord et l'Atlas Saharien au Sud, et enfin le Sahara.

Sur le plan climatique, le climat de l'Algérie passe d'un milieu méditerranéen humide à un milieu désertique et sec en transitant par un climat semi-aride.

Selon (*PNC, 2018*) le bioclimat de l'Algérie permet de distinguer les tonalités suivantes :

- Un climat méditerranéen sur la côte et l'Atlas Tellien, avec de rares gelées en hiver et des étés chauds. La partie orientale est plus arrosée que l'Ouest ;
- Un climat aride au Sud de l'Atlas Tellien, de nature sèche et tropicale, marqué par une grande amplitude thermique hivernale (36 °C le jour et 5 °C la nuit.). Les précipitations d'automne et de printemps sont influencées par des advections humides venant des côtes. Ces pluies sont plus abondantes à l'Ouest qu'à l'Est. L'influence du désert se fait sentir jusque sur la côte par l'action du « sirocco », vent sec et chaud, soufflant du Sud;

- Un climat continental sur les Hautes Plaines et l'Atlas Saharien. La température peut descendre au-dessous de 0 °C en hiver et excéder 40 °C en été. Les pluies sont plus rares, notamment sur les Hautes Plaines de l'Oranie que celles du Constantinois ;
- Un climat désertique avec des pluies rares et très irrégulières, se produisant parfois sous forme orageuse. Le Sahara est une des régions les plus chaudes du monde où les températures de jour peuvent atteindre, voire dépasser, 50 °C. Par contre les nuits sont très froides, surtout en hiver, où il gèle souvent (*GIEC 2007*).

A l'instar des pays de sa région, l'Algérie est sévèrement affectée par la désertification et la dégradation des sols. Le pays est majoritairement aride et semi-aride, particulièrement vulnérable aux effets multiformes des changements climatiques qui menacent de compromettre son développement économique et social.

D'après des études réalisées par l'ONM sur l'évolution des températures, elles ont révélé que celles-ci sont en hausse depuis 1990, date du début des émissions à effet de serre.

L'évolution des températures en Algérie montre une hausse sur l'ensemble du territoire au cours des saisons d'hiver et d'automne et une hausse nette des températures minimales et maximales dans toutes les stations de l'Algérie du Nord et se prolonge jusqu'à nos jours.

La hausse de la température moyenne annuelle varie de 0.65 à 1.45°C entre 1970 et 2004, une moyenne comparable à la hausse moyenne planétaire observée sur la période 1906–2005 (*Bakreti et al., 2013*).

- Durant ces 20 dernières années, les températures maximales ont augmenté plus que les minimales (*CCNUCC, 2010*). Quant aux précipitations, pour les mêmes périodes l'examen montre qu'en automne et en hiver, il y a diminution des pluies sur le Nord, et au printemps dans l'Est du pays (*Farah, 2014*).

Par leur disposition parallèle au littoral, les chaînes du relief accentuent la rapidité de l'assèchement du climat en allant vers le Sud. Les effets anthropiques ont aggravé les effets induits par les caractéristiques du relief. 85% de la population algérienne est concentrée dans la partie nord du pays, aggravant ainsi sa vulnérabilité aux aléas des changements climatiques. De plus, les caractéristiques du sol pénalisent lourdement l'Algérie en matière de séquestration de carbone par rapport aux pays disposant d'un large couvert végétal (*CPDN, 2015*).

L'Algérie se trouve de plus en plus confronté à la recrudescence d'évènements climatiques extrêmes qui accentuent sa vulnérabilité. En outre, la récurrence des cycles de sécheresse, devenus de plus en plus longs, a accentué la désertification (*CPDN, 2015*).

En effet, plus de 50 millions d'hectares connaissent actuellement un niveau de dégradation très avancé, des populations rurales constituées principalement d'agriculteurs et d'éleveurs pour assurer leur survie sont contraintes à l'exode vers les grandes agglomérations. Cette situation est le résultat direct de l'appauvrissement des sols et de la diminution des ressources hydriques (*CPDN, 2015*).

La pluviosité limitée sur la zone côtière, incertaine, voire inexistante vers le Sud, est particulièrement exposée aux effets négatifs du réchauffement climatique, la tendance à la baisse depuis l'année 1975 et la phase ascendante des pluies n'est pas encore prête d'être amorcée (*Boucherf, 2012*)

L'analyse de longues séries permet de déceler d'éventuels changements dans le régime pluviométrique. Dans le cas du Nord-Ouest Algérien des travaux (*Meddi et Meddi, 2007*) indiquent une rupture durant la décennie 1970 pour la quasi-totalité des stations et postes étudiés. La variabilité interannuelle des pluies augmente en se rapprochant des régions arides. L'augmentation de la variabilité suit l'accroissement de la longitude et la diminution de la latitude. L'altitude atténue cet accroissement.

Les sécheresses pluriannuelles posent un problème crucial pour l'économie des pays maghrébins. Elles sont de plus en plus longues et rapprochées dans le temps (*Stockton, 1988 ; Mutin, 2011*). Les eaux de surface, en particulier, sont largement dépendantes de la variabilité des précipitations.

Au cours du siècle précédent, l'Algérie a vécu plusieurs périodes de sécheresse dont les plus intenses ont été ressenties en 1910 et en 1940 et de manière plus persistante dans les années 1975-80 ainsi qu'au début du siècle. La mesure des apports en eau dans certains barrages pendant les périodes 1945-98, 1945-75 et 1976-98 montre que les apports diminuent de moitié entre une période humide et une période sèche, ce qui donne une idée de l'ampleur de toute sécheresse et de la dégradation climatique qui en est la cause (*Safar-Zitoun, 2019*). Les sécheresses les plus sévères et les plus persistantes sont celles relevées durant les années 1980 à 1990 où le déficit pluviométrique a été estimé à 50% pour les régions du centre et de l'Ouest de l'Algérie et à 30% à l'Est. Cette tendance est confirmée par de nombreuses études scientifiques (*Hisdal et Tallaksen 2003, Kettab et al., 2004, Yebdri et al., 2007, Meddi et Meddi, 2009, Ghenim et al., 2010, Ghenim et al., 2011*).

Une étude sur l'aménagement hydroagricole de la Mitidja confirme que la période 1950-75 a été plus humide que la moyenne à long terme ; alors qu'à partir de 1977, on assiste à une sécheresse assez marquée, sans précédent depuis le début des observations (*Mac Donald et Partners, 1997*).

Une expertise récente (2017) commandée par l'ANRH a permis de confirmer l'existence d'une cassure pluviométrique en 1976 qui a pour conséquence un déplacement des isohyètes du Sud vers le Nord et de l'Ouest vers l'Est. La carte des déficits pluviométriques réalisée dans ce cadre montre, que le Nord - Ouest algérien présente ainsi le déficit pluviométrique le plus important. (Figure.1.13).



Figure.1.13. Carte des déficits pluviométriques (ANRH, 2017 IN Safar-Zitoun 2019)

Le potentiel destructeur des tempêtes en Algérie a souvent été signalé. Ces phénomènes extrêmes peuvent affecter tout le pays et provoquer des dégâts humains et matériels considérables. Les exemples les plus frappants sont ceux d'Octobre 1971 (Azzazga), mars 1974 (Tizi Ouzou), Septembre 1980 (Sétif), Janvier 1984 (Skikda), Novembre 2001 (Bab el Oued), Septembre 2008 (Ghardaia) ou Septembre 2015 (Tamanrasset). Les inondations plus ou moins importantes affectent le pays de façon récurrente. Elles touchent l'ensemble du territoire national et peuvent se produire au cours de n'importe quel mois de l'année avec cependant une prédominance pour la période allant de l'automne au printemps. La plus récente est celle d'Illizi en Mai 2019 (Bessaoud et al., 2019).

Si nous devons donc résumer les changements climatiques observés à l'échelle locale, ils incluraient les facteurs climatiques suivants :

- 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 continue jusqu'à nos jours ;
- Une sécheresse endémique depuis 1975, engendrant une désertification avec une dégradation de plus de 8 % de la forêt et une érosion éolienne et hydrique des sols ;
- Une tendance à la sécheresse observée durant les 30 dernières années et qui a eu un impact négatif sur les ressources en eau par
 - Un déficit pluviométrique d'environ 30 et une plus grande instabilité de la répartition des précipitations au cours de l'année ;
 - Un impact sur le niveau de remplissage des barrages et l'alimentation des nappes souterraines ;
 - Des conséquences sur les activités socio-économiques ;
 - Un impact sur l'environnement (pollution urbaine, industrielle et agricole, salinisation des eaux du fait combiné de la surexploitation des nappes et de la sécheresse).

S'agissant de l'agriculture, des études ont montré les risques suivants liés à ces changements climatiques :

- Une érosion plus forte entraînant une grande dégradation des sols ;
- Des déficits de rendements des cultures pluviales pouvant atteindre jusqu'à 50 % durant la période 2000–2020 ;
- Une réduction de la durée végétative des cultures ;
- Un risque de non hibernation de certaines espèces arboricoles ;
- Une activité agricole en zones côtières réduites en relation avec la salification prévue des nappes (*MATE 2010*).

Conclusion

Après avoir donné quelques rappels sur la nature du changement climatique, nous avons vu que des liens très forts existent entre le système climatique et le cycle de l'eau, et le changement climatique peut influencer sur le cycle hydrologique en se plaçant à l'échelle de la planète et en se basant sur des arguments physiques simples.

Etant donné que le cycle de l'eau est une composante majeure du climat. D'une part, le cycle d'évaporation/transport/condensation est l'un des principaux modes de transport de l'énergie du système terrestre. D'autre part, la vapeur d'eau est un gaz à effet de serre puissant, et les nuages réfléchissent une partie du rayonnement solaire incident tout en étant aussi responsables d'un effet de serre (*Boé, 2007*)

A cet effet, le raisonnement le plus simple à retenir : « *Plus l'effet de serre est augmenté, plus l'atmosphère est plus chaude, et devient ainsi plus humide, et cela implique plus de précipitations* ».

L'augmentation des températures réchauffe les eaux de surface océaniques, ce qui entraîne plus d'évaporation, surtout aux basses latitudes (cas des zones tropicales). Cette vapeur d'eau est ensuite prise dans la circulation atmosphérique et entre dans le cycle de l'eau. Des températures plus élevées entraînent donc globalement une augmentation des précipitations, mais réparties de manière non uniforme sur la planète et dans le temps. Certaines régions ont reçu plus de précipitations (Amérique du sud, Europe du Nord, etc.) alors que d'autres en recevaient moins (Sahel, Sud de l'Afrique, Méditerranée, etc.).

La Méditerranée, en particulier les rives Sud et Est, seront plus touchées par le changement climatique que la plupart des autres régions du monde au cours du 21^{ème} siècle.

Les impacts de la hausse des températures, la diminution des précipitations, l'augmentation du nombre et de l'intensité des événements extrêmes et la hausse possible du niveau de la mer se superposent et amplifient les pressions liées aux activités humaines déjà existantes sur l'environnement naturel.

En Algérie, la variabilité climatique est à l'origine de fréquentes sécheresses, de la désertification et des problèmes de pénuries d'eau. Bien que la contribution de l'Algérie au réchauffement de la planète soit minime (moins de 0,5% des émissions mondiales de GES), le

pays est vulnérable et reste très exposé aux changements climatiques (*Sahnoune et al., 2013*). En conséquence, il est à prévoir une nouvelle diminution des ressources en eau, une baisse des rendements agricoles, un empiétement croissant du désert, ainsi qu'un grand défi dans la gestion de la planification urbaine et de la consommation d'énergie.

Chapitre 2

Modélisation pluie-débit : Contexte et objectifs

Préambule

La modélisation pluie-débit est une discipline des sciences hydrologiques qui s'intéresse principalement au cycle hydrologique afin d'aboutir à un outil de travail exploitable dans différents domaines (Mouelhi, 2003).

Or, un modèle est le résultat d'un compromis entre l'objectif auquel il doit répondre, la compréhension des processus hydrologiques et la disponibilité de données sur le bassin. Ces trois facteurs doivent guider les choix de modélisation. Le modèle hydrologique est devenu un outil indispensable pour divers domaines : aménagement, construction des ouvrages hydrauliques, prévention et prédétermination des crues, études des changements climatiques, impacts anthropiques, impacts des catastrophes naturelles....

De nos jours, les modèles hydrologiques existants couvrent une large gamme de complexité : du modèle physique au modèle empirique, du distribué au global, et chaque type exprime une façon de concevoir le cycle hydrologique.

Ce chapitre est dédié à montrer la démarche de modélisation pluie-débit dans le contexte de l'hydrologie et donner un aperçu des diverses approches développées dans la transformation de la pluie en débit et de sa représentation à l'échelle du bassin versant. Nous exposons les différents modèles déjà existants destinés à simuler la transformation de la pluie en débit. Ensuite, nous présentons dans un deuxième temps, une sélection de modèles retenus dans notre travail, dans le but de simuler les débits à l'exutoire de notre bassin versant, et d'évaluer l'impact du changement climatique sur les ressources en eau qui seront bien développés dans le chapitre six.

2.1 La modélisation pluie-débit

La modélisation hydrologique vise à représenter les échanges d'eau d'un système complexe qui est le *bassin versant*. Ce dernier est généralement défini comme le territoire ou la section sur laquelle toutes les eaux tombées alimentent un même exutoire (cours d'eau, lac, mer, océan) (Coron, 2013). Autrement dit, en réalité, chaque point d'un cours d'eau permet de définir un bassin versant, et les débits observés en ce point sont directement liés aux précipitations tombées sur ce bassin. A partir des observations faites en quantifiant la pluie tombée, on arrive à reproduire la réponse en débit du bassin. La simulation ou la modélisation hydrologique du bassin versant, décrite comme la transformation de la pluie en débit passe par l'utilisation d'un modèle hydrologique (Haziza, 2003).

La transformation de la pluie en débit au cours d'un pas de temps désiré (journalier, mensuel, annuel, pluriannuel), se traduit par une écriture mathématique qui résume les phases de cette transformation. Un modèle hydrologique est donc, un ensemble d'équations mathématiques qui représentent l'état d'un bassin versant et l'évolution du cycle de l'eau par rapport à des conditions météorologiques spécifiées. Les éléments du cycle de l'eau modélisés sont les processus hydrologiques (infiltration, ruissellement, évaporation, évapotranspiration, fonte de la neige, ...). Il s'agit donc d'une représentation plus ou moins simplifiée du bassin versant et des diverses composantes du cycle hydrologique (partiel ou complet). Nous nous proposons ici d'effectuer, à partir de quelques-unes des nombreuses synthèses bibliographiques réalisées sur le sujet (Michel, 1987, Ambroise, 1999, Perrin, 2000, Todini, 2007), nous décrirons succinctement les différentes catégories de modèle en précisant leurs avantages et leurs inconvénients :

2.2.1 Un modèle pluie-débit : définition et objectif

i) Définition d'un modèle pluie-débit ?

En hydrologie, un modèle pluie-débit est une représentation mathématique simplifiée du comportement d'un bassin versant. Il est généralement défini par :

- 1) **Ses variables d'entrée (variables indépendantes)**: il s'agit des entrées du modèle, qui sont essentiellement les chroniques de pluie, d'évapotranspiration (ETP) ou de température,
- 2) **Ses variables de sortie (variables dépendantes)** : il s'agit des sorties du modèle, qui sont généralement les débits simulés à l'exutoire du bassin versant, mais qui peuvent parfois être aussi des niveaux piézométriques, ou d'une autre variable intéressant le modélisateur,
- 3) **Ses variables d'état** : il s'agit des variables internes au système, qui évoluent en fonction du temps et rendent compte de l'état du système à un moment donné. Typiquement, ces variables sont les niveaux de remplissage des différents réservoirs (neige / production / routage),
- 4) **Ses paramètres** : 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,

5) *Ses performances* : il s'agit d'estimer l'amplitude des erreurs de modélisation, calculées généralement sur la base d'une mesure de l'écart entre les valeurs simulées et les valeurs mesurées.

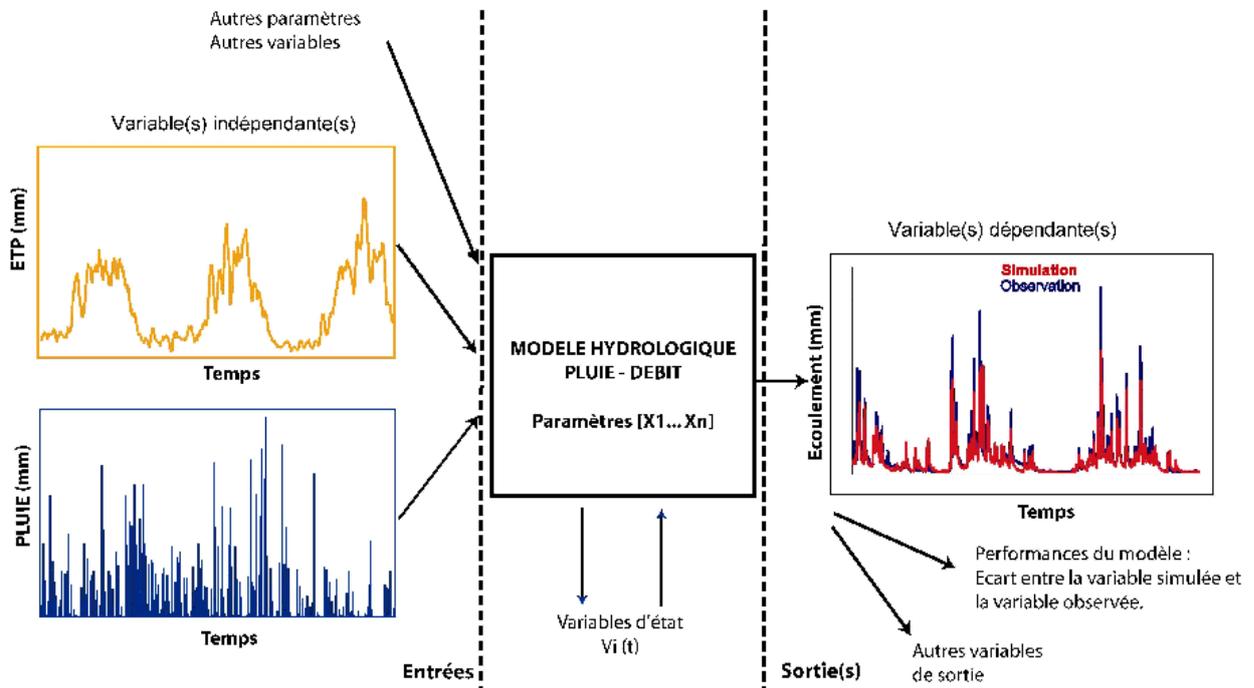


Figure 2.1. Représentation du fonctionnement d'un modèle hydrologique (Mathevet 2005).

2.2.2 Intérêt d'un modèle pluie-débit

La figure 2.2 montre que l'étude de la transformation de la pluie en débit est une des nombreuses disciplines hydrologiques. Un modèle pluie-débit sert à reproduire des débits, données relativement rares, à partir de données plus facilement disponibles comme les pluies et certaines caractéristiques du bassin.

Il permet aussi de simuler les débits en dehors du domaine d'observation. Typiquement, un modèle pluie-débit pourra être utilisé pour :

a) Simulation de débits : Pour le comblement de lacunes dans des séries de données, la reconstitution de débits historiques (les données de pluie étant souvent disponibles sur des périodes beaucoup plus longues que les débits) ou pour permettre des traitements statistiques.

b) Prédétermination des débits de crue ou d'étiage : On désire savoir avec quelle fréquence des débits de crue supérieurs à un seuil de risque ou des faibles débits (en deçà d'un débit réservé) risquent de se produire, et sur quelle durée. On se place ici dans une démarche d'analyse fréquentielle. Cette connaissance peut permettre le dimensionnement d'ouvrages et de réservoirs ou des aménagements dans le lit du cours d'eau.

c) Prévion des crues et des étiages : Il s'agit d'évaluer par avance (avec un délai de quelques heures à quelques jours), en connaissant l'état du bassin, les débits de crues susceptibles de présenter des risques (inondation) ou les débits d'étiages pouvant demander de mettre en place une gestion particulière de la ressource (par des barrages-réservoirs par exemple) pour assurer l'approvisionnement en eau ou la préservation de la vie halieutique. On s'inscrit ici dans une démarche d'analyse en continu du bassin.

d) Influence d'aménagements sur l'hydrologie : On désire pouvoir prédire les changements de la réponse du bassin suite à des modifications d'origine humaine ou à des changements environnementaux. Ces problématiques font ressortir deux aspects importants, celui de l'évaluation du risque et celui de la gestion de la ressource. La pertinence des réponses que l'on peut leur apporter est conditionnée par celle du modèle dans sa représentation du bassin relativement aux objectifs fixés.

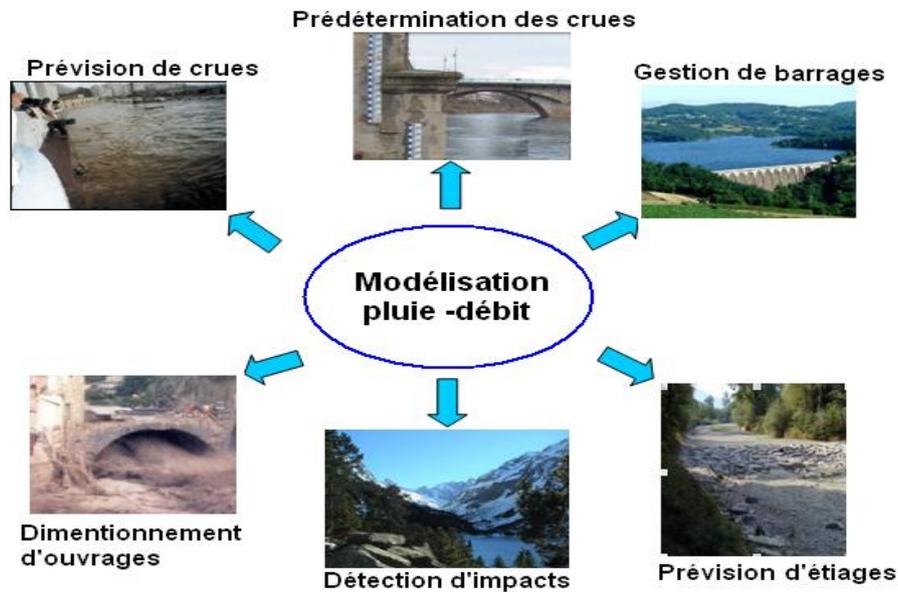


Figure 2.2. Intérêt d'un modèle pluie-débit

2.2 Approches de modélisation

Il y a deux façons complémentaires d'appréhender la simulation des débits d'un bassin versant.

A. L'Approche Ascendante considère le bassin versant dans sa diversité. Le comportement et les propriétés du bassin versant sont vus comme le résultat du comportement et des propriétés de l'ensemble des entités qui le composent. La relation pluie-débit est déterminée par agrégation des lois physiques définies à l'échelle locale. Dans l'idéal, les paramètres contenus dans ces lois sont mesurables sur le terrain. Les modèles complexes issus de cette approche ne nécessitent donc pas de calibration. En pratique, les mesures de terrain ne permettent pas forcément de déterminer la valeur des paramètres à l'échelle de la maille du modèle. Les modèles issus de l'approche ascendante doivent donc être calibrés.

B. L'Approche Descendante considère le bassin versant comme une unité fonctionnelle. Le comportement du bassin versant est perçu comme celui d'un système dont la réponse (sortie) est définie par ses entrées (la pluie sur le bassin versant) et ses états. La relation pluie-débit est à déterminer a posteriori à partir des observations disponibles. Les paramètres de la relation ainsi obtenue n'ont donc pas de signification physique a priori et doivent être estimés par calibration.

Quelle que soit l'approche adoptée, la complexité du modèle est limitée par la quantité de données disponibles et nécessaires à sa calibration. En effet, comme le montre la figure 2.3, plus le nombre de données est important, plus le modèle pourra être complexe et plus il pourra représenter avec précision le comportement du bassin versant. S'appuyant donc sur des

données plus ou moins nombreuses et plus ou moins précises, tous les modèles hydrologiques ne sont que des représentations simplifiées et approximatives de la réalité.

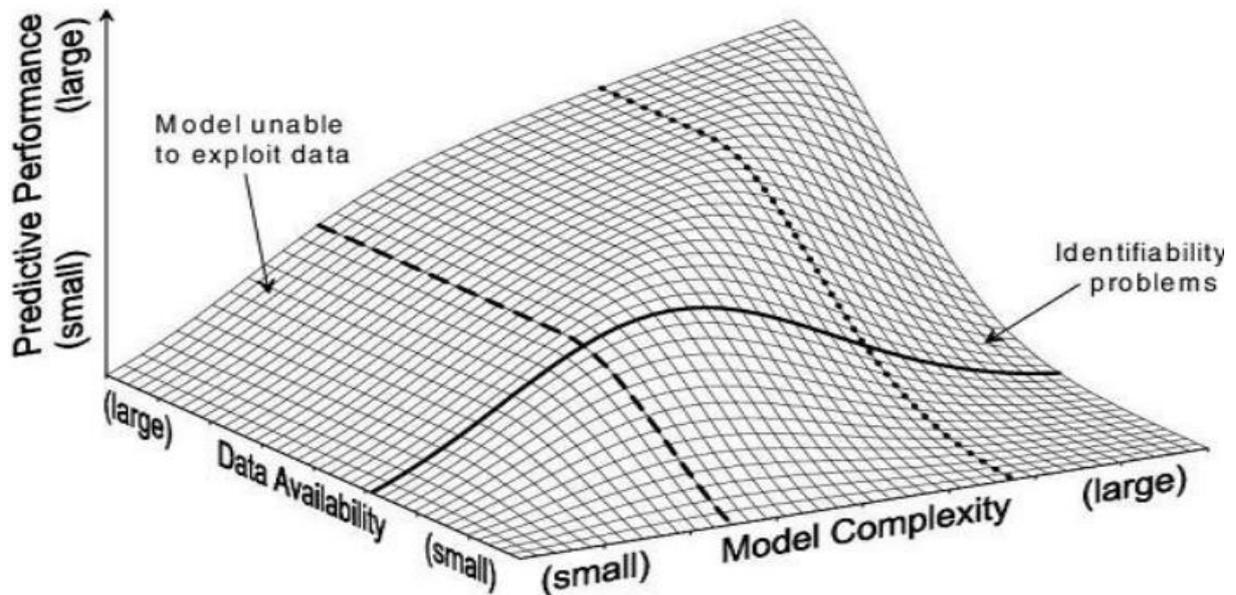


Figure 2.3. Schéma représentant la relation existant entre les données disponibles sur un bassin, la complexité du modèle hydrologique et ses performances (d'après *Grayson et Blöschl, 2000*).

2.3 Classification des modèles Pluie - Débit

Devant les nombreux objectifs auxquels doit répondre l'hydrologie et les différentes approches de modélisations existantes (de l'approche ascendante à l'approche descendante), une multitude de modèles pluie-débit ont été développés. Afin d'y voir plus clair, quelques critères peuvent être utilisés pour classer ces modèles. Il s'agit de la représentation du temps, de celle de l'espace et de la schématisation ou conceptualisation des processus et de l'objet étudié. Pour chacun de ces quatre (4) critères, on décrira succinctement les différentes catégories de modèle en précisant leurs avantages et leurs inconvénients.

2.3.1. Classification selon l'objet étudié : Modèles probabilistes, Modèles déterministes

La présentation des modèles hydrologiques est couramment faite de manière dichotomique en procédant à un premier découpage entre les modèles probabilistes et déterministes. *De Marsily (1994)* distingue les modèles qui s'attachent à reproduire des phénomènes observables – les modèles déterministes – de ceux qui décrivent des phénomènes non observables – les modèles probabilistes dans lesquels les paramètres qui représentent le milieu ou le phénomène étudié sont décrits par des lois de probabilité. Ces deux types de modèles ne sont pas exclusifs l'un de l'autre : *Cernesson (1993)* a ainsi associé un modèle stochastique de pluie avec un modèle déterministe de transformation de la pluie en débit.

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

donnée et d'une période de retour donnée. Les difficultés rencontrées avec ce type de modèle sont d'une part les incertitudes liées aux extrapolations quand les séries d'observations utilisées sont courtes, et d'autre part l'impossibilité d'étudier, par le biais de ces modèles, les conséquences des modifications des bassins versants (*Michel, 1987*). Au sein des modèles probabilistes, on distingue les modèles statistiques – ajustement de lois statistiques, méthode du Gradex ... – et les modèles stochastiques qui représentent la nature aléatoire des phénomènes hydrométéorologiques à l'aide de distributions statistiques. Le générateur stochastique de pluie horaire de la méthode SHYPRE (*Cernesson, 1993, Arnaud, 1997*) permet ainsi la simulation de longues séries de précipitations grâce à la connaissance de lois de probabilité décrivant les phénomènes pluvieux (durée et nombre des averses, intensité maximale de l'averse, position du maximum, ...) et issues des observations.

2) **Un modèle déterministe** s'appuie sur la description du bassin versant et prend en compte une ou plusieurs de ses caractéristiques physiques (pente, superficie, type de sol, occupation du sol, ...). Les modèles déterministes ont pour application la prévision hydrologique pour la gestion des ouvrages hydrauliques ou pour la prévision des crues, la délimitation des zones inondables, la gestion du territoire, la quantification des impacts potentiels des changements climatiques. La méthode des crues maximales probables – PMP/PMF probable maximum précipitation, probable maximum flood (*Dumas, 2006*) – qui supposent l'existence d'une valeur maximale des précipitations sur une région donnée et donc des crues sur un bassin versant est une méthode déterministe.

2.3.2. Classification en fonction de la représentation des processus hydrologiques

Les modèles représentent le comportement d'un bassin versant avec un degré d'abstraction plus ou moins important. On peut les classer en 3 catégories principales : les modèles de type « boîte noire », les modèles « à réservoir » (appelés aussi « conceptuels ») et les modèles dits « à base physique ».

1) **Les modèles de type « Boîte Noire »** qui visent à caractériser la relation pluie - débit par des traitements de séries chronologiques, sans faire intervenir de données sur la nature physique du bassin (*Le lay 2006*). Cette catégorie regroupe les modèles régressifs, des réseaux de neurones ou encore des méthodes fondées sur les fonctions de transfert comme l'hydrogramme unitaire (*Jakeman et Whitehead 1996*) ou la méthode de la Différence Première de la Fonction de Transfert DPFT (*Duband et al. 1993*). Relativement simple à mettre en œuvre, ce type de modèle peut être utilisé pour la prévision des crues.

Bien que simples à mettre en œuvre, ces modèles « boîte noire » ne prévoient que le débit à l'exutoire du bassin versant. Ils nécessitent un grand nombre de données pour leur calage et leurs paramètres sont difficiles à relier aux caractéristiques physiques du bassin. L'état hydrique n'est pas forcément pris en compte de façon explicite. Ils ne permettent pas de comprendre le comportement d'un bassin versant.

2) **Les modèles conceptuels ou « à Réservoir »** décomposent eux le fonctionnement des bassins versants en plusieurs sous-processus. Le plus souvent, le bassin est représenté comme un assemblage de réservoirs interconnectés (on parle aussi de modèles « à réservoirs »), décrit par des équations de bilan et des lois de vidange. On distingue en général :

- a) **Un module de production** qui assure la gestion des bilans en eau (rapports stockage - évaporation - écoulements)
- b) **Un module de transfert** qui gère la répartition temporelle des écoulements sur le bassin.

S'ils permettent de simuler de façon globale les différentes composantes du cycle de l'eau (évapotranspiration, débits, recharge et contribution des nappes, stockage hydrique), ils constituent néanmoins une représentation très simplifiée du fonctionnement réel d'un bassin. L'interconnexion des réservoirs et les lois de vidange utilisées sont le plus souvent issues d'une approche empirique, et les paramètres sont sans grande signification physique.

Des travaux menés sur les modèles à réservoir de type Génie Rural (GR) ont permis de relier le niveau d'un des réservoirs du modèle à l'humidité mesurée in situ ou à distance (*Quesney et al. 2000 ; Loumagne et al., 2001*). D'autres travaux ont permis de relier certains des paramètres contrôlant la vidange des réservoirs aux propriétés des courbes de tarissement observées (*Ambroise et al., 1995 in Ambroise, 1999*).

Ce type de modèle est souvent utilisé pour la prévision des crues. On peut citer notamment les modèles GR3H (*Tangara, 2005*) ou GRP utilisé pour prévoir les débits en temps réel sur la Seine en amont de Paris (*Berthet, 2010*).

Même si des parallèles sont faits avec des caractéristiques physiques du bassin, ces modèles constituent une représentation très grossière de son fonctionnement réel. Ceci peut devenir un avantage lorsque les connaissances sur le fonctionnement hydrologique du bassin versant sont limitées. Les lois de vidange sont souvent choisies de façon arbitraire et un certain nombre de paramètres restent sans grande signification physique et doivent être déterminés par calage. Ce type de modèle ne permet pas d'analyser le comportement d'un bassin versant. Il permet seulement de reproduire le débit à son exutoire.

3) Les modèles à base physique ont pour objectif de représenter les processus physiques intervenant dans la dynamique des bassins versants, et ce dans un cadre théorique unifié. Ils font appel aux relations de conservation (de masse, d'énergie, de quantité de mouvement), décrites par un système d'équations aux dérivées partielles dont les paramètres, associés aux propriétés physiques du système, sont en principe mesurable (*Abbott et al. 1986*). Ils se basent sur une discrétisation spatio-temporelle fine, pour simuler en tout point et tout instant l'évolution du système.

Cependant en pratique, ces modèles requièrent un nombre important de données rarement disponibles. Ils possèdent donc souvent trop de paramètres (le modèle SHE en possède 2400 au total) comparés au peu d'observations nécessaires à leur calibration. De plus, ils demandent souvent des temps de calculs importants incompatibles avec la prévision des crues. C'est pourquoi des modèles « à base physique » dégradés ont été conçus. Ces modèles ne prennent en compte que les processus dominants à l'échelle du bassin versant. TOPMODEL (*Beven et Kirkby, 1979 ; Franchini et al., 1996*) prend en compte de façon synthétique l'effet de la topographie permettant la distribution de l'eau dans le sol grâce à des indices de similarité hydrologique. Cette répartition de l'eau dans le sol permet ainsi de définir les zones saturées sur lesquelles le ruissellement pourra se faire. MARINE (*Borrell-Estupina, 2004*) représente l'infiltration à travers la formule de Green et Ampt et son transfert avec une onde cinématique.

2.3.3. Classification selon l'approche temporelle : Modèle événementiel ou continue

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

Les modèles événementiels sont plus frugaux puisqu'ils nécessitent moins de données en entrée que les modèles continus (Coustau, 2011). En effet, seules les chroniques de pluies sur l'événement leur sont fournies. Les risques de lacunes dans les chroniques sont ainsi limités (comparés aux modèles continus) ce qui en fait des outils attrayants pour la prévision des crues en temps réel. Leur point faible est que la saturation initiale des sols doit être fixée de façon externe au modèle. Néanmoins, plusieurs méthodes permettent d'estimer correctement la valeur de cette condition initiale à partir de divers indicateurs de l'état hydrique du bassin. Le débit de base sert, par exemple à initialiser TOPMODEL (Franchini et al. 1996) ou le modèle GR3H (Fourmigué et Lavabre, 2005 ; Tangara, 2005).

2) **Un modèle continu** s'intéresse à la simulation d'un phénomène sur une durée à priori illimitée dans laquelle la détermination des conditions initiales n'a pas d'incidence, une fois passée une phase d'apprentissage du modèle. Les processus à considérer sont plus nombreux que dans une modélisation événementielle puisque l'évolution dans le temps des stocks d'eau sur le bassin doit être expliquée. Les phénomènes d'évaporation doivent par exemple être pris en compte pour pouvoir modéliser correctement les écoulements entre les épisodes de crue. Le caractère événementiel ou continu de la modélisation se superpose à son caractère déterministe ou probabiliste. Ainsi le générateur stochastique de pluie horaire SHYPRE fonctionne en mode événementiel.

2.3.4. Classification selon l'approche spatiale

Les modèles peuvent aussi être classés en fonction de la représentation spatiale des facteurs impliqués dans le comportement d'un bassin versant. On distingue alors les modèles globaux des modèles semi-distribués ou distribués.

1) **Les modèles globaux** comme les modèles du type GR (Edijatno et Michel, 1989), le modèle HEC-1 (Hydrologic Engineering Center, 1998) ou le modèle PDM Probability Distributed Moisture (Moore, 2007) – le bassin est considéré comme une seule entité qui réagit dans son ensemble. Les caractéristiques physiques et les grandeurs météorologiques sont considérées comme uniformes à l'échelle du bassin versant assimilé à une unité ponctuelle. Il

s'agit de valeurs moyennes applicables à tout le bassin versant. Les processus hydrologiques sont simulés pour l'ensemble du bassin versant. Des recherches menées pour introduire une représentation de la variabilité spatiale des bassins versants dans certains de ces modèles – travaux de *Wendling* (1988) avec TOPMODEL et de *Bourqui* (2008) avec GR4H et GR4J – ont montré qu'il n'y avait pas de gain de modélisation suite à la prise en compte de cette variabilité, ces modèles globaux n'apparaissent donc pas pénalisés par l'utilisation d'une pluie moyenne de bassin.

2) Les Modèles distribués comme les modèles HYDROTEL (*Fortin, et al., 1995*) ou MIKE-SHE (*Refsgaard et Storm, 1995*), le bassin versant est subdivisé en surfaces élémentaires. Des modèles distribués destinés à la prévision des crues ont été développés en France dont les modèles MERCEDES (*Bouvier, et al. 1994, Bouvier et Delclaux, 1996*) et MARINE (*Estupina Borrell, 2004*).

Chaque surface élémentaire réagit aux entrées climatologiques, opère éventuellement des transferts avec les surfaces élémentaires environnantes et fournit un hydrogramme élémentaire qui est transféré à l'exutoire, par un processus de routage des crues. L'hydrogramme total à l'exutoire est constitué de la somme de tous les hydrogrammes élémentaires. Le caractère hétérogène du bassin versant et des précipitations est pris en compte sous la forme de valeurs discrétisées à l'échelle de chaque surface élémentaire. La variabilité spatiale de la topographie, de l'occupation du sol, de la météorologie et des types de sol est donc considérée. Les débits à chaque tronçon du réseau hydrographique représenté peuvent être simulés (*Vieux, et al., 2004*). Les différents processus hydrologiques sont simulés sur chaque surface élémentaire : infiltration, évaporation, interception par les végétaux, fonte de la neige, *Michel* (1987) distingue la modélisation distribuée en mailles fines régulières, qui ne correspondent pas à des sous-bassins au sens topographique du terme, et dont l'objectif est de décrire l'hétérogénéité physique du bassin versant, de la modélisation dite semi-distribuée où l'échelle de discrétisation de l'espace est le sous bassin versant topographique et dont l'objectif est la prise en compte de l'hétérogénéité spatiale des pluies.

2.4 Calibration et validation d'un modèle

Tous les modèles décrits précédemment, possèdent un certain nombre de paramètres non directement mesurables sur le terrain. Le but de la calibration est alors de trouver les valeurs de ces paramètres pour permettre de simuler au mieux le comportement hydrologique du bassin versant (*Madsen, 2000*). La calibration s'apparente en fait à la résolution d'un problème inverse : les valeurs de certains paramètres du modèle sont inconnues et doivent être identifiées grâce aux observations disponibles. La résolution de ce problème passe par la minimisation (ou la maximisation) d'une fonction objective qui permet d'évaluer les performances du modèle. L'identification de la valeur des paramètres du modèle hydrologique va donc dépendre

- (i) De **la fonction- objectif** utilisée qui quantifie l'écart entre la variable observée et la variable simulée par le modèle.
- (ii) De **la méthode d'optimisation** utilisée pour minimiser la fonction objective préalablement choisie. Le jeu de paramètres optimaux ainsi défini sera ensuite testé lors de la phase de validation sur des observations n'ayant pas servi à la calibration.

2.4.1. Le choix de la fonction- objectif

Les fonctions objectives quantifient l'écart existant entre la variable observée et celle simulée par le modèle. Toutes ces fonctions ne sont pas identiques. Certaines permettent de caractériser la dispersion existant entre les variables simulées et observées, d'autres cherchent à quantifier l'erreur systématique, d'autres encore s'intéressent à des caractéristiques spécifiques de l'hydrogramme. Dans cette section, $Q_{calc,i}$ et $Q_{obs,i}$ sont respectivement les débits simulés et observés au pas de temps i , $\overline{Q_{obs,i}}$ est la moyenne des débits observés, $\overline{Q_{calc,i}}$ est la moyenne des débits simulés et n le nombre de pas de temps considérés.

La fonction- objectif la plus utilisée en hydrologie est celle du critère de Nash (*Nash et Sutcliffe, 1970*) :

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{calc,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad 2.1$$

Cette fonction compare la simulation du modèle sur n pas de temps à la moyenne des observations prise comme modèle de référence. Plus le Nash est proche de 1, plus la simulation est proche de l'observation.

Si le Nash > 0 , alors le modèle est meilleur que la moyenne des débits

Si le Nash < 0 , alors le modèle ne fait pas mieux que la moyenne des débits

a) Les fonctions d'erreur quadratique

Etant quadratique, ce critère a tendance à donner un poids plus important aux forts écarts de débits se produisant généralement en période de crue. Ce critère peut être calculé sur les racines carrées ou les logarithmes des débits ce qui permet d'évaluer la sensibilité du modèle respectivement aux débits moyens et aux débits faibles (*Weisse et al., 2003*).

$$F = \sum_{i=1}^n (Q_{calc,i} - Q_{obs,i})^2 \quad 2.2$$

On peut aussi évaluer l'erreur quadratique moyenne, Root Mean Square Error (RMSE) pour décrire aussi la dispersion entre les variables simulées et observées.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_{calc,i} - Q_{obs,i})^2} \quad 2.3$$

Plus la RMSE est faible, plus la dispersion est faible et plus la variable simulée par le modèle est proche de celle observée.

On peut aussi calculer un coefficient de détermination pour évaluer la corrélation entre les variables observée et simulée

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n [(Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}})(Q_{calc,i} - \overline{Q_{calc}})]^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}})^2 \sum_{i=1}^n (Q_{calc,i} - \overline{Q_{calc}})^2} \quad 2.4$$

Le biais peut aussi être calculé pour évaluer la surestimation ou la sous-estimation systématique du modèle par rapport aux observations

$$B = \frac{\sum_{i=1}^n Q_{calc,i}}{\sum_{i=1}^n Q_{obs,i}} \quad \text{Où } B' = \frac{\sum_{i=1}^n Q_{calc,i}}{\sum_{i=1}^n Q_{obs,i}} - 1 \quad 2.5$$

Une valeur de 1 pour B (Erreur bilan) ou 0 pour B' (indiquera un bilan parfait). Une valeur supérieure à 1 pour B ou supérieure à 0 pour B' indiquera une surestimation du bilan.

b) Calage

Tous les modèles existants nécessitent, peu ou prou, un calage. Ce calage se fait en modifiant les paramètres, à partir d'une estimation initiale, pour que le modèle ait ses sorties les plus proches possibles de celles du bassin versant à modéliser. Ces sorties sont en général des débits. On contrôle la robustesse de ce calage en comparant les sorties des modèles avec les sorties réelles, pour une période dont les données observées n'ont pas été utilisées dans le calage.

Au sens strict du terme, c'est l'opération qui consiste à trouver les valeurs des paramètres du modèle qui minimisent l'erreur de modélisation (*Ambroise 1998, Perrin 2000 Gaume 2002*).

c) Validation

Une fois le modèle hydrologique distribué implémenté sur un bassin versant donné, se pose ensuite la question de savoir quelle est la capacité du modèle à simuler le présent ou le futur ? C'est l'étape de validation qui doit répondre à cette question.

Cette étape consiste à vérifier la reproductibilité des résultats par le modèle et la représentativité des paramètres calés. Son principe est de tester le modèle sur une série de données non utilisées dans la phase du calage. Ainsi, l'existence de cette phase dépend de la disponibilité en données. Plusieurs schémas de calage et de validation ont été ainsi proposés par la communauté scientifique tel que le schéma de *Klêmes (1983)*. Une explication plus détaillée sur ce schéma peut être trouvée dans la thèse d'*Indarto (2002)*. Deux approches sont très utilisées par les hydrologues :

- Une approche classique de validation qui consiste à choisir aléatoirement une partie des données pour le calage des paramètres du modèle et une seconde partie pour la validation sans changement des valeurs des paramètres. C'est l'étape de **validation interne** qui a pour objectif d'analyser la sensibilité du modèle aux valeurs des paramètres qui le constituent ;
- Une approche basée sur la validation multi-critère et multi-échelle appliquée à l'ensemble du bassin. C'est l'étape de **validation externe**. Elle consiste à confronter les résultats du modèle à une réalité, c'est à dire concrètement à des données (hydrogrammes mesurés sur des stations intermédiaires, niveaux piézométriques, etc.) qui n'ont pas été utilisées pour le construire. Il importe de bien veiller à ce que la validation externe d'un modèle ne soit pas conduite sur des données qui ont servi à l'établir (*Gnouma, R. 2006*).

d) Incertitudes

Depuis les années 90, le calage des modèles hydrologiques a été associé, le plus souvent, aux calculs d'incertitudes. Ainsi *Melching (1995)* puis *Refsgaard et Storm (1996)* ont identifié quatre types d'incertitudes dans l'application des modèles hydrologiques :

- **Incertitude liée à la nature** : c'est une conséquence de la variabilité spatio-temporelle du processus dans la nature (exemple : précipitations, température) qui introduit une fonction aléatoire dans le processus physique de genèse de ruissellement.
- **Incertitude liée aux données** : la plupart des auteurs s'accordent sur le constat qu'il est impossible d'identifier la variabilité et la complexité locale des données à travers quelques point de mesure. Donc la variabilité présentée dans les données d'entrée du modèle est une limite pour représenter la variabilité naturelle introduisant ainsi l'incertitude dans les données. *Refsgaard et Storm (1996)* soulignent l'existence d'incertitudes aléatoires ou systématiques au niveau des techniques d'acquisition des données et des méthodes d'interpolation utilisées. Le développement de la technique de télédétection a contribué à réduire l'incertitude liée aux données (Les erreurs d'enregistrement ou de représentativité).
- **Incertitude liée aux paramètres du modèle** : ce type d'incertitude est influencé par l'incertitude liée aux données à cause des caractéristiques d'optimisation du modèle pendant le processus de calage.
- **Incertitude liée à la structure du modèle** : l'incapacité du modèle de représenter les processus physiques réels de ruissellement est à l'origine de ce type d'incertitude.

2.5 Évaluation de la robustesse d'un modèle

Une fois le modèle calibré, il convient d'évaluer son réalisme sur des données qui n'ont pas servi à la calibration. Il s'agit de la phase d'évaluation du modèle. *Klěmes (1986)* propose une procédure de validation des modèles comprenant plusieurs types de tests :

- **Le split sample test (SS)** : pour ce test, on sépare la période d'observations disponibles en deux parties. La première partie servira à la calibration alors que la seconde servira à la validation puis inversement.
- **Le differential split-sample test (DSS)** : le principe est le même que le test SS, mais la période d'observation est découpée en deux périodes aux conditions climatiques différentes (e.g. une période sèche et une période humide). - **le proxy-basin test (PB)** : on dispose de données sur deux bassins différents. Le modèle est alors calibré sur le bassin A et validé sur le bassin B et inversement.
- **Le proxy-basin differential split-sample test (PB DSS)** : le test PB est appliqué dans des conditions climatiques différentes.

Ces tests ont pour but d'évaluer les capacités du modèle à simuler de nouveaux événements sur un même bassin versant (SS et DSS) ou le comportement de nouveaux bassins versants (PB et PB DSS) pour des conditions climatiques stationnaires ou non. Néanmoins, la validation se limite généralement au *split-sample test (Mathieu, 2011)*.

Le *split-sample test* ou la technique du *double échantillon* est une des techniques les plus utilisées pour évaluer la robustesse d'un modèle dans des situations les plus proches possible de celles dans lesquelles il est censé fonctionner.

Cette méthode permet de tester l'adaptabilité des modèles quelle que soit leur complexité.

Dans le cas où l'on disposerait d'observations se présentant comme des séries chronologiques (cas des pas de temps mensuel et annuel), il suffira de subdiviser la période d'observation de chaque bassin versant en sous-périodes, avec calage sur une période et contrôle sur le reste des observations, tout en veillant à réserver une période de mise en route.

Cette tâche est répétée de façon à caler successivement sur toutes les sous-périodes. La robustesse des différents modèles est évaluée par la différence des valeurs du critère de Nash en phase de calage et en phase de validation (*Klěmes, 1986 in Perrin, 2000, Mouelhi 2003*).

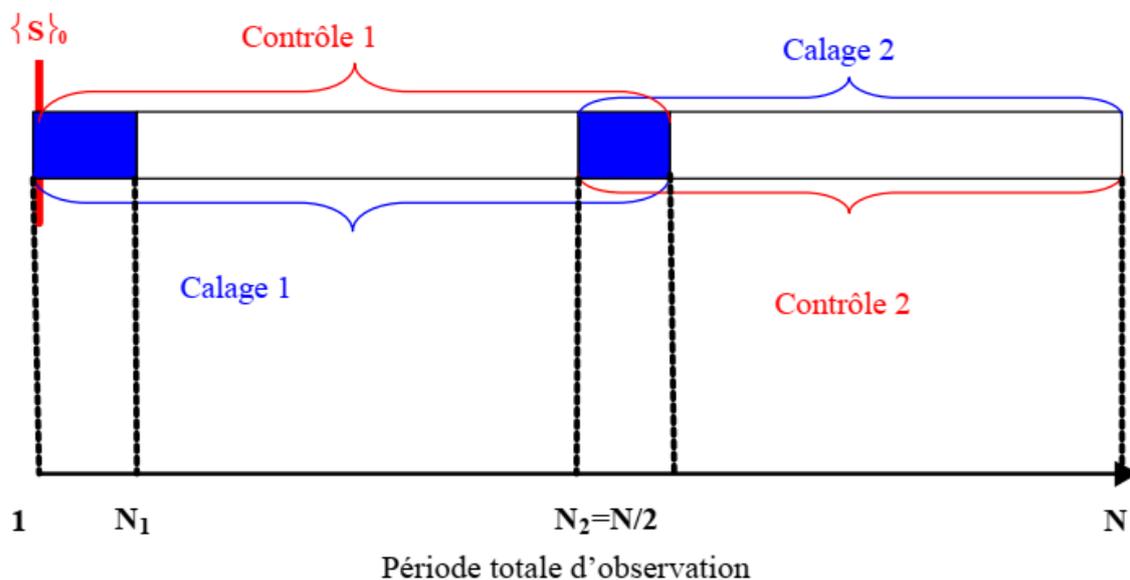


Figure 2.4. Présentation schématique de la technique du double échantillon (*Mouelhi, 2003*)

2.6 Présentation de quelques modèles hydrologiques :

2.6.1 Modèle global (IHACRES)

Le modèle IHACRES (Identification of unit Hydrographs And Component flow from Rainfalls, Evaporation and Streamflow data) est le résultat d'une collaboration entre le CEH (Centre for Ecology and Hydrology) du Royaume-Uni et l'Université Nationale de l'Australie (ANU). Ce logiciel peut être appliqué pour des investigations dans des petits bassins versants équipés pour des études spéciales ou pour des études régionales dans des grands bassins.

Le modèle IHACRES utilise la fonction de transfert à partir de trois modules de calcul, en séries, comme indiqué sur la figure I.2. Il permet la simulation des écoulements continus ou instantanés pour n'importe quel bassin versant et pour n'importe quelle donnée temporelle supérieure ou égale à 1 min. Des études publiées (*Aimwater, 2002*) (*Maftai, 2002*) ont démontré qu'on peut aller d'un intervalle de 6 min pour des bassins versants de 1 ha (0.01km²) aux données mensuelles pour les des bassins versants de 10000 km².

Dans son mode de séparation des hydrogrammes, le logiciel IHACRES comporte trois

modèles de stockages conceptuels : Le modèle non-linéaire qui détermine les précipitations effectives et deux modèles de stockage en parallèle (stockage de surface et souterrain) qui assure le transfert des précipitations effectives au cours d'eau.

Ce modèle demande peu de données : les précipitations, un hyétogramme (pour le calage), la température ou l'ETP, et les dimensions du bassin versant. En sortie du modèle on récupère : un hydrogramme de crue modélisé, l'humidité du bassin et les incertitudes indicatives associées aux paramètres d'hydrogramme unitaire.

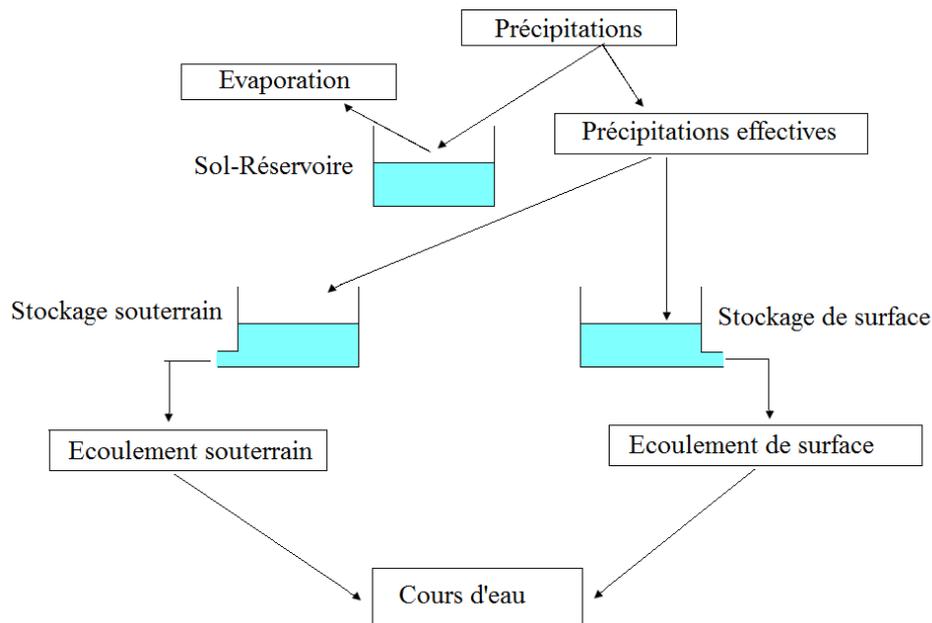


Figure 2.5. Structure du modèle IHACRES (Maftai.2002)

2.6.2 Modèles Semi-Spécialisés (HEC, CEQUEAU & MIKE BASSIN)

Il existe plusieurs modèles semi-distribués (ou semi-spatialisés), l'ensemble des modèles sélectionnés peut être utilisé avec succès dans le cadre du projet, l'avantage que présentent les modèles semi-distribués est qu'ils disposent d'une structure à base physique et ils demandent moins de données que les modèles distribués. Le modèle HEC-HMS est un exemple de ce type de modèles connu par ses performances de calcul et par la qualité de ses résultats ; il est disponible gratuitement dans le domaine public.

2.6.2.1. Le modèle HEC-HMS

Le HEC-HMS (Hydrologic Modeling System) est un logiciel qui simule le comportement hydrologique d'un Bassin Versant suite à des événements pluvieux prédéterminés, développé par Hydrologic Engineering Center (HEC) du corps de l'armée américaine des ingénieurs. Ce logiciel permet de calculer des hydrogrammes de crues pour plusieurs objectifs à savoir les études de drainage urbain, la prévision des crues et leur impact, la conception des réservoirs, la réduction des effets des inondations. Le programme présente une interface graphique, des composantes hydrologiques intégrées, un système spécifique de stockage de données (DSS) et des outils de gestion, etc.

Le logiciel HEC-HMS permet de traiter ou de simuler à la fois les différentes données suivantes :

- Les précipitations : Ces données peuvent correspondre à des relevés pluviométriques réels d'événements pluvieux ordinaires ou exceptionnels mais aussi à des événements pluvieux théoriques basés sur une étude statistique ;
- Les pertes (par infiltration, retenue ou évapotranspiration) qui permettent d'évaluer le ruissellement à partir des précipitations et des caractéristiques du bassin versant ;
- Les ruissellements directs qui prennent en compte les écoulements de surface, les stockages et les pertes de charge ;
- L'hydrologie fluviale, concernée par l'écoulement de l'eau dans le lit de la rivière.

Ces différents paramètres seront ensuite modélisés mathématiquement par un ensemble de modèles intégrés dans HEC-HMS et qui permettront d'obtenir la réponse du système hydrologique global suite à un changement de conditions hydrométéorologiques.

2.6.2.2. *Le Modèle CEQUEAU*

Le modèle hydrologique CEQUEAU, développé à l'Institut National de la Recherche Scientifique-Eau (INRS-Eau) depuis 1971, est un modèle déterministe distribué à bilan, qui prend en compte les caractéristiques physiques du bassin versant par le découpage de celui-ci en éléments de même dimension. Cette discrétisation spatiale du bassin versant permet de suivre l'évolution spatio-temporelle des phénomènes, de prévoir l'effet de toute modification physique du bassin versant et de prendre en compte des réservoirs réels ou fictifs.

Le découpage dans l'espace d'un bassin versant peut être très varié dans sa forme et sa densité. Pour le modèle CEQUEAU, le bassin versant est découpé en surfaces carrées de dimensions semblables appelées « carreaux entiers » c'est le premier découpage. Un deuxième est ensuite nécessaire pour reproduire le cheminement de l'eau entre les carreaux entiers et vers la rivière. Ceci se fait en subdivisant chaque carreau entier en « carreaux partiels » à l'aide des lignes de partage des eaux (Morin) :

- **Le premier découpage** délimite le bassin versant en surfaces élémentaires que nous appellerons "carreaux entiers". La dimension à donner aux "carreaux entiers" dépend principalement de la superficie du bassin versant étudié, des données météorologiques disponibles, de la topographie du terrain, etc. Les données physiographiques nécessaires pour chaque "carreau entier" sont l'altitude, les pourcentages de forêts, de lacs et de marais. Ces données sont déterminées à partir des cartes topographiques du bassin versant étudié ou à l'aide d'un système d'information géographique.

- **Le deuxième découpage** consiste à subdiviser les carreaux entiers en carreaux partiels.

Ces éléments sont le résultat de la subdivision des "carreaux entiers" en fonction des lignes de partage des eaux. On compte jusqu'à quatre "carreaux partiels" par "carreau entier". Les données nécessaires pour ces éléments partiels sont : Le sens d'écoulement de l'eau et son pourcentage de superficie par rapport au "carreau entier" qu'il subdivise.

Le modèle compte deux parties principales visant à décrire le mieux possible l'écoulement de l'eau vers l'exutoire du bassin versant. La première partie concerne l'écoulement vertical de l'eau appelée fonction de production qui transforme les précipitations réelles en précipitations utiles sur chaque carreau entier et à chaque pas du temps. La schématisation de ce processus est représentée par un ensemble de réservoirs communiquant entre eux à l'aide de relations

mathématiques reproduisant, à l'échelle du pas de temps de la simulation, les différents transferts de masse (Figure 2.6). Et la deuxième partie concerne le transfert de l'écoulement dans le réseau de drainage appelé fonction de transfert qui assure le cheminement de l'eau entre les carreaux partiels (Figure 2.7).

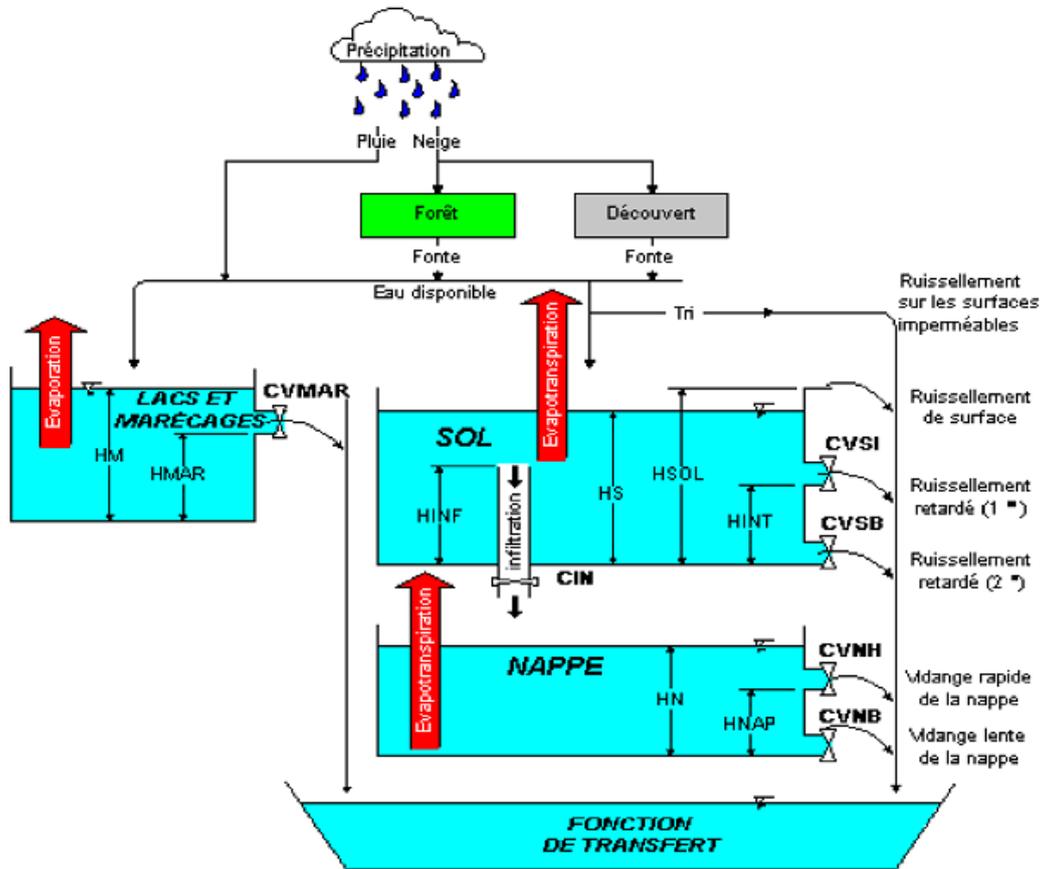


Figure 2.6. La fonction de production du modèle hydrologique CEQUEAU (Morin, 2007).

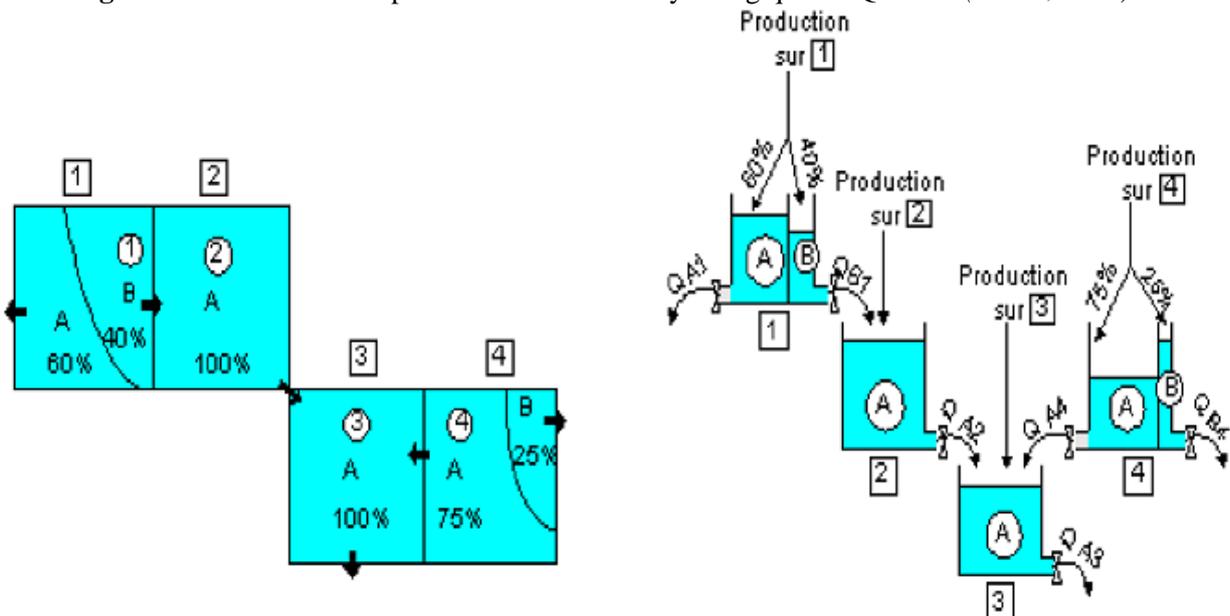


Figure 2.7. La fonction de transfert du modèle CEQUEAU (Morin, 2007).

2.6.2.3. Modèle à base physique distribuée (MIKE SHE)

D'après *Ambroise* (1998), *Andry et Christophe* (1998) et *Henin H* (2004) le modèle SHE (système hydrologique européen) combine des sous modèles physiques spatialisés établis pour les principaux processus qui se produisent dans un bassin versant, comme le rappelle la liste ci-après :

- Interception (modèle de Reutter) et évaporation (modèle de Panman-Moneith)
- Fonte de neige (bilan d'énergie)
- Ecoulement de surface et cours d'eau (ondes diffusantes)
- Ecoulements non saturés (équation de Réchards)
- Ecoulement au milieu saturé (équation de Boussinesq)

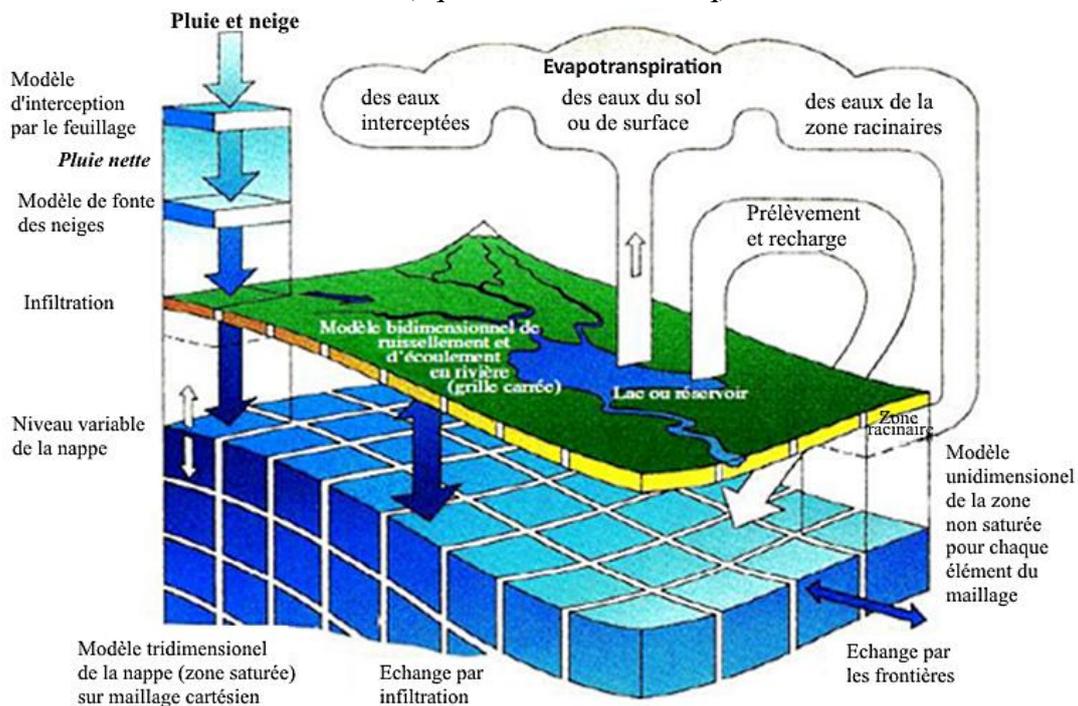


Figure 2.8. Cycle de l'eau dans le logiciel MIKE SHE : processus modélisés (*Bruyn, 2004*).

Ce modèle d'inspiration mécaniste, a été élaboré au Danish Hydraulic Institute (DHI). Le SHE a pour objectif la modélisation de la partie continentale du cycle de l'eau et peut être en théorie, appliqué à des surfaces allant de la parcelle à la totalité du bassin versant. Parmi les domaines d'application du SHE, nous retrouvons l'étude classique de la dynamique du bassin versant, ainsi que le suivi des impacts relatifs aux modifications du bassin (occupation des sols, aménagement, types des sols...), ou de scénarios climatiques (sécheresse, fortes pluies...).

2.6.3. Modèle conceptuel distribué (TOPMODEL)

D'après *Perrin* (2000), *Claudia* (2005), *Henin* (2004) et *Andry et Christophe* (1998) le TOPMODEL (TOPography-based hydrological MODEL) est un modèle semi-distribué destiné à reproduire le comportement hydromorphologique d'un bassin versant.

Ce modèle est encore utilisé et amélioré car sa relative simplicité et les bons résultats qu'il fournit sont autant de motivations à son développement. Ce modèle prédit, à chaque pas de temps, la distribution spatiale du contenu en eau au sein des différentes mailles du modèle

numérique de terrain (MNT) du bassin versant considéré. Il est basé sur les concepts originaux de déficit en eau du sol par rapport à la saturation et à l'index topographique. Cette idée provient du fait que, depuis quelques années, la participation des écoulements souterrains aux variations des débits des rivières, même en période de fortes précipitations a été reconnue comme étant capitale. L'index topographique est utilisé pour déterminer la quantité d'eau destinée au ruissellement et celle restant pour l'infiltration. La structure de ce modèle est illustrée sur la figure 2.9.

Le *TOPMODEL* repose sur un découpage du bassin versant en sous-bassins homogènes (mailles carrées). Le sol et le sous-sol sont représentés par des réservoirs successifs, d'où le caractère conceptuel de ce modèle. Ce modèle, relativement puissant nécessite toutefois, bien évidemment, un certain nombre de données pour fonctionner, parmi lesquelles, nous notons les pluies horaires, l'évapotranspiration potentielle une cartographie de la transmissivité T_0 et de la conductivité hydraulique verticale mesurée en surface K_0 . En effet, le modèle utilise une loi de décroissance de la conductivité avec la profondeur du type :

$$K_s(z) = K_0 e^{-fz} \quad 2.6$$

- L'axe Z est orienté positivement vers le bas et f est un facteur de décroissance

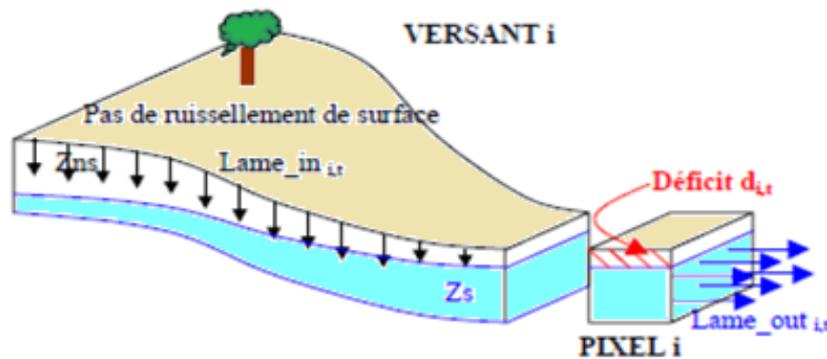


Figure 2.9. Structure du modèle TOPMODEL (d'après Beven, 2001)

TOPMODEL modélise donc les processus latéraux sous la forme d'une nappe temporaire s'écoulant vers le réseau hydrographique. On lui associe différents modules d'interception, de fonte des neiges, d'évapotranspiration, de transfert de surface (Figure 2.10).

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

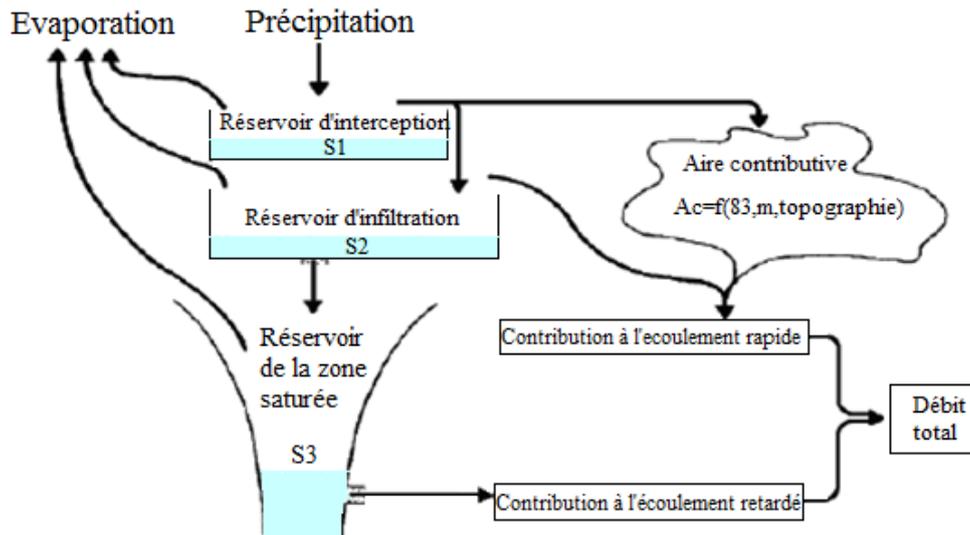


Figure 2.10. Représentation schématique de TOPMODEL (S1, S2, S3 : niveaux dans les réservoirs ; m : un des paramètres du modèle) (d'après Beven et Kirkby, 1979 in Perrin, 2000).

2.6.4. Le modèle SWAT

Développé par Jeff Arnold pour l'USDA Agriculture research service en 1999, SWAT (Soil and Water Assessment Tool) est un modèle conceptuel physique semi-empirique distribué permettant de manipuler et d'analyser de nombreuses données hydrologiques et agronomiques.

Les principales entités qui composent le modèle sont l'hydrologie, le climat, l'érosion/la sédimentation, la température et les propriétés du sol, la croissance des plantes, les nutriments, les pesticides et les pratiques culturales (Arnold et al. 1998, Arnold et Fohrer 2005). Ainsi, les processus physiques associés au cycle de l'eau, au transfert des sédiments, au développement de la végétation et au transfert de nutriments sont directement simulés. Les restitutions du modèle à l'échelle des sous bassins versants concernent le climat, les HRU (Unités de Réponse Hydrologique), le cours d'eau principal, l'eau souterraine et les zones humides (Neitsch et al. 2009).

En hydrologie, comme tout modèle hydrologique, SWAT reproduit le cycle de l'eau sur le bassin versant de manière simplifiée. La figure 2.11 montre le fonctionnement du modèle par trois gros modules principaux qui communiquent entre eux par la circulation d'eau.

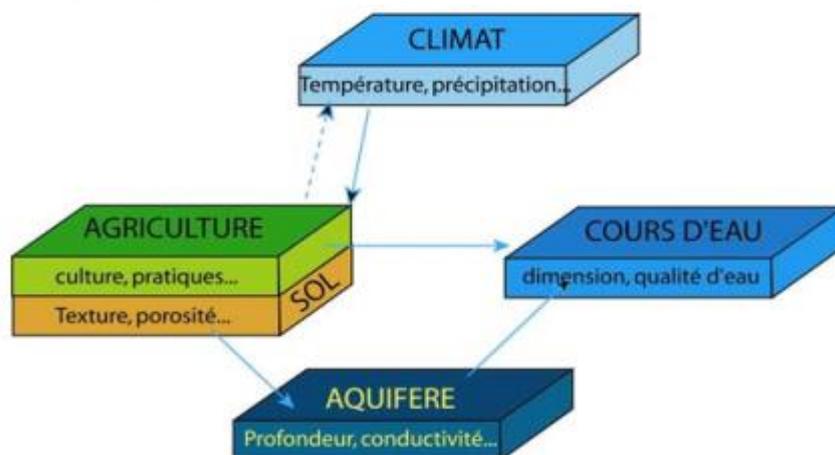


Figure 2.11. Fonctionnement schématique de SWAT (d'après Renaud, 2004)

L'analyse de la figure 2.11 révèle que le SWAT est un ensemble de modules correspondant au sol, l'aquifère sous-jacent et le cours d'eau. Il faut remarquer que les eaux météoriques qui arrivent au sol peuvent rejoindre l'aquifère à travers les processus d'infiltrations conditionnés par les propriétés du sol (texture, porosité, etc.). De par la topographie du sol, elles peuvent regagner directement les cours d'eau (par le phénomène de ruissellement). Enfin de l'aquifère, l'eau peut alimenter également le cours d'eau et ceci dépend de la position de la nappe par rapport au cours d'eau et de la conductivité hydraulique des différentes couches de sol qu'elle traverse. Des différents réservoirs, l'eau peut repartir dans l'atmosphère par évaporation.

2.7 Choix du modèle utilisé

Comme nous l'avons déjà vu, les modèles hydrologiques existants couvrent une large gamme de complexité. Il nous faut donc choisir le type de modèle adapté à notre application.

De ce fait, nous avons choisi trois modèles hydrologiques : le modèle conceptuel global de la famille de GR (Génie Rural), le modèle conceptuel global GARDÉNIA et le modèle semi distribué HBV Light.

La particularité du choix de ces modèles réside dans leur adaptation au climat aride et semi-aride et de leur vaste application dans les sous bassins versants méditerranéens. En effet, le modèle GR a fait l'objet de nombreuses études dans plusieurs bassins situés en Algérie : A l'Ouest dans le bassin versant de la Tafna (*Bouanani, 2010 ; Bakriti, 2014*), Mekerra (*Bourek, 2010, Otmane, 2017*), Oued Sikkak (*Bouanani et al., 2010*), et la Macta (*Baahmed, 2015*). En Nord-Ouest dans le bassin versant de Cheliff sur le sous bassin d'Oued Ras Ouahrane (*Zekouda, 2011*) et Oued Touil (*Amiar, 2014*). Au centre dans les bassins versant de la Soummam et de l'Isser (*Charifi, 2006*) et d'Oued El Harrach amont (*Belaroui, 2017*). A l'Est sur les Oueds Boussalem et Rhumel (*Bouguerne, 2017*) et au Sud sur Oued Tamanrasset (*Elhoussaoui, 2016*). De même les modèles GARDÉNIA et HBV Light ont été largement utilisés ces dernières années en Algérie. Nous citons les travaux : de *Ghrissi, 2018* sur Oued Lakhdar, *Ouici et al., 2019* sur Oued Sebdou, *Djellouli et al., 2018* sur Oued Louza et *Nadjib et al., 2020* sur Oued Boukiou. En Nord-Est, *Bouguerne, 2017* sur les Oueds Boussalem et Rhumel et *Benjema, 2020* sur Oued El Mellah.

2.7.1 Modèle conceptuel global de la famille de GR (Génie Rural)

Nous présentons ici succinctement trois modèles conçus respectivement pour les pas de temps annuel (GR1A), mensuel (GR2M) et journalier (GR4J). Ces modèles permettent de réaliser des simulations en continu. Ils ont été développés au IRSTEA (*Centre national du Machinisme Agricole, du Génie Rural, des Eaux et Forêts*) depuis le début des années 1980 en suivant une approche de recherche empirique basée sur de grands échantillons de données. *Perrin, Michel, Andréassian 2007*.

2.7.1.1. Modèle conceptuel global GR1A

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

a- Description mathématique

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

Le modèle GR1A s'écrit sous la forme d'une simple équation :

$$Q_k = P_k \left\{ 1 - \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{0.7P_k + 0.3P_{k-1}}{X \cdot E_k} \right)^2 \right]^{0.5}} \right\} \quad 2.7$$

Où :

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

Le paramètre X traduit l'influence d'une ouverture du bassin sur l'extérieur non atmosphérique (par exemple échange avec des nappes profondes ou avec des bassins adjacents dans le cas d'une non-superposition des limites topographiques et géologiques) :

Si X est supérieur à 1, le système perd de l'eau et si X est plus petit que 1, le système en gagne, le tout exprimé en fraction de l'ETP.

b- Paramètre

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

2.7.1.2. Modèle Conceptuel Global GR2M

C'est un modèle conceptuel et empirique global élaboré par *Michel (1983)*. L'application de ce modèle teste sa capacité à simuler les débits mensuels. Il est relativement simple et exige un nombre relativement faible de paramètres (deux paramètres X_1 et X_2).

Sa structure, bien qu'empirique, l'apparente aux 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 un extérieur autre que le milieu atmosphérique. Ces trois fonctions permettent de simuler le comportement hydrologique du bassin (*Perrin et al., 2007*).

a- Description mathématique

Un schéma de la structure est donné à la figure III.15, P_k est la pluie mensuelle du mois k et E l'évapotranspiration potentielle moyenne pour le même mois calendaire.

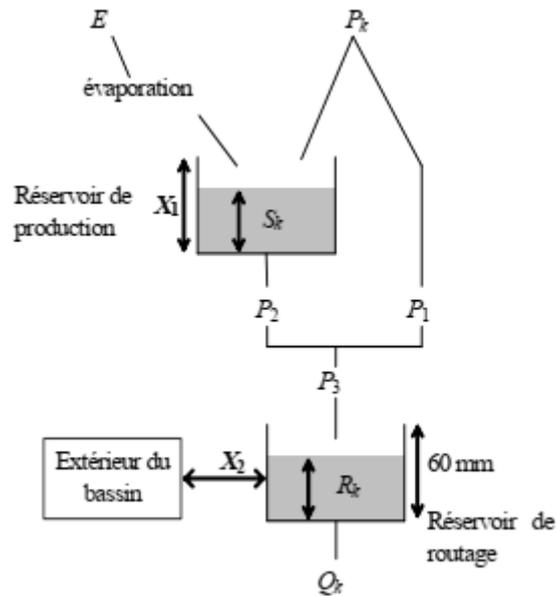


Figure 2.12. Schéma de la structure du modèle GR2M

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

$$S_1 = \frac{S + X_1 \varphi}{1 + \varphi \frac{X_1}{S}} \quad 2.8$$

Où

$$\varphi = \tan h \left(\frac{P}{X_1} \right) \quad 2.9$$

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

$$P_1 = P + S - S_1 \quad 2.10$$

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

$$S_2 = \frac{S_1(1-\psi)}{1+\psi\left(1-\frac{S_1}{X_1}\right)} \quad 2.11$$

Où

$$\psi = \tan h \left(\frac{E}{X_1} \right) \quad 2.12$$

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

$$S = \frac{S_2}{\left[1 + \left(\frac{S_2}{X_1}\right)^3\right]^{1/3}} \quad 2.13$$

Et

$$P_2 = S_2 - S \quad 2.14$$

La pluie totale P_3 qui atteint le réservoir de routage est donnée par

$$: P_3 = P_1 + P_2 \quad 2.15$$

Le niveau R dans le réservoir devient alors

$$R_1 : R_1 = R + P_3 \quad 2.16$$

Un terme d'échange en eau est alors calculé par :

$$F = (X_2 - 1) \cdot R_1 \quad 2.17$$

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

$$R_2 = X_2 \cdot R_1 \quad 2.18$$

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

$$Q = \frac{R_2^2}{R_2 + 60} \quad 2.19$$

b- Paramètres

Le modèle a deux paramètres optimisables :

- X_1 : Capacité du réservoir de production (mm).
- X_2 : Coefficient d'échanges souterrains (-).

Les valeurs de X_1 et X_2 sont obtenues sur un large échantillon de bassins versants (tableau 2.1)

Tableau 2.1 : Valeur des paramètres du modèle GR2M obtenues sur un large échantillon de bassins versants (*Andreassian et al., 2007*)

Paramètre	Médiane	Intervalle de confiance à 90%
X_1 (mm)	380	140 – 2640
X_2 (-)	0,92	0,21 – 1,31

2.7.1.3. Modèle conceptuel global (GR4J)

Le modèle GR4J (Perrin, 2000 ; Perrin *al.*, 2003) est un modèle conceptuel global fonctionnant au pas de temps journalier. Le nombre de paramètres est limité à quatre, ce qui en fait un modèle parcimonieux. 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 candidat pour évaluer l'impact du changement climatique. En revanche, comme tous les modèles conceptuels, le jeu de paramètres est susceptible de dépendre de la période de calage (longueur et caractéristiques climatiques). Les simulations sont donc soumises, entre autres, aux incertitudes liées au calage des paramètres.

La figure 2.13 indique le schéma conceptuel de la structure schématique du modèle. 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 manière différente : l'une permet de représenter les écoulements rapides (branche directe), et l'autre est à vidange lente car transitant via un réservoir linéaire.

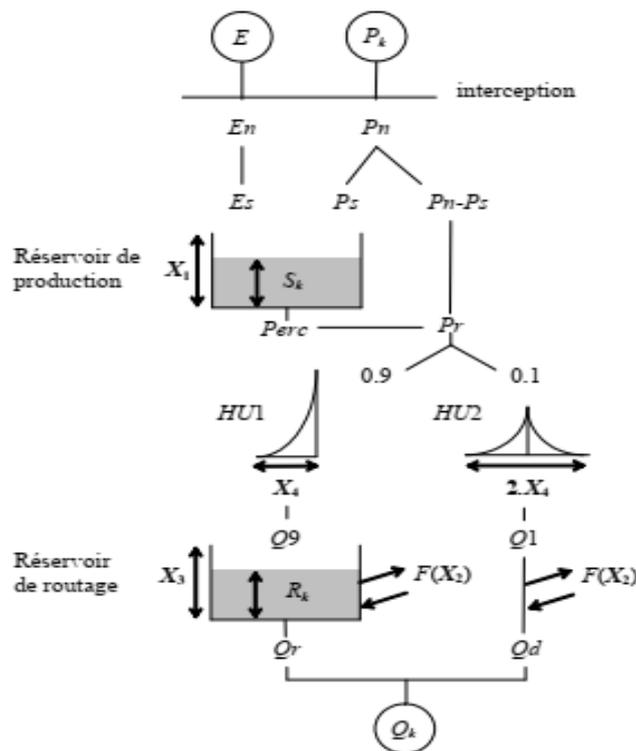


Figure 2.13. Structure générale du modèle GR4J

Si la pluie est supérieure à l'ETP, on calcule la pluie efficace ($P_n - P_s$), la pluie « non efficace » alimentant un premier réservoir. Dans le cas contraire, on calcule le volume qui s'évapotranspire du premier réservoir. Dans les deux cas, le calcul de la pluie efficace et de l'évapotranspiration dépend du taux de remplissage du premier réservoir (R) et d'un paramètre X_1 . La pluie efficace est répartie en 90% d'écoulement lent et 10% d'écoulement rapide. Ces deux composantes sont transformées par deux hydrogrammes unitaires de même paramètre X_4 . L'écoulement lent alimente ensuite un réservoir (paramètre X_2) dont le débit de vidange

dépend de son taux de remplissage (T) à la puissance 4. Des échanges sont possibles avec des nappes profondes, leur débit F dépend du taux de remplissage du second réservoir. Selon la valeur du paramètre X_3 , ce flux alimente ou se retranche du second réservoir et de l'écoulement rapide.

Ce modèle a été développé à partir du modèle GR3J basé sur trois paramètres optimisés et le quatrième paramètre de X_1 est fixé à 330 mm.

a- Paramètres

Le modèle GR4J ne comporte que quatre paramètres à caler:

X_1 : Capacité du réservoir de production (mm)

X_2 : Coefficient d'échanges souterrains (-)

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

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

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

Tableau 2.2. Valeurs des paramètres du modèle GR4J obtenues sur un large échantillon de bassins versants (Perrin *et al.*, 2007)

Paramètre	Médiane	Intervalle de confiance à 80%
X_1 (mm)	350	100 à 1200
X_2 (-)	0	-5 à 3
X_3 (mm)	90	20 à 300
X_4 (jours)	1.7	1.1 à 2.9

2.7.2. Modèle hydrologique GARDÉNIA

Le logiciel GARDÉNIA (*Modèle Global À Réservoirs pour la simulation de DÉbits et de Niveaux Aquifères*) (Thiéry, 2009, 2010a, 2011, 2013, 2015a) développé par le BRGM (1982), est un modèle hydrologique global de bassins versants.

Il permet de calculer, à partir de la séquence des données météorologiques (précipitations, évapotranspiration potentielle) sur son bassin d'alimentation :

- le débit à l'exutoire d'un cours d'eau (ou d'une source) ;
- et / ou le niveau piézométrique en un point de la nappe libre sous-jacente

Les effets d'un pompage, ou d'un ensemble de pompages, situés dans le bassin versant peuvent être pris en compte.

A. Présentation du modèle GARDÉNIA

GARDÉNIA est un modèle hydrologique global à réservoirs. Il simule les principaux mécanismes du cycle de l'eau dans un bassin versant (pluie, évapotranspiration, infiltration, écoulement) par des lois physiques simplifiées. Ces lois physiques simplifiées correspondent à un écoulement à travers une succession de réservoirs.

Les calculs peuvent être réalisés au pas de temps journalier, décadaire (dix jours) ou mensuel. Il est également possible d'utiliser des pas de temps fins au choix de l'utilisateur : par exemple 5 mn ou ½ heure.

Il est possible de prendre en compte la fonte de la neige.

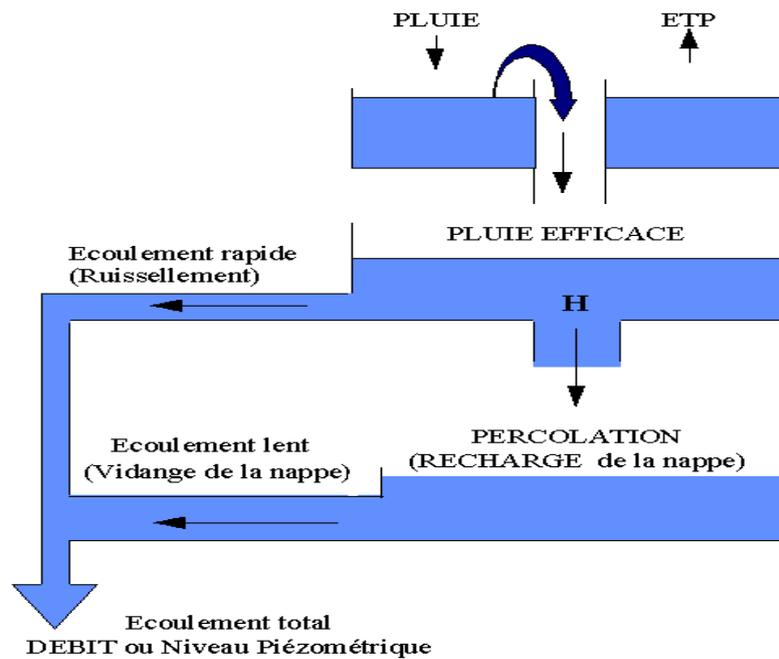


Figure 2.14. Schéma du modèle GARDÉNIA (Thiéry, 2014)

Le code de calcul GARDÉNIA est exploité de façon courante pour l'extension de données, tant dans l'espace que dans le temps. Il permet les fonctionnalités suivantes :

- établissement d'un bilan Pluie - Évapotranspiration réelle - Ruissellement - Infiltration à la nappe sous-jacente,
- génération de longues séries de débits ou de niveaux piézométriques à partir d'historiques de pluies, après calibration préalable sur une période relativement courte,
- analyse de cohérence entre observations climatiques et observations de débits ou de niveaux piézométriques,

Dans la pratique, GARDÉNIA permet d'analyser le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant, d'étendre des données de débits et / ou de niveaux. Il peut ainsi aider au dimensionnement de différents types d'ouvrages (barrages) ou aménagements (parkings, ouvrages de captage en rivière, microcentrales électriques), etc.

En effet, le modèle, une fois calibré, est en mesure :

- De reconstituer, pour un bassin versant donné, les débits d'une rivière ou d'une source, et / ou les niveaux piézométriques en un point d'une nappe, durant une période pendant laquelle on ne possède pas de mesures,
- De simuler :
 - des débits résultant de périodes de sécheresse (débits d'étiage ou dimensionnement de barrage) ou de séquences de précipitations exceptionnelles (dimensionnement de fondations, de parkings, d'ouvrages enterrés),
 - des niveaux piézométriques ponctuels de nappe à partir de précipitations effectivement observées, prolongées par des scénarios de précipitations prévisionnels (sécheresses, périodes de hautes eaux).

Le code de calcul GARDÉNIA est conçu pour enchaîner le traitement de plusieurs bassins avec des options communes. Il constitue donc un outil tout particulièrement adapté aux

synthèses régionales pour lesquelles on désire réaliser, avec une certaine cohérence, l'analyse de plusieurs bassins versants.

Nous allons utiliser dans notre travail GARDÉNIA version.8_7, qui dispose en particulier des nouvelles fonctionnalités suivantes :

- Possibilité de calibrer les paramètres du modèle simultanément sur la série des débits mesurés à l'exutoire du bassin et sur une série de niveaux piézométriques en un point représentatif du bassin. Cette fonctionnalité permet une amélioration significative de la fiabilité de la calibration.
- Possibilité de prendre en compte une série temporelle de prélèvements (ou d'injection) de débits dans le bassin versant.

B. Principe de fonctionnement d'un modèle hydrologique global à réservoirs

Etant donné que GARDÉNIA est un modèle hydrologique global à réservoirs. Les transferts d'un réservoir à l'autre sont régis par des lois simples décrites par les paramètres dimensionnels du modèle (capacité de rétention du sol, temps de transfert, seuils de débordement, etc.).

En raison du caractère global de cette schématisation et de la complexité du système hydrologique réel, ces paramètres, bien qu'ayant un sens physique, peuvent difficilement être déduits a priori des caractéristiques physiographiques ponctuelles du bassin versant (géologie, couverture végétale, etc.).

Les paramètres doivent donc être déterminés :

- soit par ajustement (calibration) sur une ou deux séries d'observations,
- soit, exceptionnellement, par transposition à partir de la modélisation de bassins versants proches et de caractéristiques similaires (<http://GARDÉNIA.brgm.fr/>).

• 2.7.3. Modèle hydrologique HBV Light

Le modèle de Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning, HBV est un modèle hydrologique conceptuel semi-distribué. La première version a été mise en place par l'Institut météorologique et hydrologique Suédois (SMHI) en 1972. Ce modèle a été appliqué dans plus que 200 bassins versants dans plus que 30 pays dans le monde y compris des bassins nival 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*) et de l'Algérie (*Bouguerne, 2017, Ghrissi, 2018 et Benjema, 2020*).

(*Bergström et al., 1992, Melone et al. 2005*) mentionnent qu'une revue des principales études au niveau européen, montre que le modèle HBV est l'un des trois modèles les plus utilisés. Depuis sa création, ce modèle a connu des améliorations et modifications, soit par l'équipe de SMHI ou par d'autres auteurs, et là on rencontre dans la littérature plusieurs versions du Modèle HBV, qui diffèrent généralement par leurs fonctions de transferts (nombre et type de réservoirs), ou par la structure de certaines fonctions. Hundecha et Bárdossy (2004) proposent par exemple de modifier la fonction d'accumulation et fonte de la neige afin de tenir compte de l'apport énergétique de la pluie en considérant le facteur degree-day comme une fonction

linaire des précipitations. Mais toutes ces versions sont restées fidèles à la fonction sol originale proposée par Bergström (1972).

Le modèle fonctionne au pas de temps horaire. Dans le cas où les données horaires de la pluviométrie ne sont pas disponibles, le modèle adopte arbitrairement une répartition temporelle uniforme de la pluie durant toute la journée. 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.

Les principales composantes du modèle HBV sont l'accumulation et la fonte de la neige, le calcul de l'humidité du sol, l'infiltration vers la nappe souterraine ainsi qu'une fonction de transfert. L'eau précipitée passe en premier lieu par une fonction d'interception dépendante de la couverture végétale, ensuite la fonte et l'accumulation de la neige sont calculées, ce qui permet de déterminer la pluie efficace (ou potentielle à l'écoulement). Après le passage par une fonction de séparation de l'écoulement direct, l'eau entre dans le réservoir sol où le processus d'évapotranspiration est modélisé, une partie de l'eau contenue dans le réservoir sol s'infiltré et passe par trois réservoirs conceptuels en série. Une fonction de transfert basée sur la méthode de Muskingum modélise à la fin la propagation de l'écoulement dans le réseau hydrographique.

HBV light est un logiciel conçu pour implémenter le modèle hydrologique HBV. Il a été développé à l'Université d'Uppsala (et encore amélioré à l'Université d'État de l'Oregon, SLU-Uppsala et à l'Université de Stockholm) par Jan Seibert et a été programmé avec la motivation d'améliorer la convivialité, en particulier en ce qui concerne l'utilisation à des fins éducatives. L'idée derrière cette nouvelle version de HBV light, est de fournir une version Windows pour la recherche et l'éducation. Les équations de base sont conformes à la SMHI-version HBV-6 (*Bergström, 1992*).

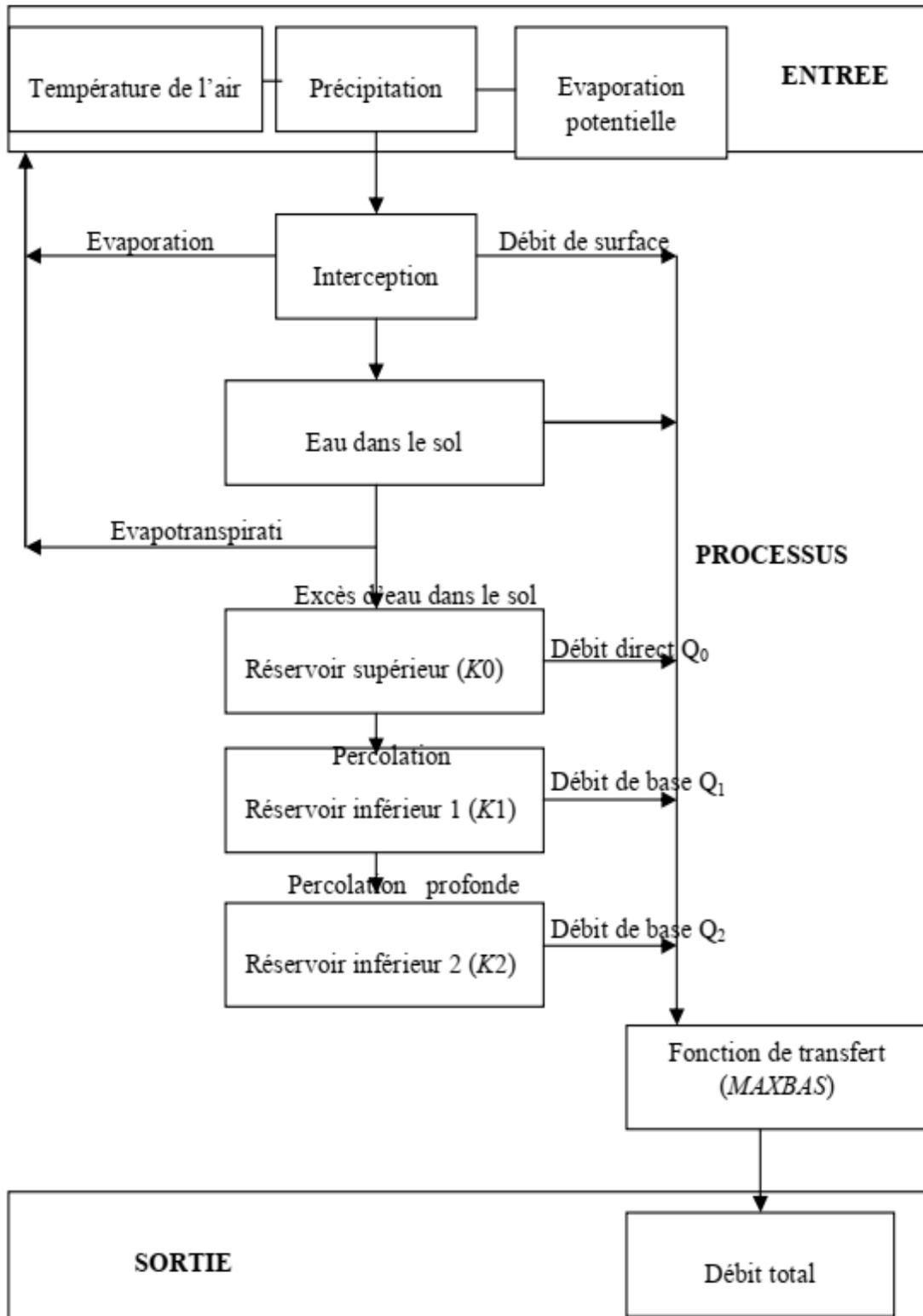


Figure 2.15. Schéma simplifié du modèle HBV (Abadie, 2006)

Conclusion

A travers cette synthèse bibliographique, nous avons présenté dans ce chapitre le contexte général dans lequel s'inscrit la modélisation hydrologique. La modélisation pluie-débit, discipline de l'hydrologie, s'intéresse à la compréhension et la représentation de la transformation de la pluie en débit à l'échelle du bassin versant. Les traductions mathématiques de cette transformation sont faites par des modèles hydrologiques.

Or, un modèle est le résultat d'un compromis entre l'objectif auquel il doit répondre, la compréhension des processus hydrologiques et la disponibilité de données sur le bassin. Ces trois facteurs doivent guider les choix de modélisation.

Le choix d'un modèle dépend de l'échelle spatiale et temporelle de la modélisation. Concernant l'échelle temporelle, plus le pas de modélisation est long, plus la description des processus hydrologique est simple. Au contraire, la modélisation des processus à un pas de temps court nécessite une description des processus plus complexe. En ce qui concerne l'échelle spatiale, la relation entre l'échelle et le processus hydrologique reste encore un sujet de discussion dans la communauté hydrologique (*Gnouma, 2006*).

Les modèles hydrologiques ont été développés depuis une quarantaine d'années, ils sont très variés, faisant appel à différentes perceptions du monde réel et répondant à différents objectifs.

L'évaluation de la performance repose sur la technique du double échantillon et le critère de performance sera celui présenté par Nash.

Dans notre étude, nous nous limiterons à l'étude le modèle conceptuel global de la famille GR à pas de temps annuel, mensuel et journalier, le modèle Conceptuel global GARDÉNIA et le modèle conceptuel semi-distribué HBV Light. Ce choix donc nous permet de garder un objectif d'applicabilité opérationnelle : simuler la transformation de la pluie en débit et évaluer ensuite le changement climatique sur les ressources en eau et enfin, faire une étude comparative des modèles hydrologiques à pas de temps journalier. Toutes ces étapes seront bien développées dans le chapitre six.

Chapitre 3

Description du milieu d'étude

Préambule

« Le Chélif toujours présent, mais il semble traverser en étranger cette plaine qu'il a pourtant édifiée. Il s'encaisse au pied des berges dépassant parfois dix mètres et disparaît au regard du voyageur de la plaine. Par endroits, quelques plantations d'eucalyptus, de trembles ou de pins décèlent l'existence de son lit. Souvent, des lames de sable et de gravier divisent le cours en plusieurs branches et, pendant la saison sèche, « le roi des fleuves algériens » réussit péniblement à se frayer un passage, alanguï lui aussi par les effluves du soleil »

« C'est que nous rencontrons nulle part en somme, c'est ce qui est normal : une grande rivière d'Est en Ouest (ou Ouest Est) dans une longue dépression de même sens. Et ce phénomène exceptionnel n'est réalisé que dans les plaines du chélif. Pour en retrouver l'équivalent il faudrait aller jusqu'en Tunisie, dans la vallée de la Medjerda » (Yacono, 1955)

L'étude hydrologique d'une région, passe inévitablement par la description du milieu, la collecte et le traitement de données géographiques relatives à divers aspects : climat, hydrologie, occupation des sols, etc. Dans ce chapitre, nous présenterons notre site d'étude : le bassin versant du Haut et Moyen Cheliff, ses caractéristiques morphométriques, et ses aspects géomorphologique et climatique.

3.1. Présentation de la zone d'étude

Situé au Centre Ouest du Nord de l'Algérie, le bassin hydrographique du Cheliff, est le plus vaste bassin hydrographique du Nord du pays. Il s'étend entre les méridiens 0°12' et 3°87' Est et les latitudes 33°91' et 36°58' Nord et occupe une superficie de 47 269 km². Il couvre trois sous-régions, le Cheliff en Amont de Boughzoul, le Haut et le Moyen Cheliff et le Bas Cheliff et la Mina.

Le bassin versant du haut et Moyen Cheliff s'étend de l'étranglement qui le sépare du sous bassin à l'amont de Boughzoul jusqu'au seuil de Boukadir, où prennent naissances les bassins du Bas Cheliff et de l'oued Mina (Figure 3.1).

Géographiquement, le bassin versant du Haut et Moyen Cheliff est localisée entre les longitudes, 1° et 3°90' à l'Est et les latitudes, 35° et 36°50' au Nord,

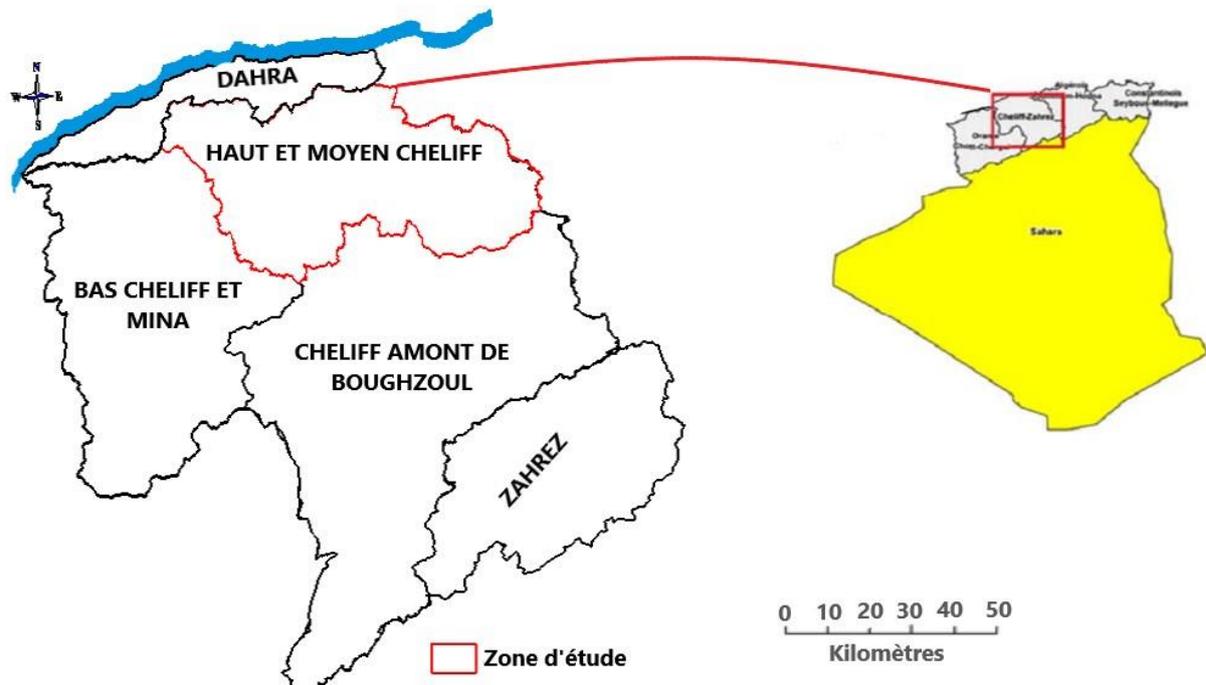


Figure 3.1. Présentation de la zone d'étude.

3.1.1. Aspects géomorphologiques

La vallée du Chélif, traversée par oued Chellif, se situe dans la partie nord du bassin versant du Chélif qui occupe 22 % de la superficie de l'Algérie du Nord (*Douaoui et al., 2006*). Elle est composée de trois plaines : la plaine du Haut-Chélif, la plaine du Moyen-Chélif et la plaine de la Mina.

La plaine alluviale du Haut-Chélif appelée aussi plaine d'El-Khemis, est comprise entre le seuil de Djendel à l'Est et le seuil d'Ain Defla à l'Ouest. Elle est située à 120 Km au Sud-Ouest d'Alger. Elle a une superficie de 21035 Km². Elle est limitée au Nord par les monts du Zaccar, au Sud par les contreforts de l'Ouarsenis, à l'Ouest par le massif de Doui et à l'Est par Djebel Gountas. Elle a une pente relativement faible (15%). Elle est bordée au Nord par des cônes de déjection qui constituent la zone de transition entre la vallée et la montagne. (*Meddi, H et Meddi, M, 2009*).

La plaine du Moyen Cheliff se situe au centre du bassin du Chellif à 200 km à l'Ouest d'Alger et 35 km à vol d'oiseau de la méditerranée. Elle est limitée au Nord par les monts de Medjadja, à l'Est par le seuil d'Oum Drou (Pontéba), au Sud par les monts de l'Ouarsenis et à l'Ouest par le seuil de Boukadir.

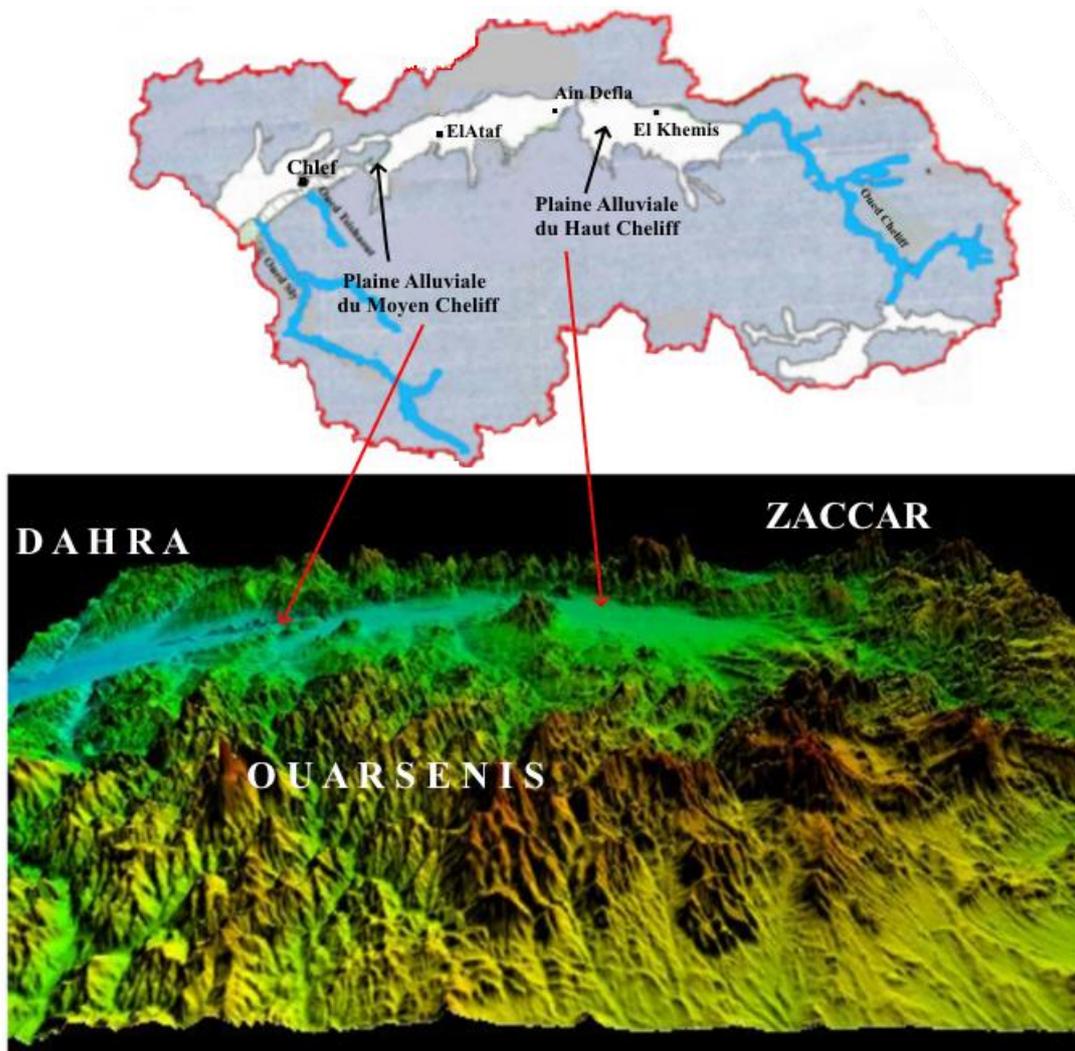


Figure. 3.2. Carte de situation de la plaine de Cheliff (la plaine du Haut et la plaine du Moyen Cheliff) (Benkaci et al., 2018).

La plaine du Cheliff est sous forme de cuvette qui est compartimentée entre les deux reliefs infranchissables (l'Ouarsnis et le Dahra-Zaccar). Elle fait en moyenne 3 km de large sur 60 km de longueur (Benkaci et al., 2018).

3.1.1.1. Géologie

L'étude géologique de notre zone d'étude est basée sur la synthèse des travaux majeurs effectués par plusieurs auteurs : (Gentil, 1918 ; Perrodon, 1957 ; Mattaeur, 1958 ; Polveche, 1960 ; Aneur, 1979 ; Thomas, 1985 ; Maghraoui, 1982 et Achour, 1997 In Elmeddahi, 2016) ; et bien d'autre.

La grande étendue du bassin de Cheliff, 500km d'Est en Ouest et 25 à 75km du Nord au Sud, a nécessité sa subdivision en Haut, Moyen et Bas Chélif (*Perrodon, 1957*).

❖ **Haut Cheliff**

Les séries stratigraphiques du Haut Cheliff s'étalent du Primaire au Quaternaire (*Kirreche, 1993*) (Figure 3.2) :

- **Le Primaire**: est constitué d'une alternance de schistes noirs graphiteux et des bancs de quartzites et d'argiles ;
- **Le Trias** : est généralement constitué des dolomies et des calcaires dolomitiques, il affleure dans le massif de Doui et de Zaccar ;
- **Le Jurassique** : il est constitué dans le massif du Zaccar par des calcaires massifs, compactés, fracturés et karstiques, surmontés par des schistes gréseux et des marnocalcaires. L'ensemble de la série atteint une épaisseur de 700 mètres environ. Dans le Djebel Doui, le Jurassique est représenté essentiellement par des niveaux de calcaires dolomitiques d'épaisseur avoisinant 80 mètres.
- **Le Crétacé** : le Crétacé affleure sur les bordures latérales de la plaine, il est représenté de la base au sommet par :
 - Des argiles schisteuses du Néocomien, d'une épaisseur de 800 mètres environ au Nord et à l'Ouest du Zaccar ;
 - Des faciès flyschs de l'Albien qui se développent dans le massif Boumaad ;
 - Des marnes avec des intercalations de bancs de calcaire d'âge Sénonien.
- **Le Miocène** : le Miocène peut atteindre 300 mètres d'épaisseur, il est constitué de la base au sommet par :
 - **Le Miocène inférieur (Burdigalien)** : repose sur des terrains plus anciens éocène et crétacé, qui débutent par une formation conglomératique d'épaisseur d'environ 220 mètres. Cette formation est essentiellement constituée par des conglomérats polygéniques, avec des niveaux sableux ou gréseux mal stratifiés parfois gypsifères. Au sommet, les niveaux conglomératiques deviennent plus fins et passent progressivement à des marnes gréseuses rouges à brunes verdâtres.
 - **Le Miocène supérieur (Vindobonien)** : est une série représentée de la base au sommet : des niveaux conglomératiques épais de 1 à 2 mètres, à ciment sablo-marneux, surmontés par un niveau marneux de couleur bleu, d'une épaisseur d'environ 50 mètres ; des marnes blanches alternant avec quelques bancs siliceux couronnés par un dépôt de grés et de sable, d'une épaisseur de 100 mètres environ. Enfin, Une formation marneuse de couleur bleue, présentant un faciès argileux, parfois gypseux d'environ 90 mètres d'épaisseur.
 - **Le Mio-Pliocène** : le Mio-Pliocène est constitué par des galets Quartzeux, des conglomérats, des grés et des argiles détritiques, ainsi que le Travertin ancien déposé au niveau des sources du Zaccar.
- **Le Pliocène** : on distingue un Pliocène continental et un Pliocène marin :
 - **Le Pliocène inférieur (Pliocène marin)** : est représenté par une série marneuse qui débute par des niveaux détritiques gréseux ou sableux et parfois conglomératiques,

ensuite on a un passage progressif dans la partie supérieure à des marnes sableuses et sables argileux, formant tous les termes de passage aux grés astiens. Les grés, avec une épaisseur d'une centaine de mètres, constituent une bande continue depuis l'Ouest d'Abadia vers le versant Sud du Dahra.

- **L'Astien** : est représenté par une série marine finement sableuse ou gréseuse de couleur jaune fauve. Les grés sont souvent à ciment calcaire, passant localement à des calcaires gréseux.
- **Le Pliocène supérieur (Villafranchien)** : Le Pliocène continental est formé de conglomérats à éléments gréseux à grésocalcaires et des sables, non consolidés

Les dépôts sableux rouges à stratification entrecroisées qui succèdent aux conglomérats précédents appartiennent au Villafranchien. Ces dépôts reposent le plus souvent sur des limons et grés. Parfois les conglomérats du Pliocène supérieur n'existent pas, et les formations rouges du Villafranchien se trouvent alors en contact avec des grés astiens ; d'ailleurs, au Sud de Cheliff sur la bordure de l'Ouarsenis, le Pliocène disparaît complètement. A ce niveau, le Quaternaire recouvre directement les grés du Miocène.

- **Le Quaternaire** : les dépôts quaternaires sont continentaux ; on distingue un Quaternaire ancien et un récent.
 - **Le Quaternaire ancien** : est représenté essentiellement par des alluvions conglomératiques : galets, graviers et sables. Les alluvions du Quaternaire ancien sont observées au pied du massif du Zaccar, et en particulier à l'Est de Sidi Lakhdar ; elles forment les vastes collines en bordure Sud de la plaine du Haut Cheliff.
 - **Le Quaternaire récent** : le Quaternaire récent est formé essentiellement de limons, dont l'épaisseur varie de 25 à 200 mètres, on distingue de haut en bas :
 - ✓ Des limons bruns à rouges, les niveaux les plus anciens sont discordants sur le Quaternaire ancien. Ces limons recouvrent la presque totalité de la dépression sous forme d'alternance sablo-gréseuse ;
 - ✓ Des grés, visibles surtout sur les berges des oueds, forment des accumulations des niveaux très fins dont les épaisseurs peuvent atteindre les cinq mètres, ce sont d'anciennes vases asséchées. Ces formations proviennent de l'érosion des reliefs avoisinants ;
 - ✓ Des alluvions actuelles formées par des limons, des sables, des galets et des cailloutis au fond des talwegs et dans les zones de confluences des oueds et des méandres abandonnées (*Kahila, Achour, 2008*).

Epaisseur (m)	Log	Lithologie	Age	Comportement Hydrogéologique
100		Limons Alluvions	Quaternaire	Perméable
100		Argiles Grès et conglomérats	Pliocène	Imperméable
100		Grès et poudingues		Perméable
200		Argiles Grès et poudingues Calcaires	Miocène supérieur (Vindobonien)	Imperméable
300		Marnes	Miocène inférieur (Burdigalien)	Perméable
1000		Grès et poudingues Calcaires		Imperméable
20		Grès quartzitiques Argiles et schistes		Eocène
50		Marnes et calcaires marneux	Sénonien	Imperméable
50		Calcaires et marnes calcaires	Cénomaniens	Imperméable
1000		Schistes et bancs de quartzites	Albien	Imperméable
900		Argiles schisteuses	Néocomien	Imperméable
1000		Calcaires	Jurassique	Perméable
300		Argiles gypseuses	Trias	Imperméable
300		Schistes et quartzites	Permo - Trias	Imperméable

Figure 3.3. Colonne lithostratigraphique synthétique et comportement hydrogéologique des différentes formations géologiques du Haut Cheliff (Kirreche, 1993)

❖ *Moyen Cheliff*

Le log stratigraphique synthétique du moyen Cheliff occidental est montré dans la Figure 3.4. Le Moyen Chéiff comprend deux ensembles lithologiques :

1. *Formations anténéogènes*

Elles sont d'âge Crétacé inférieur –Oligocène, le substratum affleure en îlots dans le bassin du moyen Cheliff occidental (Mattauer, 1958).

2. *Formations néogènes et quaternaires*

Les terrains néogènes correspondent à une épaisse accumulation de dépôts mio-plioquaternaire post nappes reposant en discordance sur les formations plus anciennes.

A. Le Miocène : il est formé du :

1) Miocène Inférieur (Burdigalien) : Il affleure largement sur la bordure nord du bassin et également sur la bordure sud sur plus de 100Km, le long du massif de l'Ouarsenis dans la vallée d'Oued Sly.

Cette série miocène débute par des conglomérats et des poudingues qui passent vers le haut à des grès argileux noirâtres de 100 m d'épaisseur. Ces grès deviennent plus argileux en montant dans la série et passent à une épaisse série monotone d'argile et de marnes bleues à noirâtres qui présentent 700 m d'épaisseur au niveau des bordures du bassin.

2) Miocène Supérieur (Vindobonien) : Il comprend dans sa série classique les termes principaux suivants :

- Les formations de base constituées par les marnes bleues avec des niveaux généralement détritiques.
- Les séries terminales représentées par les marnes à tripolis et des formations gypseuses. Ce miocène supérieur affleure largement au Sud de Boukadir avec une base de calcaire à lithothamniées, puis des grès grossiers, des conglomérats et des marnes. A l'Ouest de Boukadir, il est représenté par une faible épaisseur de calcaires à algues.
- A Oued Sly, Sud de la ville de Chlef, il est formé par les calcaires à lithothamniées qui reposent sur un substratum créacé.

B. Pliocène : Dans le bassin du moyen Cheliff, le pliocène représente un cycle sédimentaire complet débutant par une transgression sur les séries gypseuses de la fin du miocène pour se terminer par la régression astienne. Il est formé par la succession des dépôts suivants :

- niveau détritique de base.
- marnes bleues et calcaires construits (plaisanciens).
- grès marins (astiens).
- grès continentaux (pliocènes terminal).

On distingue un pliocène marin et un pliocène continental :

1) Pliocène marin : formé par :

- **Le plaisancien :** Ce niveau est représenté par une série de marnes bleues très comparables aux marnes bleues du Miocène. Elles sont souvent plus claires, grisâtres et même blanchâtres parce que plus carbonatées et parfois sableuses.

Le Plaisancien passe progressivement dans sa partie supérieure à des marnes sableuses et à des sables argileux formant tous les termes de passage aux grès astiens. L'épaisseur de cet ensemble varie de 0 à plus de 700 m des bordures aux zones axiales du bassin.

- **L'astien :** Représenté par une série marine finement sableuse ou gréseuse, de couleur jaune fauve, les grès sont souvent pulvérulents à ciment calcaire et peuvent localement passer à des calcaires gréseux. L'astien affleure assez largement sur les plateaux de Medjadja (Sud Est du Dahra). Il plonge régulièrement sous la plaine du Cheliff, passant d'un pendage de trente degrés à l'horizontal au centre de la plaine.

ERE SYS	ETAGES	DESCRIPTIONS	LITH.	EPAL.
QUATERN	récent	Alluvions à éléments fins		10
	Moyen	Alluvions grossières (galats et graviers)		à
	Ancien	Grès et conglomérants. Limon grises de base.		120m
CENOZOIQUE	PLIOCENE	Villafranchien	Série rouge. Grès et sable rouge parfois argileux.	20
		Astien Plaisancien	Grès marin. Séries détritiques de base.	à 200m
	MIOCENE	Messinien	Gypses	120
		Tortonien	Marnes bleues très épaisses Tripolis et marnes à tripolis	à
		Serravallien	Calcaires à lithothamnies	1200m
		Langhien	Séries détritiques et grès de base	
		Burdigalien	Séries conglomératiques sableuses	150
		Aquitaniien	Séries mameuses noires Calcaires gréseux Schistes à passage conglomératiques	à 700m
	PALEOG.	Eocène	Marnes bitumineuses foncées Argiles à lumachelles et marnes gypsifères Marnes bitumineuses à lentilles de calcaires	400 m
	MESOZOIQUE	CRETACE	SUP	Marnes et calcaires argileux Marnes argileuses Schistes argilo-mameuses
Aptien			Calcaires argileux parfois gréseux Calcaires mameux	100
Barrémien			Marnes grises très épaisses	à
Néocomien			Argiles gréseuses avec des quartzitiques	1400 m
JURASSIQU.		Malm	Marno-calcaires Marnes compactes (Oxfordien)	300
		Dogger Lias	Calcaires microcristallins/ siltstones noduleux Calcaires dolométiques	à 700 m
Trias		Gypses, cargneules, dolomies, argilites et marnes barriolées		
PALEOZOIQUE		Socle métamorphisé...		

Figure 3.4. La stratigraphie synthétique du Moyen- Chéiff occidental d'après *Mattauer* (1958)

2) *Pliocène continental* : Il est formé par des sables et des grès à Hélix souvent d'origine dunaires. Ces derniers succédant avec une certaine continuité de sédimentation aux grès marins astiens, débutant après quelques alternances de niveaux marins et continentaux, par des dépôts fluviatiles et lacustres renfermant des lentilles irrégulières de sables grossiers et graviers.

Le pliocène continental affleure largement sur toute la bordure S.E. du Dahra. Au Sud du Cheliff, sur la bordure de l'Ouarsenis, le Pliocène disparaît complètement. A ce niveau, le quaternaire vient recouvrir directement les calcaires gréseux du Miocène.

Les sédiments miocènes et pliocènes sont très salifères ; il est très probable que cette salure provienne en partie des produits de remaniement des formations triasiques (*Scet- Agri, (1) ,1985*).

C. Les terrains quaternaires : Ils sont d'origine continentale, on distingue un Quaternaire ancien et un Quaternaire récent :

1) Le Quaternaire ancien : Les dépôts du Quaternaire ancien affleurent dans les monts de Medjadja, les montagnes rouges et la bordure Sud de la dépression Cheliff - Oum Drou. Ils sont représentés essentiellement par des conglomérats mais dans le détail, on distingue quatre ensembles plus ou moins différenciés :

- Un premier ensemble à la base, épais et franchement conglomératique, vient ensuite un ensemble conglomératique aussi, mais dont la limite entre les bancs est soulignée par des niveaux à ciment calcaire. Il s'ensuit un troisième ensemble sablo-conglomératique. Des dépôts du Quaternaire ancien se terminent par des conglomérats à ciment rouge.

L'épaisseur de ces dépôts est en moyenne de 100 à 120 m mais ils peuvent atteindre localement des épaisseurs beaucoup plus grandes au synclinal de Boukadir et d'Ouled Farès (200 m d'épaisseur).

2) Le Quaternaire récent : Il correspond à des alluvions dont le caractère essentiel est la prédominance des éléments fins (limons). Ces derniers correspondent à d'anciennes vases asséchées qui recouvrent le centre de la plaine. Quant aux alluvions actuelles, elles forment surtout le lit majeur de l'Oued Cheliff et de ses affluents. Elles sont formées de galets et cailloux bien arrondis.

Benkaci et al., 2018 ont synthétisé les formations lithologiques du bassin du Haut et Moyen Cheliff par l'élaboration d'une carte (Figure 3.4) en utilisant le logiciel ArcGisTM, par extrapolation à partir de la carte géologique de l'Afrique. Chaque type de roches est relatif à une période géologique bien définie.

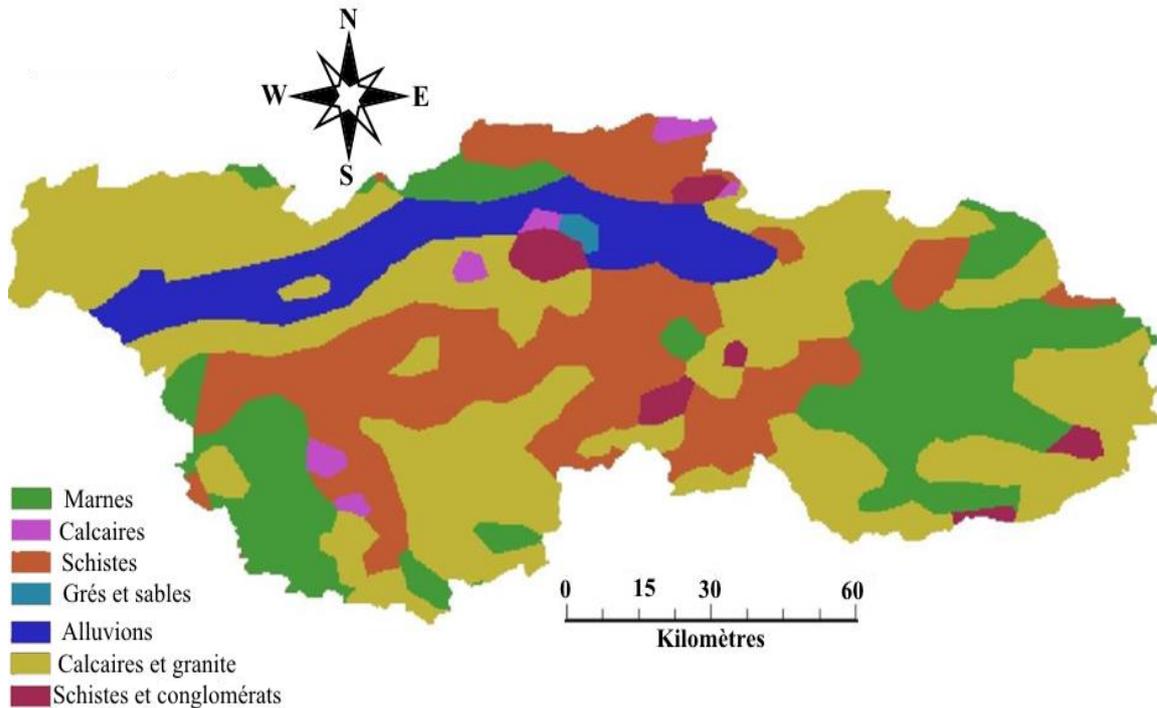


Figure. 3.5. Carte des formations lithologiques du Haut et Moyen Cheliff (Benkaci et al., 2018)

Selon la carte ci-dessus, une diversité géologique sur l'ensemble du bassin a été constatée. Différents types de roches ont été caractérisées, dont chacune présente une résistance différente vis-à-vis de l'érosion (Tableau 3.1)

Tableau 3.1. Type de roche et leur sensibilité à l'érosion

Périodes	Types des roches	Sensibilité
Crétacé	Marne	Très forte
Crétacé inférieur	Schiste	Moyenne
Jurassique	Calcaire	Faible
Quaternaire	Alluvion	Moyenne
Trias	Schiste	Moyenne
Paléozoïque	Grès et sable	Forte
Tertiaire	Calcaire et granite	Faible

3.1.1.2. Sol et végétation

Le bassin du Cheliff possède quatre périmètres d'irrigation couvrant 61500 ha, réalisés depuis les années trente (Moyen Cheliff mis en service en 1936, Bas Cheliff mis en service 1937, Haut Cheliff 1937 et la Mina en 1941) (*Atlas ABH C-Z*)

Le bassin du Haut et du Moyen Chélif compte actuellement deux (02) grands périmètres d'irrigation (GPI) en exploitation dont la superficie équipée du Haut Cheliff est 20300 ha et celle du Moyen Cheliff est 18000 ha) (*Atlas ABH C-Z*) (Figure 3.5).

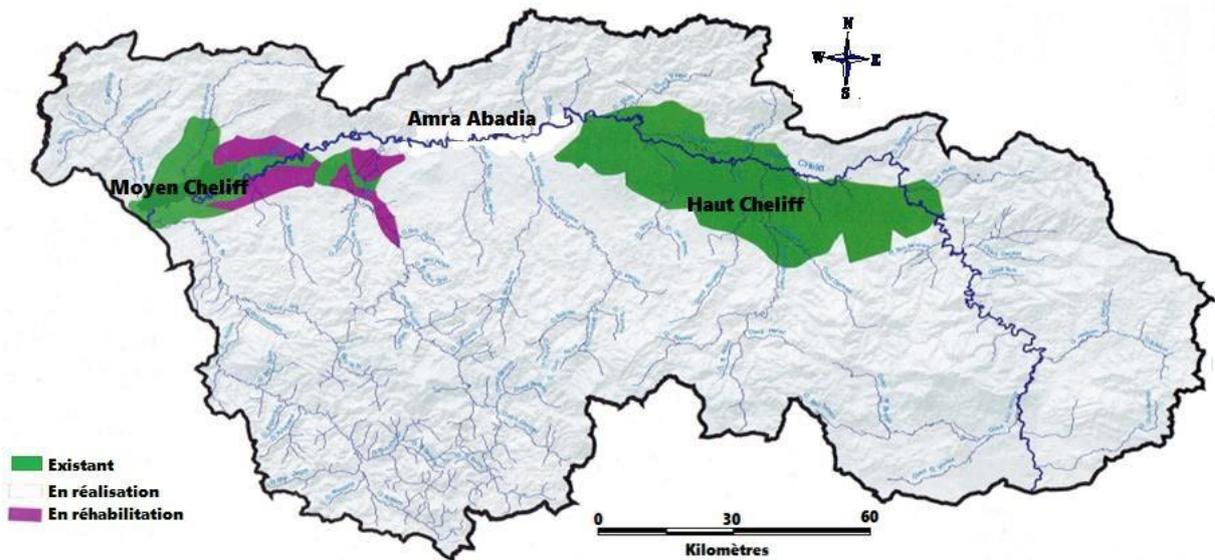


Figure. 3.6. Les périmètres irrigués du Haut et du Moyen Cheliff (ABH C-Z 2004).

A cet effet, le bassin du Haut et du Moyen Cheliff est une région à vocation agricole, les principales spéculations qui y sont pratiquées sont les céréales, les fourrages, les cultures maraîchères et les légumes secs plus l'arboriculture.

Tableau .3.2. Grands périmètres d'irrigation

Périmètre d'irrigation	Superficie (ha)		Source d'approvisionnement	Etat du périmètre
	Equipée	Irrigable		
Haut Cheliff	20300	16240	Barrage Ghrib Barrage Deurdeur	Moyen
Moyen Cheliff	18000	10000	Barrage Oued Fodda Barrage Sidi Yakoub	Vétuste

(ABH C-Z, 2004)

Nous distinguons trois principaux types de sols au périmètre du Haut Chélif (*Khadraoui, 1991*):

- Les sols alluviaux sableux de la terrasse moderne du Chélif, qui sont peu évolués, profonds et perméables ;
- Les sols alluviaux de texture limoneuse de la terrasse récente du Chélif, qui sont faiblement argileux ;
- Les sols des terrasses anciennes, qui sont rouges sur tuf ou sur croûte décalcifiée en surface.

Alors que les sols du périmètre du moyen Chélif sont caractérisés par :

- Les sols d'apport colluvial se trouvant à la lisière de la plaine et sont profonds ;
- les sols hydromorphes se trouvent pour la plupart dans les vallées de la Merdja et de l'Oued Fodda ;
- Les sols salés se localisent dans la partie Ouest du périmètre, surtout la région de Bled Souala.

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. La végétation joue un rôle essentiel dans la protection du sol, elle exerce une protection mécanique directe sur l'écoulement fluvial, en diminuant la force vive des eaux et en favorisant leur infiltration ; cette résistance à l'écoulement est d'autant plus grande que le couvert végétal est plus dense (ABH_CZ, 2004).

L'occupation du sol est l'élément essentiel qui renseigne sur le degré de protection contre l'érosion. De ce fait, une carte d'occupation du sol du bassin versant du Haut et Moyen Cheliff (Figure 3.7) a été élaborée par Benkaci et al., 2018, en se basant sur le calcul de l'indice de végétation par différence normalisé (NDVI).

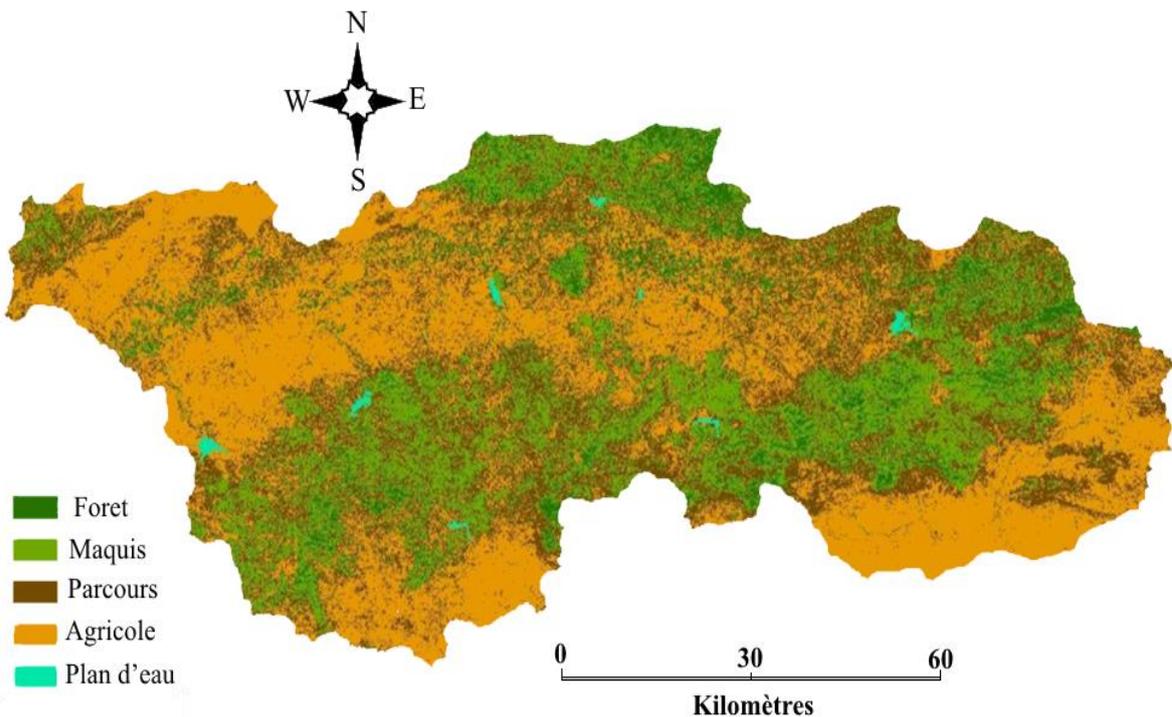


Figure 3.7. Carte d'occupation des sols du bassin Haut et Moyen Cheliff (Benkaci et al., 2018)

3.1.1.3 Ressources en eau

A. Ressources en eaux souterraines

La synthèse géologique de la région, argumentée par une description lithologique et structurale et en s'appuyant sur l'examen de la série stratigraphique a permis de ressortir les niveaux aquifères (Pradines, 1971 et ANRH, 2000 In Mehaiguene, 2013) suivants:

- **Les calcaires jurassiques** : Avec une épaisseur considérable (jusqu'à 400 mètres et plus), ils constituent un important réservoir karstique, caractérisé par une fissuration distinctive très importante qui favorise la libre circulation de l'eau souterraine. Leurs structures internes sont mal connues, ce qui pose un grand problème lors de l'implantation des forages en raison des directions préférentielles que peuvent prendre les filets d'eau lorsqu'ils sont sollicités par un captage ; des assai de traçage et des études spéléologiques seront d'un grand intérêt hydrogéologique.

- **L'aquifère du Miocène** : Ce sont des conglomérats plus ou moins argileux et sableux. Les calcaires du Miocène affleurent le long de la limite Sud de la vallée, ils sont très développés intérieurement en raison de la dissolution des carbonates et de la vitesse de circulation de l'eau souterraine dans les chenaux et les fissures.
- **L'aquifère du Pliocène** : Ce sont essentiellement les grès sableux jaunâtres de l'Astien, qui vont voir leur sommet se transformer en sables à Hélix. L'épaisseur est très variable atteignant quelquefois les 100 mètres au centre de la plaine et quelques mètres aux affleurements.
- **Les aquifères alluvionnaires du Quaternaire** : Lors de l'examen des données de forages (cuttings et sondages électriques), on s'est aperçu de l'importante épaisseur des formations quaternaires (sables, gravies ou grés), qui varie de quelques mètres à plus de 150 mètres, ce qui fait que cet aquifère est considéré comme étant le plus volumineux et le plus intéressant à étudier, vu l'importance socio-économique qu'il présente.

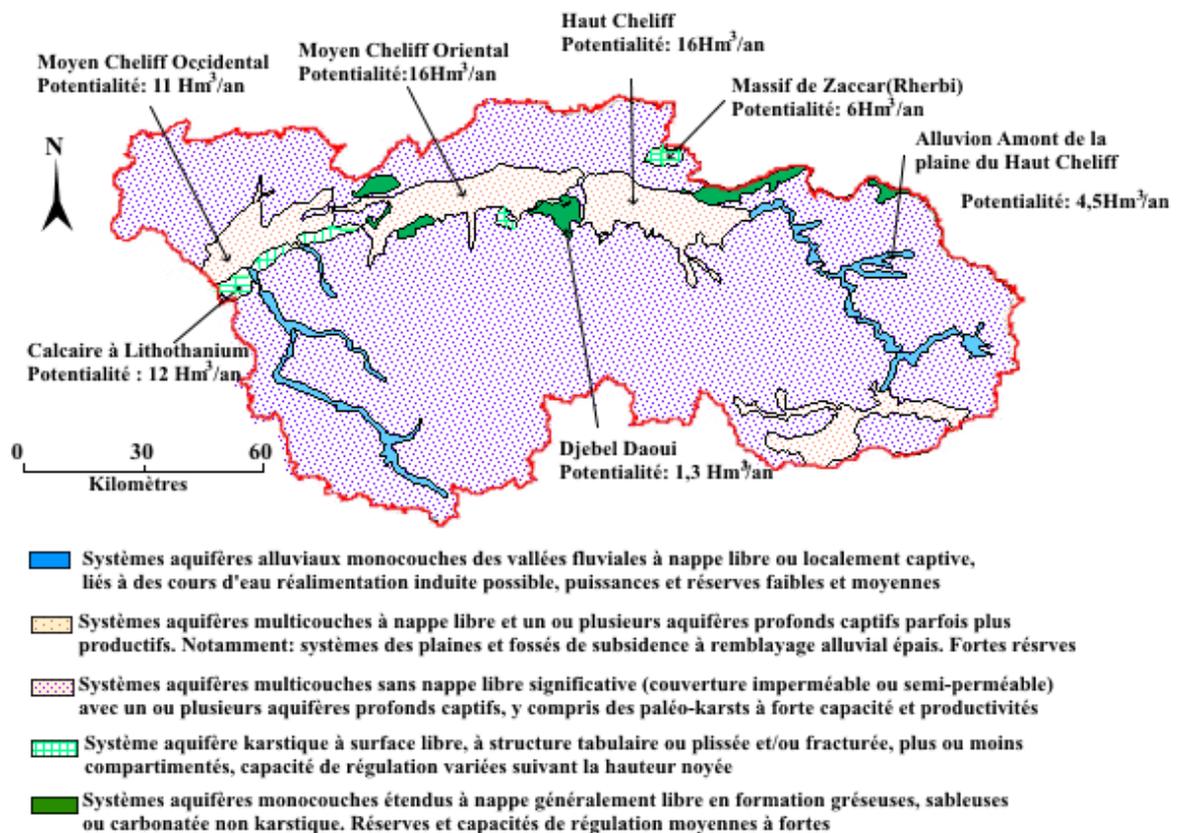


Figure. 3.8. Carte hydrogéologique et potentialités en eau souterraines (ANRH, 2000)

B. Ressources superficielles

Le bassin du Haut et du Moyen Cheliff est totalement contrôlé par quatorze (14) stations hydrométriques. Néanmoins la superficie totale contrôlée par ces stations est plus étendue que l'aire d'étude. L'apport moyen annuel de l'ensemble du bassin est 583.04 hm³.

• **Barrages**

Le bassin du Haut et du Moyen Cheliff compte dix (10) barrages, six (08) en exploitation, trois (03) en construction et un en projet (Figure 3.7).

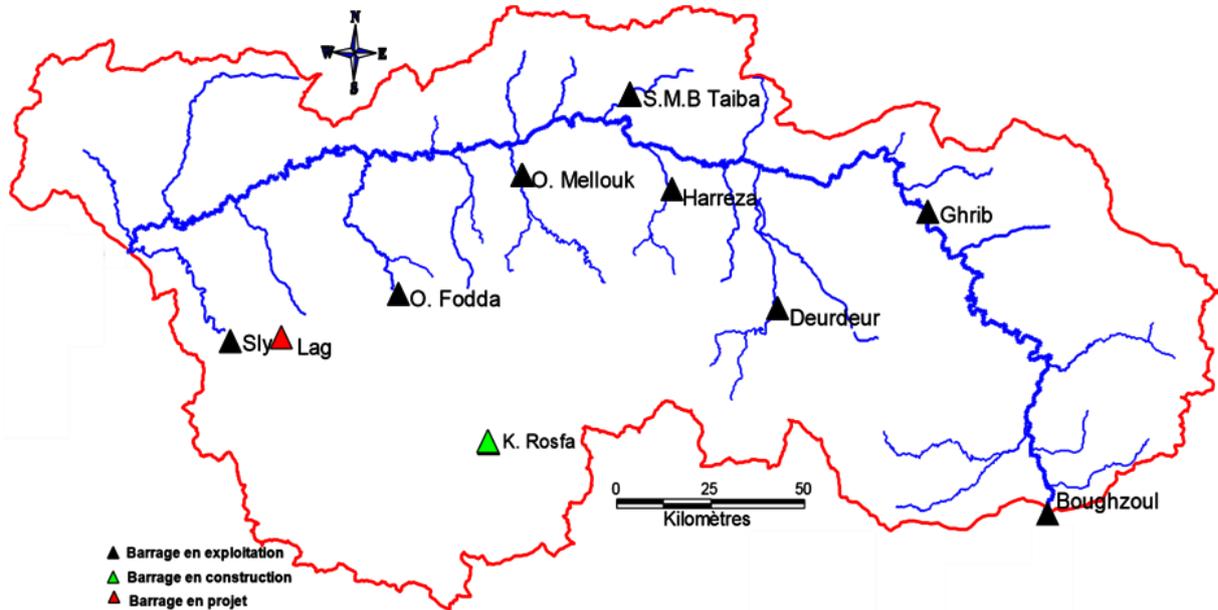


Figure 3.9. Localisation des barrages dans le bassin du Haut et Moyen Cheliff.

La capacité de stockage actuelle totale est 765 hm³, et le volume régularisé est 247 hm³/ an. Le tableau suivant illustre les données des six (06) barrages en exploitations.

Tableau.3.3 Caractéristiques des barrages en exploitation du Haut et Moyen Cheliff

Nom du barrage	Sous bassin	Willaya	Année mise en service	Capacité totale	Capacité utile		V.R (hm ³ /an)	Affectation		
					Initiale (hm ³)	Actuelle (hm ³)		AEP	IND	IRR
Boughzoul	112	Médéa	1934	55	55	35,6	Trans			
Ghrib	115	Ain Defla	1939	280	280	145,2	86	AEP		IRR
Deurdeur	116		1985	115	115	110,2	28	AEP		IRR
Harreza	117		1984	75	70	69,2	23	AEP		IRR
Oued Fodda	121	Chlef	1932	228	228	125,5	34			IRR
Sidi Yaccoub	123		1986	280	280	278,9	76	AEP		IRR

V.R: volume régularisé; Trans: Transfert; IRR: Irrigation; AEP: Alimentation en eau potable; IND: Industrie

(ABH C-Z, 2004)

• **Retenues collinaires**

Les retenues collinaires recensées dans le bassin du Haut et du Moyen Cheliff sont au nombre de cinquante-huit (58) retenues : vingt-six (26) dans la wilaya de Médéa, cinq (05) dans la wilaya de Ain Defla, Huit (08) dans la wilaya de Chlef, trois (03) dans la wilaya de Relizane et seize (16) dans la wilaya de Tissemsilt (ABH_CZ, 2004).

Cependant la majorité des retenues collinaires sont abandonnées, vu leurs taux d'envasement très avancé, qui atteint presque les 100%.

Selon la Direction des ressources en eau de la wilaya de Chlef, trois Retenues collinaires ont été dénombrées en 2014 dans la plaine du moyen Chellif, notamment la retenue collinaire

suivante pour les régions d'Ouled Ben Abdelkader, et Oum Drou, qui ont une capacité de 0,046 Hm³ et 0,021 Hm³ (Zerarka, 2018).

3.2. Caractéristiques morphométriques

Le bassin versant du Cheliff occupe une portion de l'Algérie dont l'orographie est à la fois simple et typique. Des chaînes montagneuses, parallèles à la côte, séparées par les zones déprimées ou par de hautes plaines, en constituent les principaux traits. Cette disposition correspond à la structure géologique, mais sa réalisation fut assez récente puisqu'elle ne s'est traduite définitivement dans le relief qu'au cours de la période Miocène. La forme du relief, les effets des crêtes ainsi que l'influence du site constituent des facteurs majeurs dans la structuration des champs pluviométriques et leurs orientations dans l'espace.

Le bassin du Haut et Moyen Cheliff est caractérisé par un relief diversifié. Les montagnes qui dépassent les 1000 m se retrouvant au Sud et à l'Est du bassin, elles peuvent atteindre jusqu'à 1945m d'altitude dont les fortes pentes favorisent l'érosion. Du Nord Est jusqu'au Centre du bassin versant ce sont des vallées qui sont caractérisées par des plus faibles altitudes avec de très faibles pentes. Le reste de la surface se sont des plaines avec des pentes plus au moins fortes (Figure 3.10).

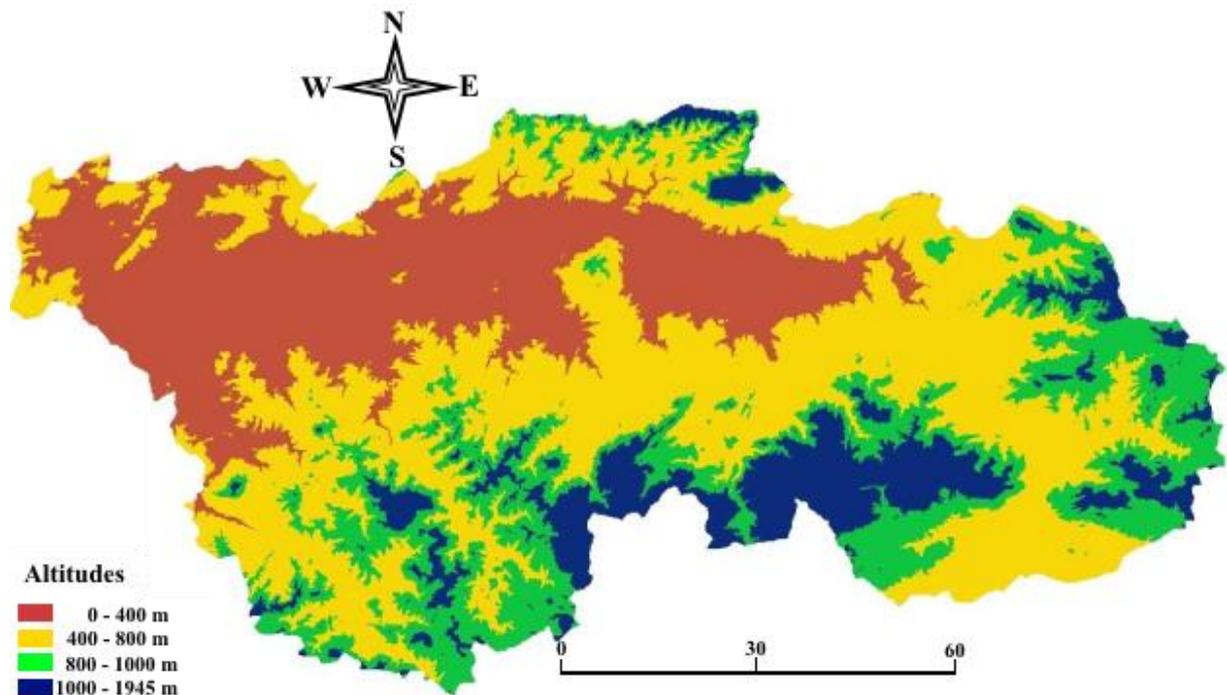


Figure 3.10. Carte altimétrique du Haut et Moyen Cheliff (Benkaci et al., 2018).

En fonction de la géologie, de la lithologie et de la topographie le bassin du Haut et Moyen Cheliff s'organise dans la grande unité structurale : *le Système Tellien*

Le Système Tellien

L'atlas Tellien littoral regroupe de l'Est à l'Ouest, le massif de Gontas, les monts de Zaccar le massif de Béni Menasseurs et le Dahra, qui sépare la région d'étude de la mer et qui forme une barrière assez continue de quelque 70 km de longueur s'étageant entre 500 et 900 m d'altitude moyenne. La dépression intertelliene occupe les plaines alluviales du Cheliff,

partagée en principales plaines du Haut Cheliff et Moyen Cheliff et L'atlas Sud tellien qui borde continuellement au Sud la dépression intertelliene reconnue aussi sous le nom de massif d'Ouarsenis, forme ainsi, l'ossature de la bordure sud de la zone d'étude. C'est une chaîne importante s'allongeant sur plus de 200 km, culminant à 1985 m au djebel Ouarsenis, son altitude moyenne s'accroît régulièrement d'Ouest en Est à 1300 m environ, à l'Est de ce massif central s'élèvent les monts de Matmata de part et d'autre part les vallées de l'Oued Deurder et du Cheliff. (ABH Chlef, 2004)

La pente joue un rôle très important vis-à-vis du phénomène érosif. Son inclinaison influe considérablement sur la vitesse de ruissellement, qui accélère à son tour le processus du transport sédimentaire. Ce dernier accentue la force d'arrachement des particules et augmente ainsi l'effet de dégradation du sol (Cissokho, 2011). Le bassin du Haut et Moyen Cheliff est caractérisé par quatre classes de pentes (Tableau 3.5 et Figure 3.11). Plus de la moitié de la surface considérée (54%) est caractérisée par de fortes à très fortes pentes. Cependant, les faibles à moyennes pentes occupent environ 46 % de la surface totale du bassin. (Benkaci, 2018).

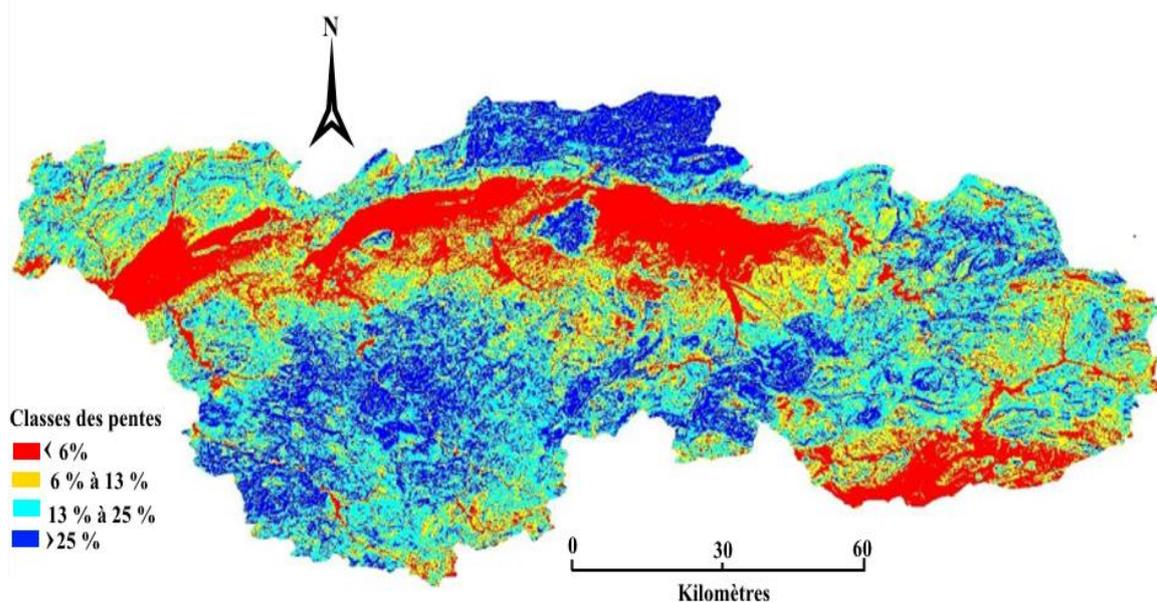


Figure 3.11. Carte de pentes du Haut et Moyen Cheliff (Benkaci et al., 2018)

Les fortes pentes à très fortes sont identifiées surtout, dans la partie amont du bassin-versant. Celles-ci sont caractérisées par un relief accidenté où le risque érosif peut être très fort. Les pentes moyennes sont réparties beaucoup plus en aval bassin. Cependant, les pentes faibles sont concentrées au niveau de la plaine et occupent ainsi une surface plus faible.

Tableau 3.4. Classes des pentes avec leur surface et leur degré de sensibilité à l'érosion

Classe des pentes (%)	Surface occupée (Km ²)	Sensibilité
< 6%	2249	Faible
6 % à 13 %	2722	Moyenne
13 % à 25 %	3764	Forte
> 25 %	2044	Très forte

(Benkaci et al., 2018)

Le bassin du Haut et Moyen Cheliff regroupe onze (11) sous bassins hydrographiques du 0113 au 0123 (Figure 3. 12).

Les valeurs de l'indice de compacité obtenues pour ces sous bassins sont très proches (Tableau 3.6), elles traduisent une forme assez allongée, avec des valeurs de K_G qui varient de 1.75 à Oued Cheliff Tikazal et Oued Fodda et 1.32 à Oued Cheliff Ghrif.

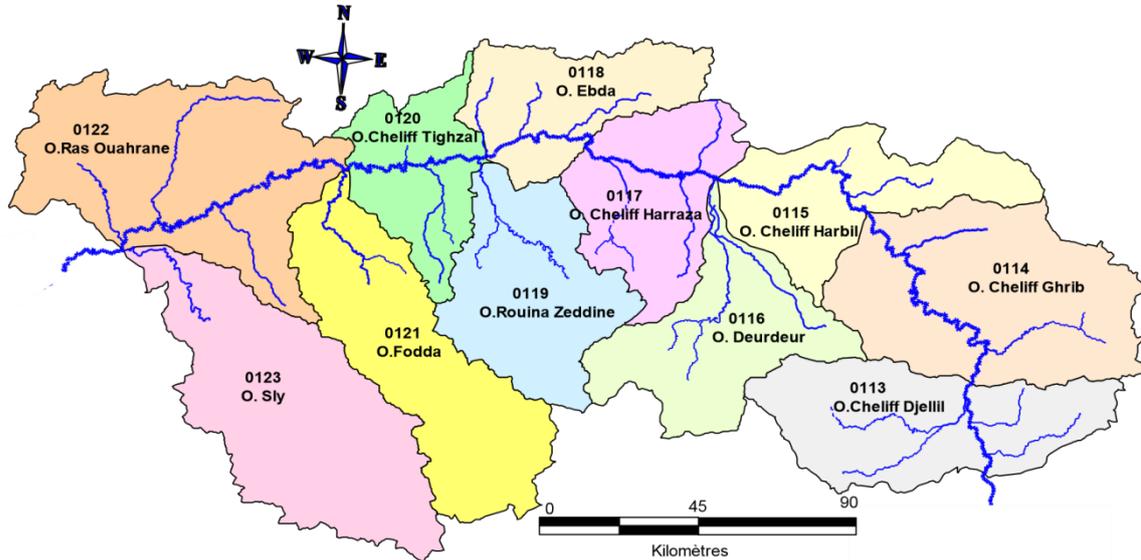


Figure 3.12. Les sous bassins du bassin versant Haut et Moyen Cheliff.

3.2.1. Réseau hydrographique

Oued Cheliff résulte de la jonction de deux cours d'eau importants : l'Oued Touil et Nahr Ouassel, drainant respectivement une superficie de 16 338 km² et 3 651 km² et dont la confluence donne naissance à l'Oued Cheliff (Figure 3.13).

L'oued Touil prend sa source dans l'Atlas saharien, près d'Aflou dans les monts de Djebel Ammour. Il traverse les hautes plaines de quatre wilayas successivement : Laghouat, Djelfa, Tiaret et Medea au barrage Boughzoul, avec une orientation Sud West-Nord Est jusqu'à Chahbounia à Médéa pour confluer avec l'oued Nahr Ouassel qui coule en oblique vers le Nord-Est et traverse successivement trois (03) wilayas : Tiaret, Tissemsilt et Médéa.

L'Oued Cheliff résultant de jonction des deux grands cours d'eau précédents, prend d'abord une direction Sud-Nord et franchit la chaîne de Médea (Boughari). Ensuite, suivant une orientation Sud Est-Nord West il traverse le massif de Gantass, et enfin il coule en oblique de l'Est à l'Ouest, traversant ainsi successivement quatre (04) wilayas : Ain Defla, Chlef, Relizane et Mostaganem, jusqu'à son embouchure dans une large vallée vers la mer méditerranéenne (Benkaci et al., 2018).

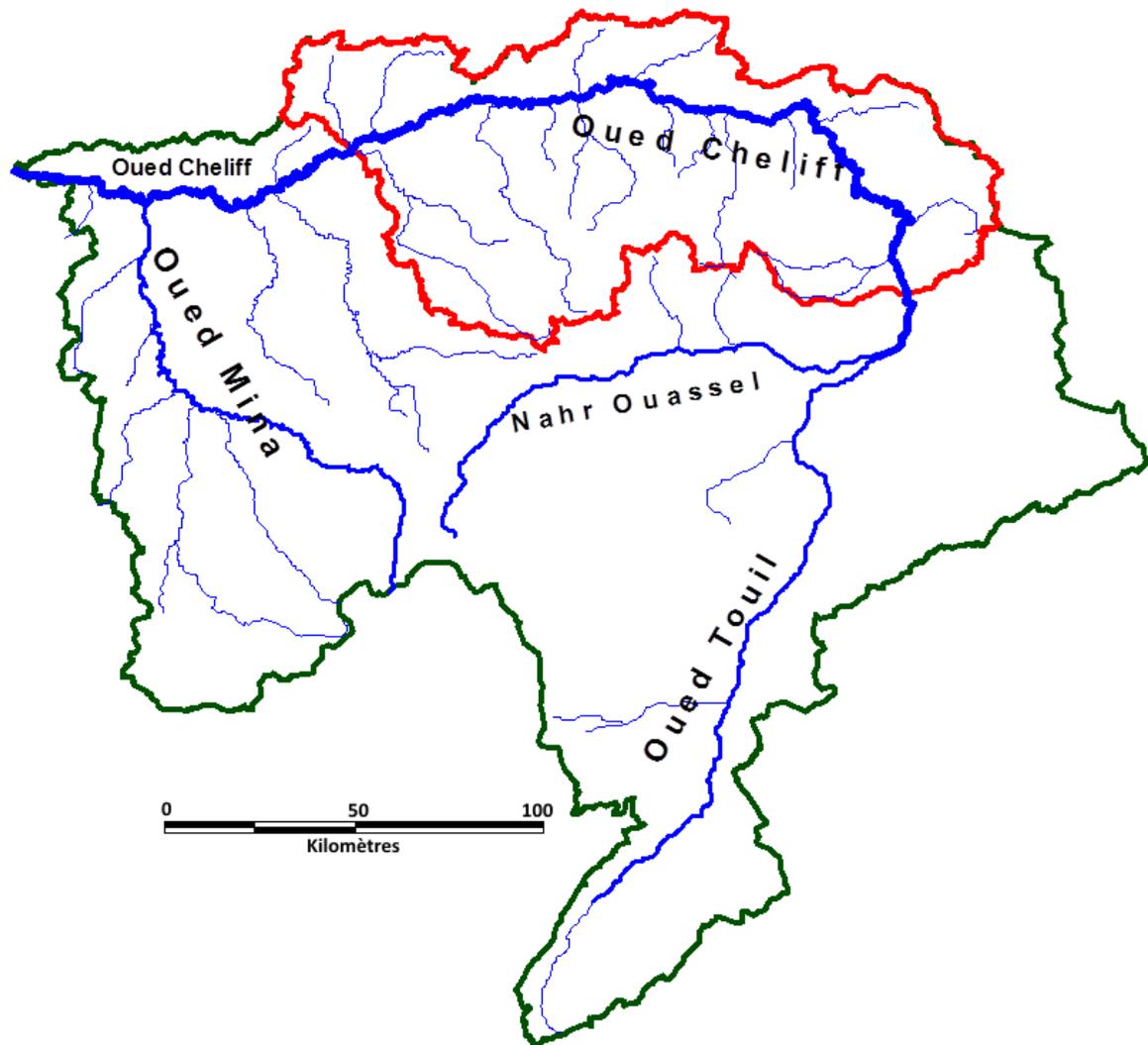


Figure 3.13. Le réseau hydrographique de l'Oued Cheliff.

Sur la majeure partie de son cours d'eau, il serpente au fond d'une vallée parallèle à la mer bordée au sud par le massif des Ouarsenis et au nord par la chaîne côtière des monts du Dahra et du Zaccar. De Boughzoul à l'embouchure du Cheliff, la distance en ligne droite est d'environ 250 km et la dénivellation à peu près 625 m. Durant tout ce parcours, l'Oued Cheliff ne reçoit pas d'affluents importants sur sa rive droite sauf l'Oued Ebda et l'Oued Ras Ouahrane, mais sur sa rive gauche, il collecte les eaux de l'oued Chorfa (barrage Ghrib), Deurdeur, Harreza, Rouina Zeddine, Fodda, Sly, Rhiou, Djediouia et l'affluent important plus au Ouest : Oued Mina qui suit une direction Sud-Nord (*Mehaiguene, 2006*).

Notre zone d'étude présente un chevelu hydrographique très dense, avec un réseau de l'ordre de 2200 km d'oueds permanents et 5600 km d'oueds temporaires. Le principal cours d'eau, le Cheliff, traverse la zone sur 349 km, qu'il draine avec ses affluents. La densité de drainage totale de la rive gauche est plus élevée que celle de la rive droite. Elle est de 0.93 km/km² dans le bassin d'Oued Fodda, sur la rive gauche et de 0.69 km/km² dans le bassin de l'Oued Ebda, sur la rive droite (*ABH C-Z, 2004*) (Figure 3.14)

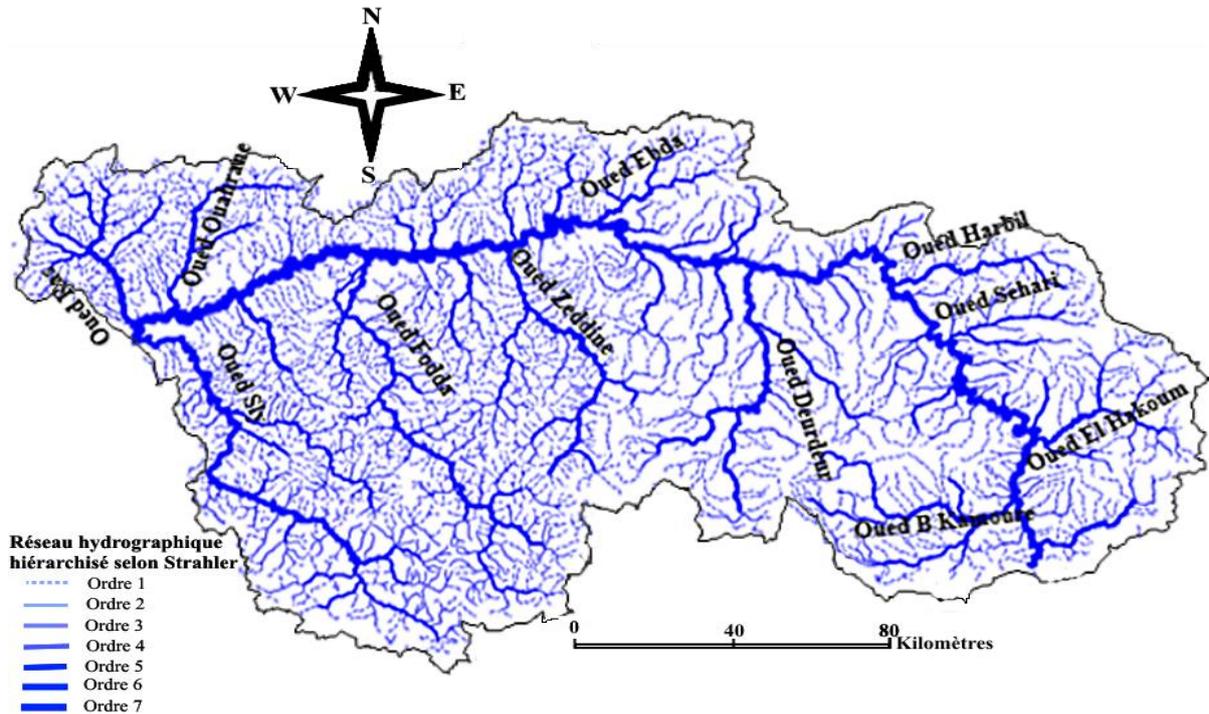


Figure 3.14. Hiérarchisation du réseau hydrographique du bassin hydrographique du Haut et Moyen Cheliff selon *Strahler*.

- **Profil en long**

D'après les études de l'agence du bassin hydrographique « Cheliff – Zahrez » (ABH-CZ), et son cadastre hydraulique concernant le bassin du Haut et Moyen Cheliff, qui a été élaboré en 2004, les grands traits qui ressortent des profils en long relatifs au cours principal du Cheliff et de ses principaux affluents traduisent :

- Une rupture de pente nettement marquée de l'Oued Cheliff à sa sortie du barrage Boughzoul (à Boghar).
- Une opposition entre la faible inclinaison des cours d'eau des hautes plaines (Nahr Ouassel : 1,76‰) et les fortes pentes des affluents prenant naissance dans les massifs montagneux du Tell (Oued Harbil à la confluence de l'Oued Cheliff : 10,7‰, Oued Fodda à la confluence du Cheliff : 11‰, Oued Sly à la confluence du Cheliff : 20‰).

L'importante rupture de pente au niveau des gorges de Boghar joue un rôle important en raison de l'encaissement profond du lit de l'Oued pouvant traduire une augmentation de la vitesse de propagation des crues à l'aval du seuil rocheux (barrage Ghrib). Aussi, la représentation structurale du barrage de Boughzoul pourra contribuer à bloquer la remontée régressive de l'érosion (il joue le rôle d'un écrêteur de crues), ce qui aurait permis d'éviter le déchargement des hautes plaines, par opposition au domaine tellien intensément sectionné.

D'autre part, les accentuations de pentes le long de l'Oued Cheliff peuvent également engendrer, surtout à l'échelle des petits bassins, un accroissement rapide des vitesses d'écoulement.

Les resserrements relatifs à ce cours d'eau semblent, par ailleurs, favorables à des aménagements intéressants pour le stockage de l'eau.

La décroissance des pentes des affluents telliens se fait de façon irrégulière ; les pentes sont exceptionnellement élevées dans leur partie amont et auront une influence directe sur le renforcement des crues de l'Oued Cheliff, notamment au niveau de son cours inférieur. Ainsi, les éléments qu'apportent les profils en long des cours d'eau ne font que renforcer les nuances relatives à la morphométrie du réseau hydrographique déjà relevées entre les grands secteurs du bassin du Cheliff.

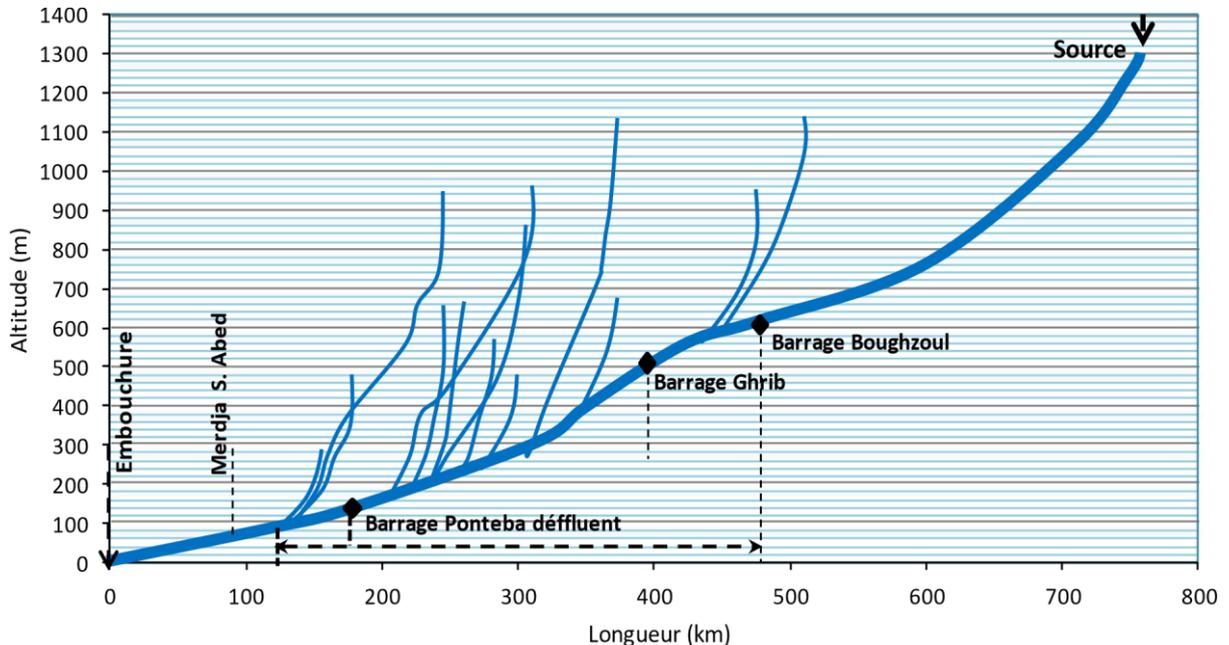


Figure 3.15. Profil en long de l'Oued Cheliff principal (ABH-CZ, 2004).

En somme, le bassin du Haut et Moyen Cheliff et, à un degré moindre, le bassin Cheliff à l'amont de Boughzoul dans sa partie Nord (les sous bassins qui sont drainés par Nahr Ouassel) présente les conditions les plus favorables au déclenchement de crues rapides : concentration relativement poussée du chevelu hydrographique, densité de drainage permanent élevée, pentes des thalwegs les plus fortes.

Pour la disposition d'ensemble du réseau hydrographique, trois caractères essentiels du Cheliff sont retenus :

- Un Oued partagé entre deux grands domaines géographiques nettement différenciés, Hautes plaines et Tell.
- Un Oued décrit de coudes au niveau des seuils rocheux, plus particulièrement à Boghar (Médéa).
- Un Oued dont le chevelu est corrompu dans la partie méridionale du bassin.

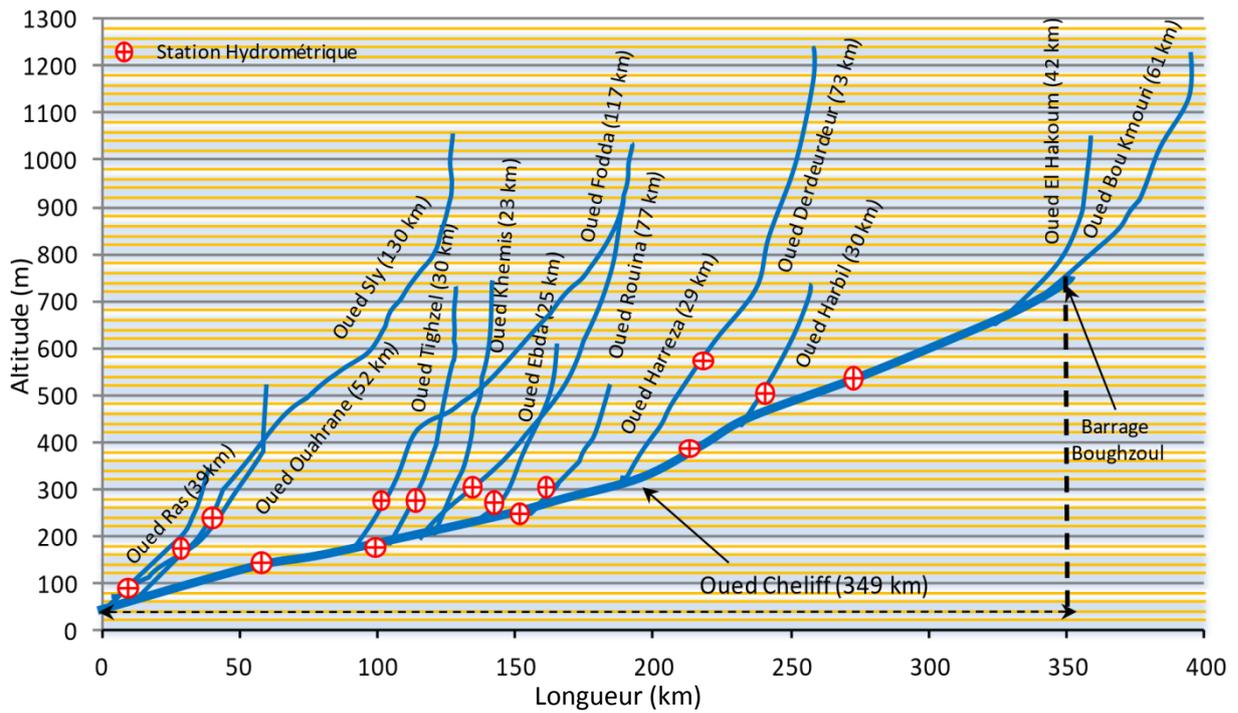


Figure 3.16. Profil en long de l'Oued Cheliff et de ses principaux affluents dans le Haut et Moyen Cheliff (ABH-CZ, 2004)

Tableau 3.5: Principales caractéristiques morphométriques des sous bassins du bassin versant Haut et Moyen Cheliff (*Mehaiguene, 2006*)

B. V	Code Sous bassin	Sous-bassins	Superficie (Km ²)	Périmètre (Km)	Altitude Moyenne (m)	Altitude minimale (m)	Altitude maximale (m)	Indice de compacité KG	Rectangle équivalent		Indice de pente Globale (Ig) (m/km)	Dénivelée spécifique (Ds)(m)	Classe de relief
									Longueur (km)	Largeur (km)			
Haut et Moyen Cheliff	0113	Oued Cheliff Djellil	1012.66	171.43	900	600	1800	1.51	71.56	14.15	16,91	532,84	Relief très fort
	0114	Oued Cheliff Ghrib	1378.63	175.67	870	500	1600	1.32	67.37	20.46	17,67	657,29	Relief très fort
	0115	Oued Cheliff Harbil	780.17	165.34	600	300	1300	1.66	71.80	10.87	15,01	415,78	Relief assez fort
	0116	Oued Deurdeur	850.95	179.27	980	300	1800	1.72	78.84	10.79	19,41	568,42	Relief très fort
	0117	Oued Cheliff Harreza	756.70	142.46	575	300	1600	1.45	58.24	12.99	23,87	651,09	Relief très fort
	0118	Oued Ebda	661.45	139.10	610	200	1500	1.51	58.18	11.37	23,73	619,08	Relief très fort
	0119	Oued RouinaZeddine	891.46	164.97	640	200	1700	1.55	69.69	12.79	21,38	640,87	Relief très fort
	0120	Oued Cheliff Tikazel	587.69	151.33	370	200	1100	1.75	66.88	8.79	14,49	346,10	Relief assez fort
	0121	Oued Fodda	1161.32	212.75	785	200	1800	1.75	94.02	12.35	18,08	616,13	Relief très fort
	0122	Oued Ras Ouahrane	1438.45	224.52	375	100	1100	1.66	97.51	14.75	11,31	428,80	Relief assez fort
	0123	Oued Sly	1404.07	225.00	710	100	1700	1.68	98.20	14.30	17,30	648,58	Relief très fort

Les différents paramètres morphométriques d'un bassin versant notamment, la forme, l'altitude caractéristique, la pente et le relief interviennent et souvent de façon combinée dans les modalités de l'écoulement, donc il convient de les préciser dès le début de toute étude. Les facteurs morphométriques de notre bassin sont illustrés dans le tableau 3.6

Tableau 3.6. Caractéristiques physiographiques du bassin Haut et Moyen Cheliff

Superficie (km ²)	10930
Périmètre (km)	658,7
Indice de compacité Kc	1,783
Altitude maximale (m)	1945
Altitude moyenne (m)	628,9
Altitude médiane (m).	690
Longueur du rectangle équivalent (km) -	292,82
Largeur du rectangle équivalent (km)	36,54
Pente moyenne en %	15,46
Dénivelée spécifique (m)	304,13

3.3 Aspects Climatiques

A quarante kilomètres de la mer, les plaines du Chélif semblent devoir bénéficier d'un climat très tempéré. En fait, Chlef, El Khemis ou Relizane évoquent moins des régions relativement sèches que des localités particulièrement chaudes. Ce qui caractérise le climat de ces plaines, qui est un climat spécial, de type continental semi - aride, célèbre par sa dureté, (*Scet-Agri, 1985*), et qui a été cité comme une curiosité météorologique (*Seltzer, 1946 in Rata, 2010*). « *Un four du Tell" selon l'expression des géographes, ou « Orléanville (aujourd'hui) Chlef) est un petit Sahara perdu dans le Tell* ». En effet, le climat de notre zone d'étude est caractérisé par, des étés très chauds, aux hivers tièdes, avec un printemps écourté et un automne très bref.

Les maximas des températures de la vallée du Cheliff sont célèbres. Les maxima absolus, observés de 1913 à 1937, s'élèvent, en effet, à 47° C pour Orléanville (Chlef), 48°5 C à El Attaf et 46°3C à Duperré (Ain Deffla). Ces chiffres sont comparables aux observations effectuées au Sahara où on relève 49°2C à Biskra et 48°8C à Ouargla (*Moati, Albitre et al, 1960*)

3.3.1. Pluviométrie

La zone d'étude connaît un régime de pluie très irrégulier, d'une région à l'autre, notamment entre le Nord et le Sud et entre l'Est et l'Ouest. La région la plus pluvieuse se situe dans les massifs du Zaccar avec une moyenne interannuelle de 637 mm à la station de Sidi Medjahed durant la période 1972/1973–2013/2014. En revanche, sur les Monts de

l'Ouarsenis, plus au sud, où les pluies sont moins élevées, plus de 400 mm ont été enregistrées à la station de Bordj El Emir Khaled. Les précipitations diminuent dans la vallée du Cheliff où elles varient entre 300 et 400 mm. Une moyenne interannuelle minimale de 238 mm est enregistrée dans la station de Boughzoul.

L'irrégularité des régimes hydrologiques est très prononcée à l'échelle saisonnière. Les quantités de pluie les plus importantes tombent entre le mois de novembre et février, alors que Juillet et Août sont presque totalement secs.

Selon *Benkaci et al., 2018*, quatre classes de pluviométrie ont été identifiées par la carte des isohyètes. (Figure 3.17) Sur la majeure partie du bassin, les précipitations observées varient entre moyenne et forte (300 à 600 mm).

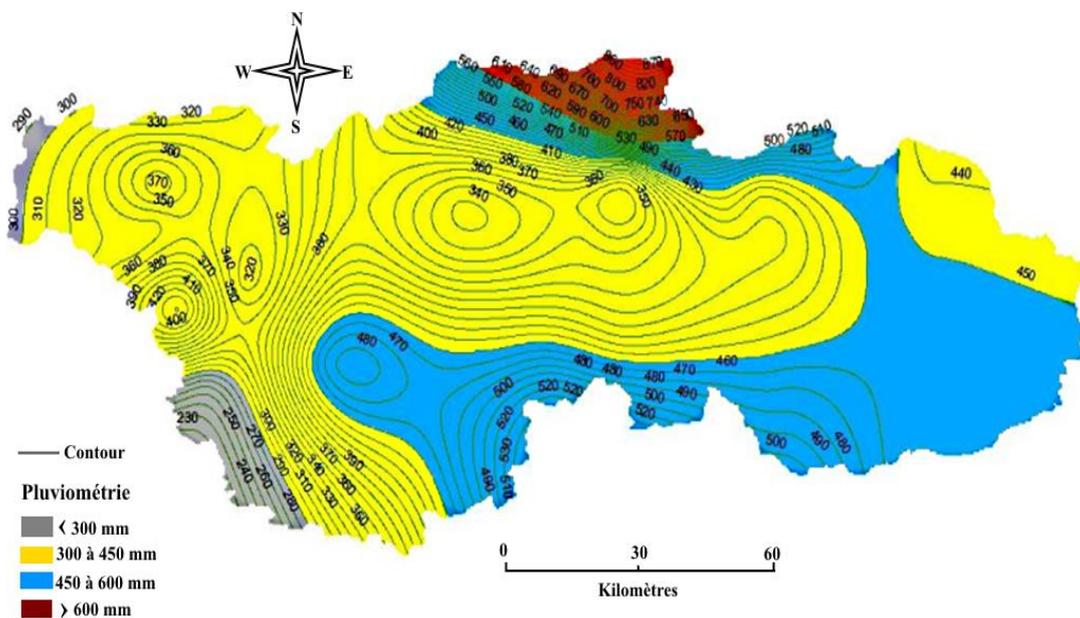


Figure 3.17. Carte des isohyètes du bassin versant du Haut et du Moyen Cheliff (*Benkaci, 2018*)

3.3.2 Température

Le bassin du Haut et du Moyen Cheliff est caractérisé par une température moyenne interannuelle oscillant de 15 à 21°C, avec un maximum mensuel de plus de 30.6°C, enregistré au mois de Juillet et Août à la station de Chleff et un minimum mensuel de 6.8°C enregistré au mois de Février à la station de Médéa.

Les évolutions des températures moyennes les plus élevées sont marquées dans la région du Moyen Chéiff (station de Chleff) plus de 20°C, et les plus faibles sont dans la région du Haut Chéiff variant entre 15,8°C à la station de Médéa et 18°C à la station de Miliana

Par conséquent à l'échelle mensuelle, deux périodes bien distinctes sont enregistrées, la première s'étalant entre Novembre et Avril avec de faibles températures ; et la deuxième s'étalant entre Mai et Octobre avec des températures plus élevées (Figure 2.18)

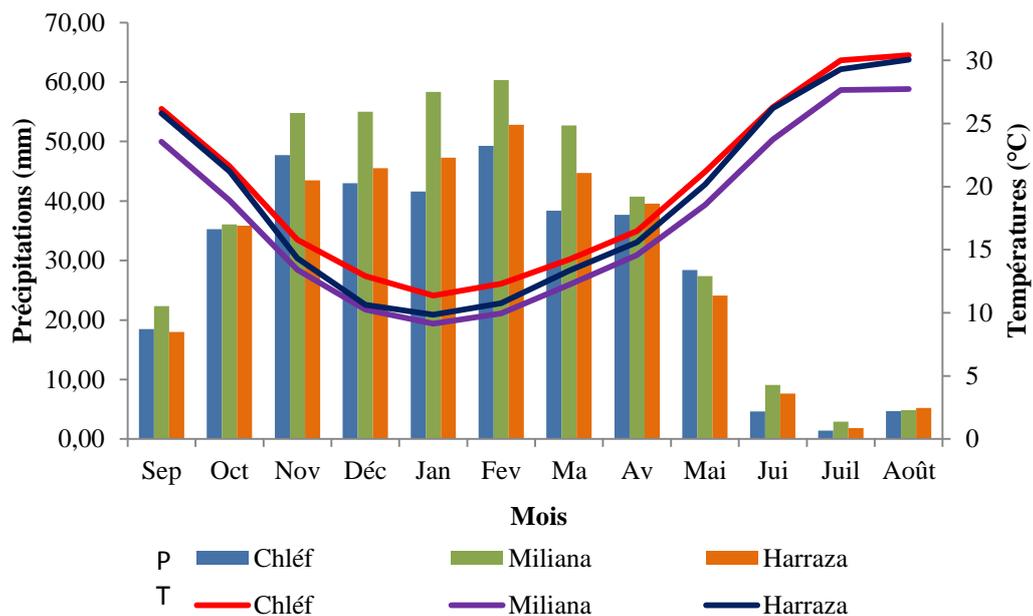


Figure 3.18. Variation des températures moyennes mensuelles de stations (Chléf, Miliana et Harraza) 1985/1986-2014/2015

3.3.3 Evapotranspiration

Le phénomène de l'évapotranspiration se compose, d'une part, de l'évaporation directe qui s'effectue à partir des sols humides et des différents plans d'eau, mais aussi de la transpiration des végétaux.

Selon la carte d'évapotranspiration éditée par le service de l'ANRH avec la collaboration scientifique de *Jean Pierre Laborde* (Figure 3.19), les fortes valeurs de l'évapotranspiration ont été observées dans la vallée du Haut et Moyen Chélif. Elle atteint une valeur maximale de 1570 mm dans la station d'Ain Defla, en revanche, les faibles valeurs dans les stations de Theniet El Had et Miliana situées dans les piémonts du bassin. Le potentiel total annuel de l'évapotranspiration varie de 1200 mm à 1600 mm, soit plus du double du total de la pluviométrie. En saison froide l'ETP mensuelle décroît progressivement jusqu'à atteindre des valeurs inférieures à celles des précipitations (*ABH-CZ, 2004*).

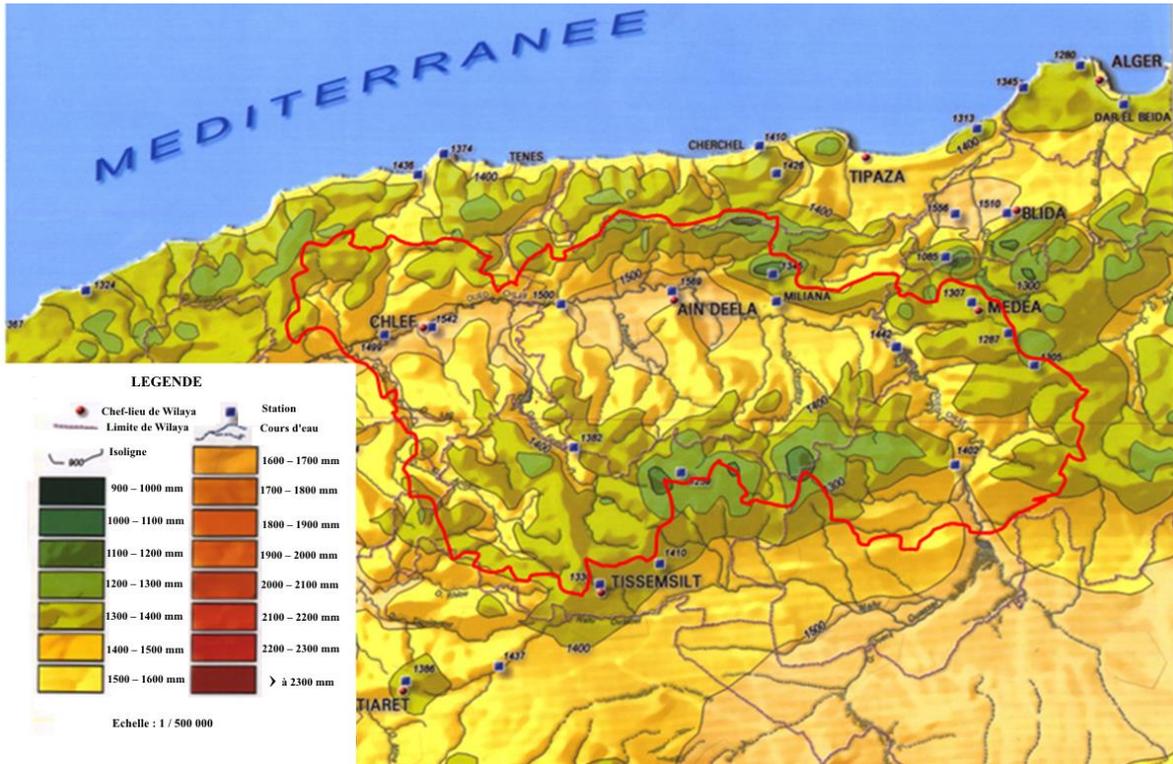


Figure 3.19. Carte des évapotranspirations annuelles du Nord de l'Algérie (ANRH, 2002)

Conclusion

Géographiquement, le Haut et le Moyen Cheliff est localisé entre les longitudes, 1° et 3° 90' à l'Est et les latitudes, 35° et 36°50' au Nord, sa superficie est d'environ 10701 Km².

Notre bassin présente un chevelu hydrographique très dense, avec un réseau de l'ordre de 2200 Km d'oueds permanents et de 5600 Km d'oueds temporaires. Long de 349 km, le cours d'eau principale d'oued Cheliff résulte de la jonction des deux grands oueds Touil et Nahr Ouassel.

Le bassin du Haut et Moyen Cheliff regroupe onze (11) sous bassins hydrographiques codés de 0113 à 0123 de forme allongée dont les indices de compacité varient entre 1.75 pour Oued Cheliff Tikazel et Oued Fodda et 1.32 pour Oued Cheliff Ghrib.

La densité de drainage varie entre 0.57 et 1.54 km/km². Les faibles valeurs caractérisent les terrains à faibles pentes qui sont surtout localisées au niveau des hautes plaines, ce qui se traduit par de faibles précipitations et une perméabilité non négligeable des structures lithologiques. Par conséquent, Les fortes pentes sont concentrées dans la partie amont du bassin-versant, celles-ci sont caractérisées par un relief accidenté où le risque érosif peut être très fort.

Le sol du Haut et du Moyen Cheliff est nu et rocheux, et la couverture végétale est très dégradée.

En ce qui concerne l'aspect géologique, la plaine du Haut Cheliff correspond à une vaste zone déprimée d'orientation Est-Ouest à l'intérieur de laquelle une masse importante de

sédiments post-nappe Mio-Plio-Quaternaire s'est accumulée. Les coupes lithologiques transversales effectuées dans la plaine du Haut Cheliff, font apparaître l'allure synclinale des différentes formations constituant le sous-sol. Ces dépôts se sont effectués à la faveur de transgressions successives. Les massifs environnants constituent les pointements autochtones jurassiques et primaires du Zaccar, du Doui et des Aribis et sont en général de nature épimétamorphique à schistosité anté-nappe (*In Djeda, 1987*)

Les formations aquifères du Moyen Cheliff occidental selon *Perrodon* (1957) et *Mattauer* (1958), ont été identifiées comme suit :

- Les calcaires à Lithothamnium du Miocène supérieur qui affleurent le long de la limite sud de la vallée et qui passent sous les alluvions ;
- Les grès du Pliocène qui affleurent entre les collines d'El Kherba à l'aval de Sobha et l'oued Ouahrane; ils sont en partie notamment entre l'oued Ras et l'oued Ouahrane recouverts par des formations Quaternaires anciennes;
- Les sédiments détritiques d'âge Sub-Pliocène Quaternaire formant le remblai de la vallée. Ces sédiments incluent des argiles et des marnes épaisses avec des lits de sables de graviers et de conglomérats. (*Bettahar et al., 2009*)

Le climat de notre zone d'étude est semi-aride, caractérisé par des étés chauds et des hivers tièdes. Le régime de pluie est très irrégulier, d'une région à l'autre, notamment entre le Nord et le Sud et entre l'Est et l'Ouest. Sur la majeure partie du bassin, les précipitations observées varient entre moyenne et forte (300 à 600 mm). La température moyenne interannuelle oscille entre de 15 à 21°C, et les valeurs maximales de l'évapotranspiration sont enregistrées dans la vallée du Haut et Moyen Cheliff.

Chapitre 4

Traitement et analyse des données

Préambule

Afin d'analyser et comprendre les changements climatiques et hydrologiques à l'échelle régionale, le recueil et la critique de données constituent une étape incontournable pour conditionner grandement la qualité des résultats. Dans ce chapitre, un soin particulier a été apporté à la constitution de la banque de données pour qu'elle soit la plus fiable et la plus complète possible sur les différentes périodes d'étude retenues. Nous procéderons tout d'abord, à la critique et à l'homogénéisation des données pluviométriques, hydrométriques et thermométriques tout en évaluant l'évapotranspiration qui sera calculée par la formules de Thornthwaite. Nous soumettrons ensuite nos séries hydro-pluviométriques à une analyse fréquentielle en choisissant la loi d'ajustement la plus adaptée aux échantillons. Et pour compléter l'information hydrologique, nous estimerons les hauteurs de pluies et de débits dépassés plus fréquemment ou plus rarement de fréquences retenues allant de la centennale sèche à la centennale humide.

4.1. Description de la base de données

La collecte des données se heurtent, en Algérie, au double problème des lacunes d'observation et de leur fiabilité. Ceci se traduit par des résultats entachés d'erreurs et le nombre élevé de lacunes à l'échelle mensuelle et annuelle. Vu que la plupart des stations ont été abandonnées ou ont cessé de fonctionner pendant la guerre de libération, d'autres ont subi des modifications après l'indépendance, aussi, le départ en masse des observateurs et des techniciens étrangers après l'indépendance a paralysé le fonctionnement du réseau météorologique dans toute l'Algérie. Il a fallu donc attendre la fin de la décennie soixante pour que le réseau commence à se stabiliser. Cela a causé une carence en données certainement très importante en information pluviométrique pour l'étude des changements climatiques qui nécessite de longues séries ininterrompues pour que les résultats soient significatifs et scientifiquement convaincants.

La constitution d'échantillons, au sens statistique du terme est donc un processus long parsemé d'embûches et au cours duquel de nombreuses erreurs de nature fort différente sont susceptibles d'être commises. Par ailleurs, il est indispensable, avant d'utiliser des séries de données, de se préoccuper de leur qualité et de leur représentativité.

L'analyse des séries pluviométriques, thermométriques et hydrométriques fera l'objet de ce qui vient par la suite de ce travail. Ces données ont été collectées auprès de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) et l'Office Nationale de Météorologie (ONM). Les données pluviométriques et hydrométriques sont structurées suivant l'année hydrologique allant du 1^{er} septembre au 31 août.

4.1.1 Etude de l'homogénéisation des données

4.1.1.1 Choix des stations et critique des données

Les données pluviométriques et hydrométriques se caractérisent surtout par la différence de taille des échantillons à l'étude. En effet, si les données pluviométriques présentent l'avantage d'être longues et concordantes dans le temps, telles ne le sont pas les données hydrométriques qui même si elles dépassent la taille d'une normale (30 ans) se singularisent surtout par leur durée de mesure.

Le choix du réseau pluviométrique repose sur trois critères indispensables. Les séries de données doivent être d'une assez longue échéance (minimum 30 ans) et le pourcentage des valeurs manquantes au sein de ces séries, ne doit pas être supérieure à 5% (*Dubreuil, 1974*), et doit être distribué de la manière la plus homogène possible.

Afin de mettre en pratique ces critères, nous avons écarté les stations pluviométriques dont l'âge est inférieur à 30 ans et celles qui présentent des lacunes de plus de trois années successives dans leurs séries interannuelles.

4.1.1.2 Données pluviométriques

Le bassin du Haut et du Moyen Cheliff est équipé d'un réseau pluviométrique de cinquante-sept (57) postes, dont cinquante-trois (53) opérationnels et quatre (4) actuellement à l'arrêt, soit une densité de cinq (5) postes pour 1000 km² (ABH C-Z, 2004).

En se basant sur les conditions citées précédemment, nous avons comparé la disponibilité des séries pluviométriques entre-elles afin d'estimer la plus longue période commune avec un minimum de lacunes. Cette analyse nous a permis de constater que peu de séries pluviométriques remontaient en deçà de l'année 1972, date qui a donc été retenue comme la date du début de notre période d'étude. Cette période commune est celle comprise entre 1972/1973 et 2012/2013. Dans cette optique, dix-neuf (19) stations pluviométriques ont été retenues, tout en essayant de conserver une répartition géographique de manière à couvrir toute la superficie de notre région d'étude. Les stations retenues sont présentées dans le Tableau 4.1.

Tableau 4.1. Liste des stations pluviométriques retenues pour l'étude

BV	Stations	Code	Altitude (m)	Longitude (Km)	Latitude (Km)	Période d'observation
Haut Cheliff	Ain Defla	011804	434,6	329,9	270	1972/1973-2012/2013
	El Khemis ANRH	011706	456,2	329	300	
	El Touaibia	011901	430,85	313,35	350	
	Arib Cheliff	011702	439,5	332,55	230	
	Zoubiria Mongorno	011404	513,5	312,6	932	
	Boughzoul	011208	507,1	272,25	643	
	Médéa Secteur	011509	504,85	329,8	935	
	Bordj El Amir AEK	011603	461,1	285,3	1080	
	Elanneb	011806	427,2	342,95	1078	
	Theniet El Had	011605	439,8	285,65	1150	
	Rouina Mairie	011904	419,8	327,3	190	
Moyen Cheliff	Souk El Had	012304	395,85	272,7	550	1972/1973-2012/2013
	OuledFares	012201	368,1	326,65	116	
	Asnam (Chelf) Adda	012219	378,65	320,5	110	
	El Abadia	012001	407,85	327,3	162	
	Tickezal	012004	414,35	321,7	320	
	Ponteba Bge	012203	393,9	327,4	140	
	Benairia	012205	378,15	338,4	320	
Fodda Bge	012108	402	305,6	430		

4.1.1.3 Données hydrométriques

En Algérie, le réseau hydrométrique, fut mis en service, aux environs de 1924, il avait été renforcé durant la période allant de 1946 à 1961, sous l'égide du Service des Etudes Scientifiques (S.E.S.). Les sites choisis pour l'implantation des stations ont en général un lien avec la localisation des barrages hydrauliques, existants ou en projet. Les séries de mesure sont assez courtes et souvent incohérentes (Mebarki, 2005). Après le vide qui a caractérisé la période postindépendance, un début d'activation du réseau hydrométrique (installation de

nouvelles stations et réhabilitation d'anciennes stations qui étaient à l'arrêt) a été entamé en 1968, sous l'égide de la D.E.M.R.H., dénommée aujourd'hui A.N.R.H. (Agence Nationale des Ressources Hydrauliques).

C'est à partir de 1972 que le réseau se voit réellement étoffé ; en 1990 on signale l'existence d'environ 200 stations hydrométriques à l'échelle du territoire national (Aissani, 1990) dont, il ne reste que 2/3 des stations qui fonctionnent. Sur les 141 qui sont installées au Nord de l'Algérie, un-tiers du réseau est en état d'arrêt à cause, d'une part, des problèmes liés aux sites de mesure (difficultés d'accès, forte instabilité du lit de l'oued, dommages répétés subis par la station), d'autre part, des problèmes liés à la gestion des stations (désintérêt des observateurs, moyens de contrôle insuffisants), sans oublier les problèmes d'insécurité qu'a connus le pays tout au long des années 1990.

Aussi, sur les vingt et une (21) stations hydrométriques dans le bassin du Haut et Moyen Cheliff gérées par l'ANRH, seuls neufs stations restent en service

A cet effet, et pour mener à bien notre travail, un choix difficile a été fait entre des séries relativement longues mais émanant d'un nombre réduit de stations, et des séries plus courtes mais permettant d'intégrer à l'étude le plus grand nombre de stations. La sélection définitive des stations hydrométriques a été effectuée en tenant compte des stations possédant une série de données la plus complète possible, et les séries d'observations disponibles sur des périodes récentes et communes. Pour ce faire, nous avons opté, pour trois périodes de référence complémentaires :

- Une période de 23 ans allant de 1990/1991 à 2012/2013, couverte par (3) trois stations ;
- Une période de 30 ans (de 1983/1984 à 2012/2013), couverte par deux stations ;
- Enfin, une période longue de 40 ans (de 1973/1974 à 2012/2013) mais couverte par seulement (2) deux stations ;

Les stations retenues sont représentées dans le tableau (4.2)

Tableau 4.2. Stations hydrométriques retenues

Station	Code	Coordonnées Lambert			Oued	Superficie (km ²)	Equipements	Période d'étude
		X	Y	Z				
Arib Cheliff	HYD11702	439.50	332.58	230	Cheliff	230	BE LP TA	1973/1974-2012/2013
El Ababessa	HYD11715	443.90	318.05	313	Harraza	102	BE LP PO	
Tikkezal	HYD12004	414.38	321.70	320	Tikkezal	130	BE LP DE	1983/1984-2012/2013
PontebaDefluent	HYD12203	495.45	308.80	130	Cheliff	27820	BE LP TA	
Larbaa Oules Fares	HYD12201	368.10	326.65	140	Ouahrane	262	BE LP TA	1990/1991-2012/2013
Marabout Blanc	HYD11601	460.10	315.75	335	Deurdeur	500	BE LP PO	
Djenane Ben Ouadah	HYD11514	393.90	325.32	85	Cheliff	22580	BE LP DE	

BE : Batterie d'échelle limnimétrique., LP : Limnigraphe pneumatique (à pression), TA : Transporteur aérien (téléphérique de mesure), DE : Déversoir, Parshal, Seuil bétonné, PO : Pont.

4.1.1.4 Données thermométriques

La difficulté d’avoir les données et le manque de chronologie dans la majorité des séries, nous ont obligé à sélectionner trois périodes de références couvrant quatre stations comme le représente le tableau suivant :

Tableau .4.3. Stations thermométriques retenues.

Station	Coordonnées			Période d’étude
	Latitude	Longitude	Altitude(m)	
Chlèf	36°13’N	01°20’E	143	1973/1974 - 2015/2016
Miliana	36°18’N	02°14’E	715	
Harraza	36°22’N	02°09’ E	312	1986/1987 – 2015/2016
Médéa	36°17’N	02°44’E	1030	2001/2002 – 2015/2016

Les stations pluviométriques, hydrométriques et thermométriques retenues sont représentées sur la figure 4.2

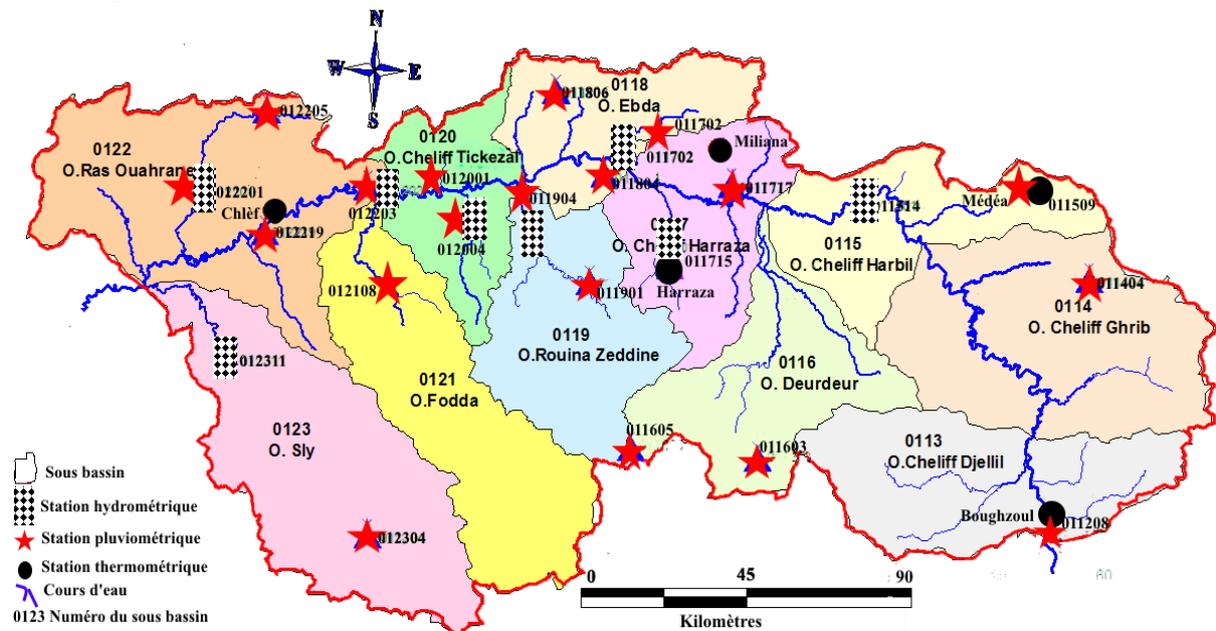


Figure. 4.1. Stations pluviométriques, hydrométriques et thermométriques retenues dans le bassin versant du Haut et Moyen Cheliff.

4.1.1.5 Estimation des données manquantes

Les données manquantes ou erronées à une station, sont estimées à partir des valeurs provenant des stations voisines soumises aux mêmes conditions climatiques et situées dans la même zone géographique. Trois méthodes sont proposées pour la restitution des données pluviométriques :

- Remplacer la valeur manquante par celle de la station la plus proche ;
- Remplacer la valeur manquante par la moyenne des stations voisines. Cette méthode est utilisée lorsque les précipitations moyennes annuelles de la station à compléter ne diffèrent

pas de plus de 10% des précipitations moyennes annuelles aux stations de référence (*André et Christophe, 2003*);

➤ Remplacer la valeur manquante par la valeur donnée par la méthode de régression. Pour que cette méthode soit efficace, il faut que la régression soit linéaire et que le coefficient de corrélation soit élevé (*Dubreuil 1974*).

Dans notre étude, nous avons utilisé la méthode de régression simple pour reconstituer les lacunes des stations mentionnées auparavant.

4.1.2 Homogénéisation des séries pluviométriques

Avant de pouvoir exploiter les données, le contrôle de la fiabilité de ces dernières constitue une opération fondamentale qui détermine la crédibilité de toute étude hydro-climatique car les résultats en dépendent fortement.

Il est donc, important de vérifier l'homogénéité des séries d'observation, c'est-à-dire que toutes les valeurs d'une même série appelée également « échantillon », sont issues d'une même population.

En effet, les éléments climatiques dans le temps ne se produisent pas de la même façon et la série correspondante n'est pas purement stationnaire. Les causes perturbatrices les plus courantes de l'homogénéité des observations sont :

- Le mauvais état ou la défectuosité d'appareils de mesures ;
- Un changement d'observateur ;
- Le déplacement de la station (différences topographiques) ;
- Le changement de type d'appareils, de leurs conditions d'installations (hauteur au-dessus du sol) ;
- A la lecture non adéquate du pluviomètre qui entraîne une forte hétérogénéité des séries pluviométriques.

Pour ce faire, il est primordial de connaître l'historique des stations d'observations ce qui permettra d'expliquer les causes de l'hétérogénéité lorsqu'elle existe. Cet historique comprend le nom de la station, les coordonnées, les périodes et le personnel d'exploitation et les détails sur son équipement.

Plusieurs méthodes statistiques permettent de tester l'homogénéité des séries pluviométriques avant leur utilisation. Parmi lesquelles, nous avons retenu pour sa pertinence et sa simplicité, le test graphique des doubles cumuls des totaux pluviométriques annuels et la méthode des résidus.

❖ La méthode du double cumul

Le principe consiste à cumuler les valeurs annuelles observées de chaque paramètre à traiter une fois que les valeurs sont cumulées, la droite des cumuls est obtenue en fonction de la station à tester et d'une deuxième station de la même région, et considérée comme homogène.

La similitude de comportement des deux stations se traduit par un quasi alignement des points représentatifs ; Une déviation de comportement d'une des deux séries (stations) va se traduire par un nouvel alignement le long d'une droite différente de la première. Cette méthode est

particulièrement utilisée pour tester l'homogénéité et détecter l'époque de la tendance de quelques stations de la région d'étude.

❖ *La méthode des résidus*

L'étude de l'homogénéité des séries par la méthode du double cumul est généralement confrontée au manque de tests statistiques valables pour préciser la signification des cassures apparentes. (Bois, 1986) a suggéré une méthode basée sur le cumul des résidus. Cette méthode permet de déterminer un seuil à partir duquel la cassure est significative. Cette méthode permet de dilater les différences, ce qui augmente considérablement la clarté du graphique surtout dans le cas où les écarts types sont faibles.

Les stations d'El Khemis ANRH, El Touaibia, Ouled Fares, Abadia, Zoubiria, Mongorno, Tickezal et Bordj El Amir AEK sont considérées comme des stations homogènes, car leurs chroniques sont complètes et longues.

Nous avons pris sept stations de référence pour les deux méthodes (double cumul et bois) :

1. Station d'El Khemis ANRH pour tester l'homogénéité de la station Ain Deffla ;
2. Station d'El Touaibia pour tester l'homogénéité de la station Arib Cheliff ;
3. Station d'Oued Fares qui a une bonne corrélation avec la station Asnam Adda ;
4. Station d'Abadia pour tester l'homogénéité de la station Ponteba Bge, et qui a une bonne corrélation avec la station Rouina Mairie ;
5. Station de Zoubiria Mongorno pour tester l'homogénéité de la station de Boughzoul et Médéa Secteur ;
6. Station de Tickezal pour tester des stations Benaraia, Souk el Had et Fodda Bge ;
7. Station de Bordj El Amir AEK pour tester des stations El Anneb et Theniet El Had.

- La méthode de double cumul a montré selon la figure 4.2, qu'il n'y a aucun changement de l'exploitation des stations de la zone d'étude. En termes de fiabilité de données pluviométriques, la plupart des stations pluviométriques ont présenté une bonne crédibilité. Nous remarquons d'après les coefficients de détermination, une bonne corrélation entre les séries pluviométriques. Donc nous pouvons dire que ces séries sont homogènes.

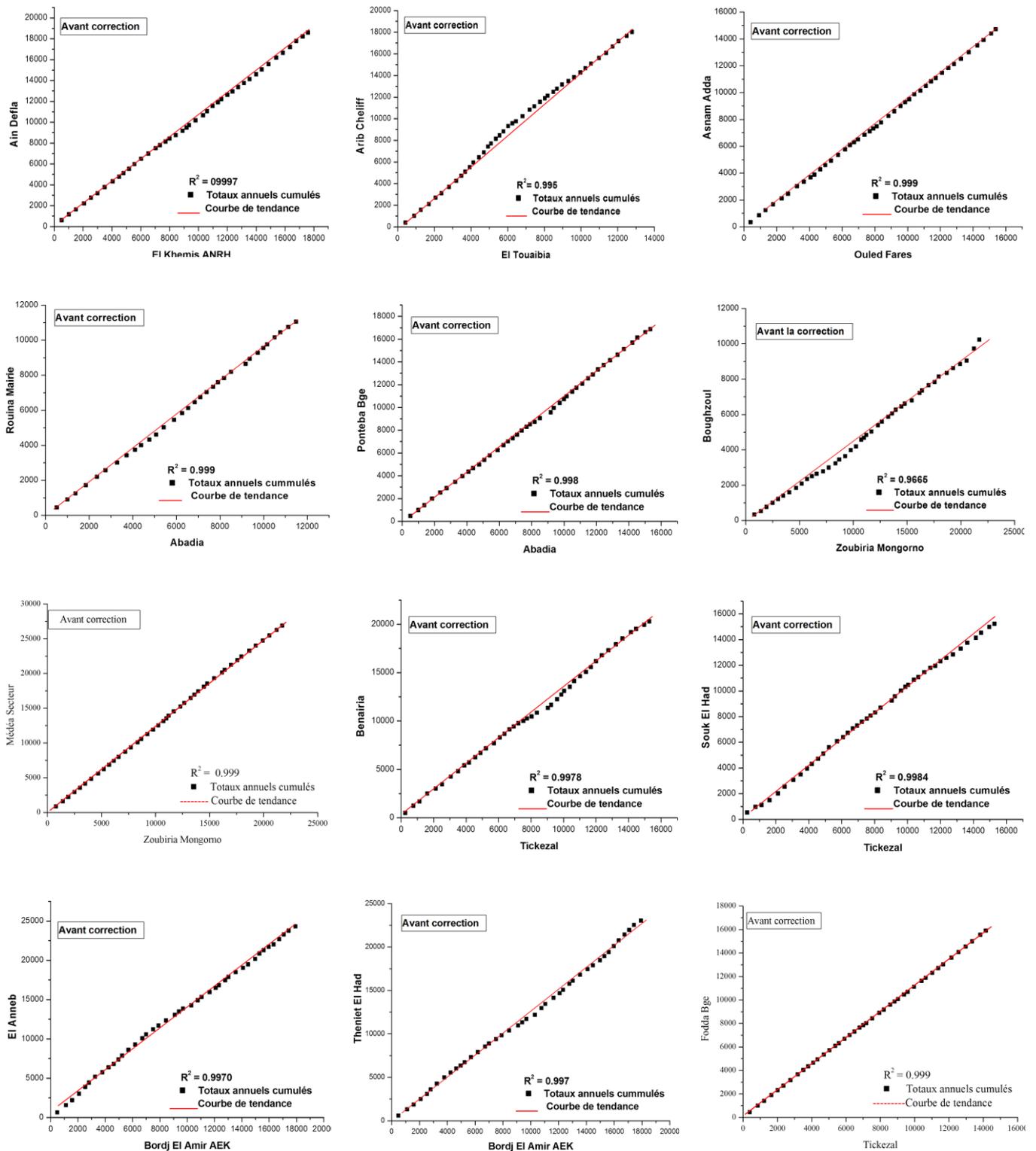


Figure.4.2. Test d'homogénéité des stations pluviométriques de la région d'étude

La figure 4.3 ci-dessous, représente la représentation des hauteurs pluviométriques annuelles des stations retenues dans l'étude, après contrôle de fiabilité (Doubles cumuls) et homogénéisation (Régression linéaire).

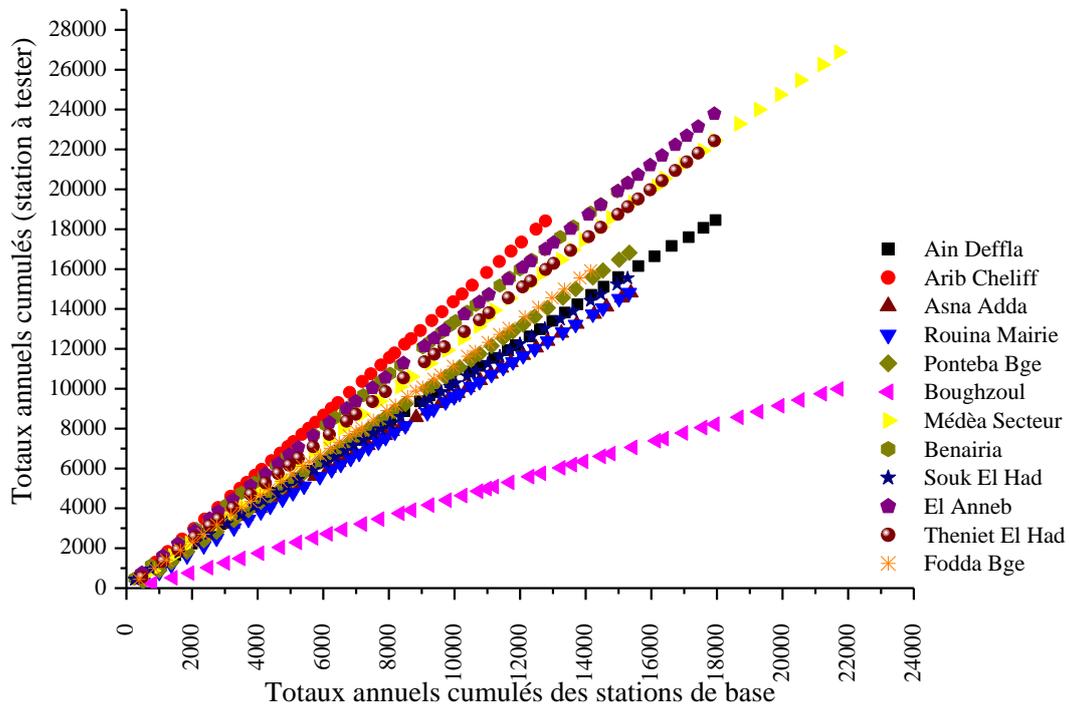


Figure 4.3. Résultats d'homogénéisation des données pluviométriques (Après Contrôle de fiabilité et comblement de lacunes).

- La méthode du cumul des résidus a été appliquée à un seuil de signification de 0.01 et 0.05 aux mêmes stations précédentes avec les mêmes stations de références. Les résultats présentent une bonne concordance avec ceux trouvés par la méthode du double cumul. (Figure 4.4 et en annexe 4.1).

Tableau 4.4. Résultats de l'analyse des stations par la méthode de Bois

Nom de la station à tester	Nom de la station de référence	Remarques
Ain Deffla	El Khemis ANRH	Homogène
Arib Cheliff	El Touaibia	Rupture en 1986
Asnam Adda	Ouled Fares	Homogène
Ponteba Bge	Abadia	Homogène
Rouina Mairie	Abadia	Homogène
Boughzoul	Zoubiria Mongorno	Homogène
Médèa Secteur	Zoubiria Mongorno	Homogène
Benaraia	Tickezal	Homogène
Souk el Had	Tickezal	Homogène
Fodda Bge	Tickezal	Rupture en 1974
El Anneb	Bordj El Amir AEK	Deux ruptures en 1976 et 1984
Theniet El Had	Bordj El Amir AEK	Homogène

Selon les résultats obtenus, hormis les stations : Arib Cheliff, Fodda Bge et El Anneb, l'ensemble des stations pluviométriques du bassin versant du haut et Moyen Cheliff peuvent être considérées comme homogènes. Cependant, la correction des données de toutes les séries hétérogènes ; nous avons déduit l'équation de la courbe de tendance entre les deux stations, en introduisant par la suite dans cette équation, les valeurs de la station de référence qui coïncident avec les observations aberrantes de la station à tester.

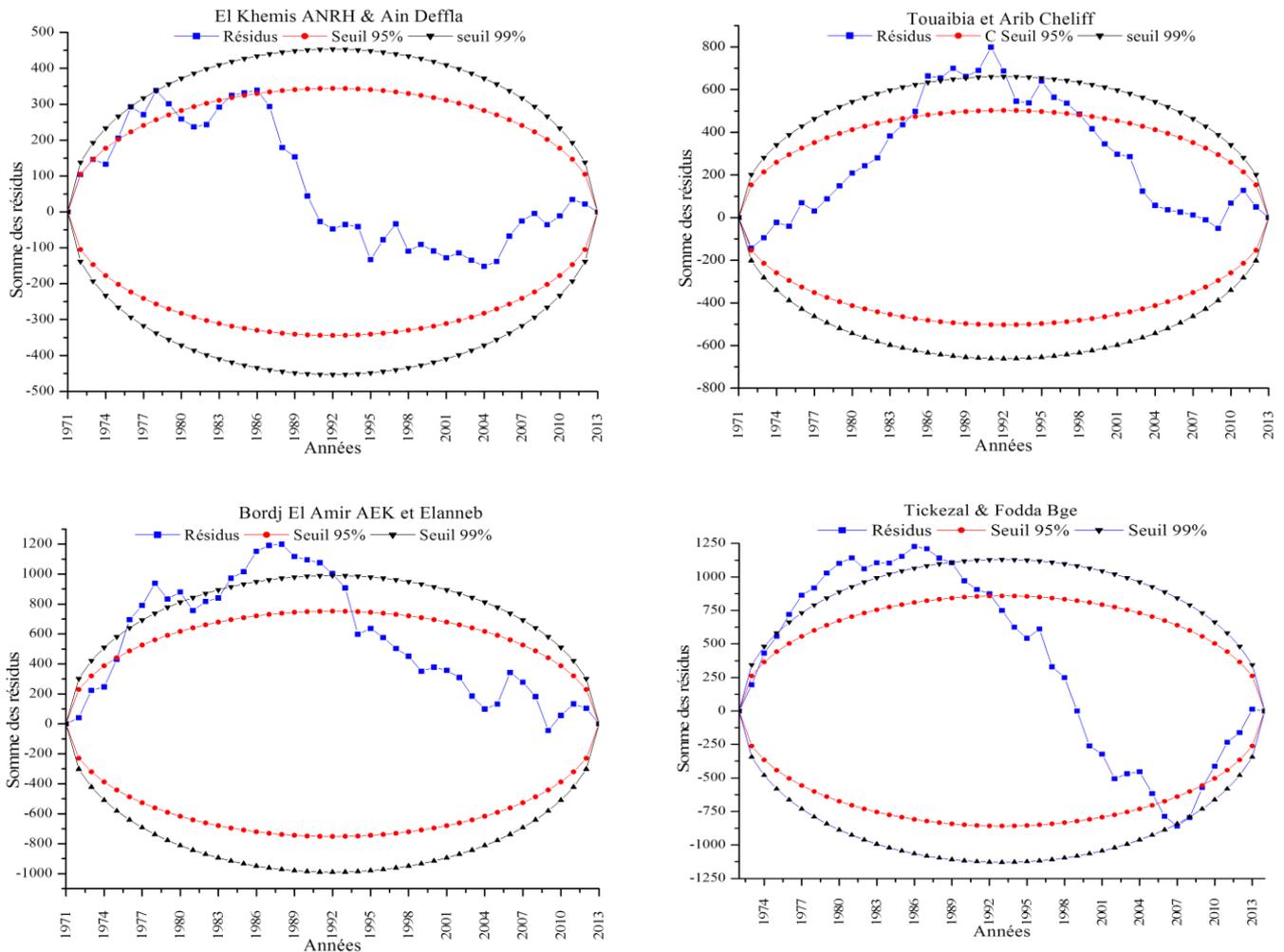


Figure 4.4. Détection des anomalies par la méthode des résidus des stations : El Khemis ANRH – Ain Deffla), (Touaibia- Arib Cheliff), (Bordj El Amir AEK- Elanneb) et (Tickezal – Fodda Bge).

❖ *Caractérisation statistique des séries pluviométriques*

Le tableau 4.5 fait apparaître que les moyennes des précipitations interannuelles des différentes stations sont assez proches des médianes ce qui exprime une distribution symétrique des séries.

Tableau 4.5. Caractéristiques statistiques des séries pluviométriques pour la période (1972/1973-2013/2014)

BV	Stations	Code	P_{\min}	P_{\max}	P_{moy}	Médiane	σ	CV
			(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(%)
Haut Cheliff	Ain Defla	011804	182,06	614,37	439,46	456.55	95,91	21,82
	El Khemis ANRH	011706	192,1	612,9	427,58	432.10	92,35	21,6
	El Touaibia	011901	157,5	477,5	304,2	302.70	81,53	26,8
	Arib Cheliff	011702	226,8	687,6	438,36	435.89	117,87	26,89
	Zoubiria Mongorno	011404	218,7	790,6	517,04	530.60	135,09	26,13
	Médéa Secteur	011509	381,7	877	640,1	651,8	117	18,27
	Boughezoul	011208	101,96	343,03	237,68	244.48	59,69	25,11
	Bordj El Amir AEK	011603	241,5	639,2	426,67	446.43	110,29	25,85
	Elanneb	011806	318,76	843,68	566,57	589.24	148,75	26,25
	Theniet El Had	011605	303,03	802,07	534,09	553.27	138,06	25,85
	Rouina Mairie	011904	164,98	652,58	353,07	342.65	99,01	28,04
Moyen Cheliff	Souk El Had	012304	158,58	533,51	369,67	380.23	92,83	25,11
	OuledFares	012201	207,5	554,1	366,11	376.95	89,47	24,44
	Asnam (Chelf) Adda	012219	198,27	529,44	352,67	360.18	88,39	25,06
	El Abadia	012001	168,4	666,1	364,98	357.25	103,36	28,32
	Tickezal	012004	170,71	675,23	363,75	354.54	103,65	28,5
	PontebaBge	012203	187,18	740,37	400,45	388.75	112,39	28,07
	Benairia	012205	225,32	891,23	482,97	467.96	134,97	27,94
Fodda Bge	012108	173.5	575.4	379	386	101.9	26.88	

BV : Bassin versant ; σ : Ecart type (mm) ; CV : Coefficient de variation (%)

En effet, la pluviométrie annuelle enregistrée dans le bassin versant du Haut et Moyen Cheliff durant la période 1972/1973–2013/2014 varie de 238 mm à 567 mm ; elle est plus importante sur les versants Sud des monts de Dahra et du Zaccar, avec une moyenne interannuelle de 567 mm dans la station d’Elanneb (011806) et plus de 500 mm enregistrées dans les stations de Benairia (012205), de Theniel El Had (011605) et de Zoubiria Mongorno (011404) localisée au Sud de l’Atlas Blidiéen. Les précipitations diminuent dans la vallée du Cheliff où elles varient entre 300 et 400 mm. Une moyenne interannuelle minimale de 238 mm est enregistrée dans la station de Boughzoul.

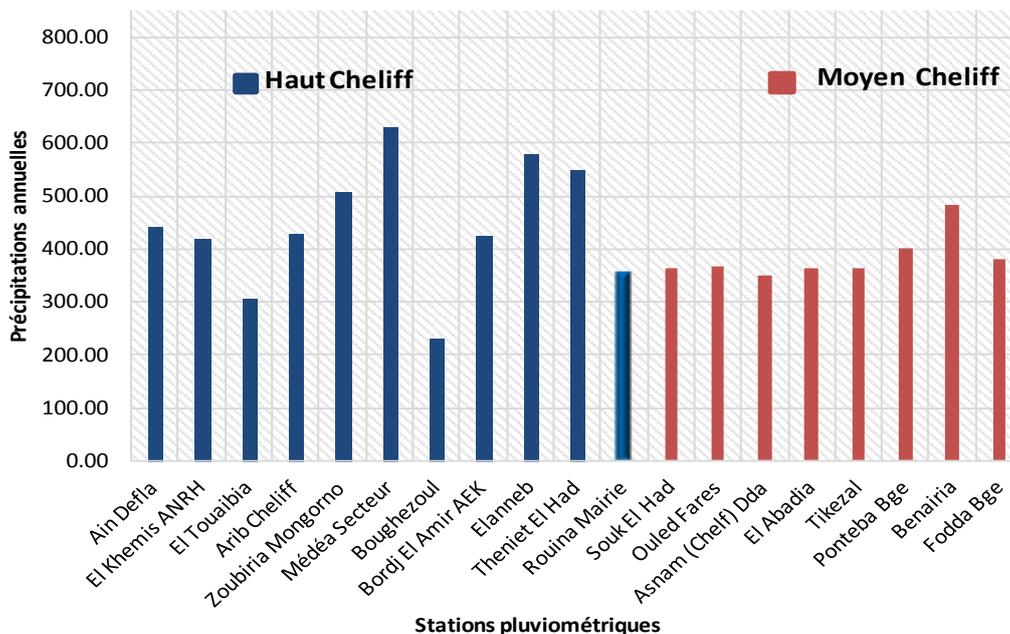


Figure 4.5. Moyennes annuelles pluviométriques par station dans le bassin du Haut et Moyen Cheliff.

4.1.3 Homogénéisation des séries hydrométriques

Suivant la même démarche de vérification d’homogénéité des précipitations, nous avons pris la station d’Arib Cheliff pour tester l’homogénéité de la station d’El Ababessa ; la station de Ponteaba Dufluent pour tester la station de Djenane Ben Ouadah, la moyenne des deux stations Larbaa Ouled Fares et Ponteaba Dufluent pour tester la station de Marabout blanc et celle de Tikezal

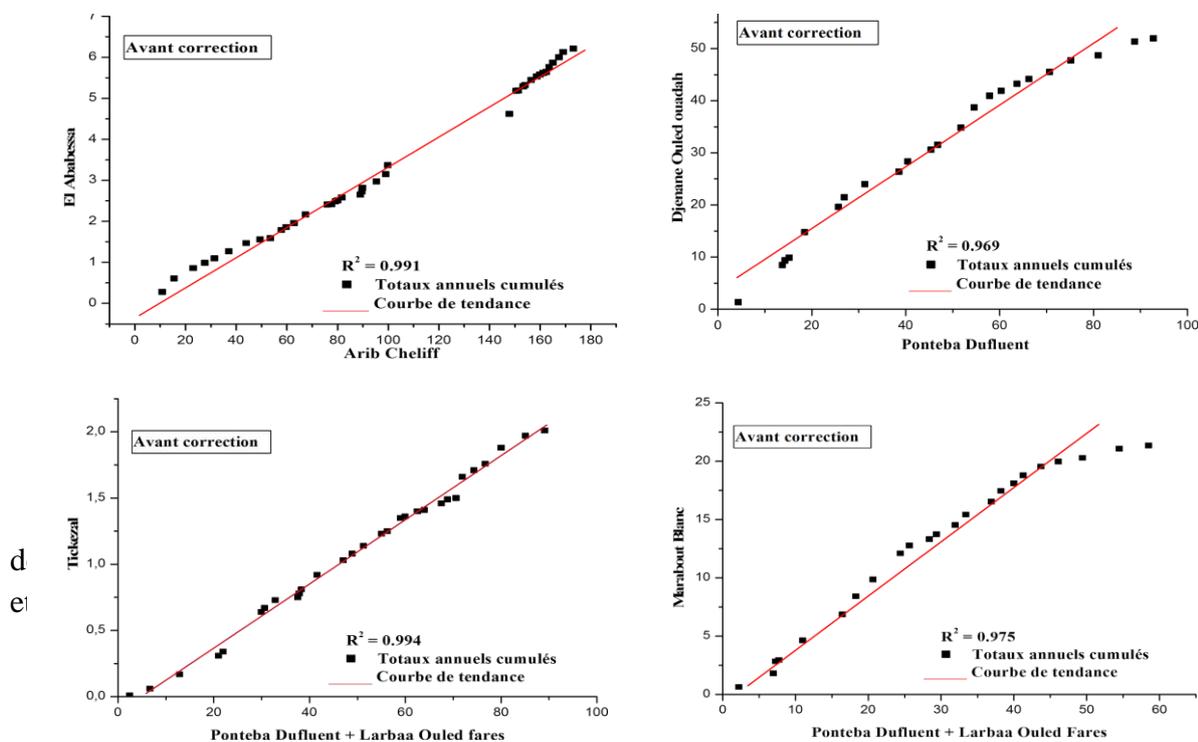


Figure 4.6 Test d’homogénéité des données hydrométriques de la région d’étude

L'homogénéité des séries hydrométriques par la méthode de double cumul étant vérifiée, les totaux annuels manquants ont été complétés par reconstitution d'une série homogène selon l'équation de la courbe de tendance entre la station de référence et la station à tester. Ce qui nous a permis de reconstituer et corriger les débits annuels au niveau des stations : El Ababessa, Djenane Ben Ouadah, Marabout Blanc et Tickezal. La figure 4.6 présente les débits annuels des stations retenues dans l'étude, après contrôle de fiabilité (Doubles cumuls) et homogénéisation (Régression linéaire).

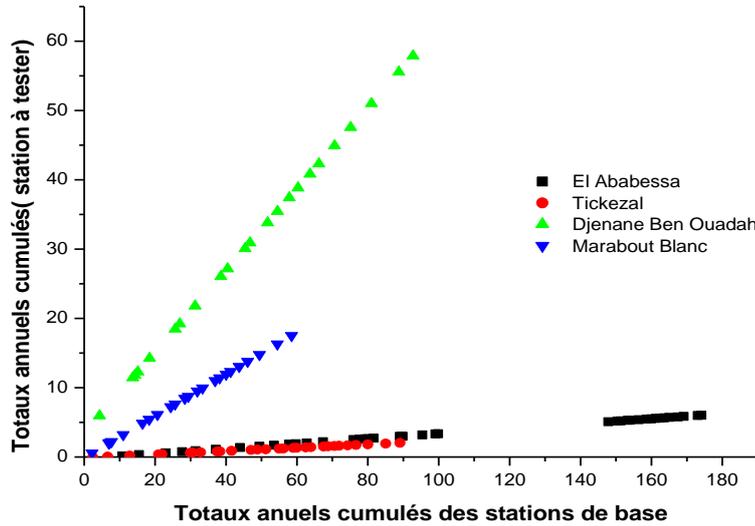


Figure 4.7 Résultats d'homogénéisation des données hydrométriques (Après Contrôle de fiabilité et comblement de lacunes).

- Comme pour les séries pluviométriques, la méthode du cumul des résidus a été aussi appliquée à un seuil de signification de 0.01 et 0.05. aux mêmes stations hydrométriques citées auparavant avec les mêmes stations de références.

Les résultats de cette méthode ont montré aussi une bonne concordance avec ceux trouvés par la méthode du double cumul, sauf une légère hétérogénéité a été remarquée au niveau de signification 99% entre les stations (Arib Cheliff – El Ababessa) et (Ponteba Dufluent – Djenane Ben Ouaddah) (Figure. 4.8).

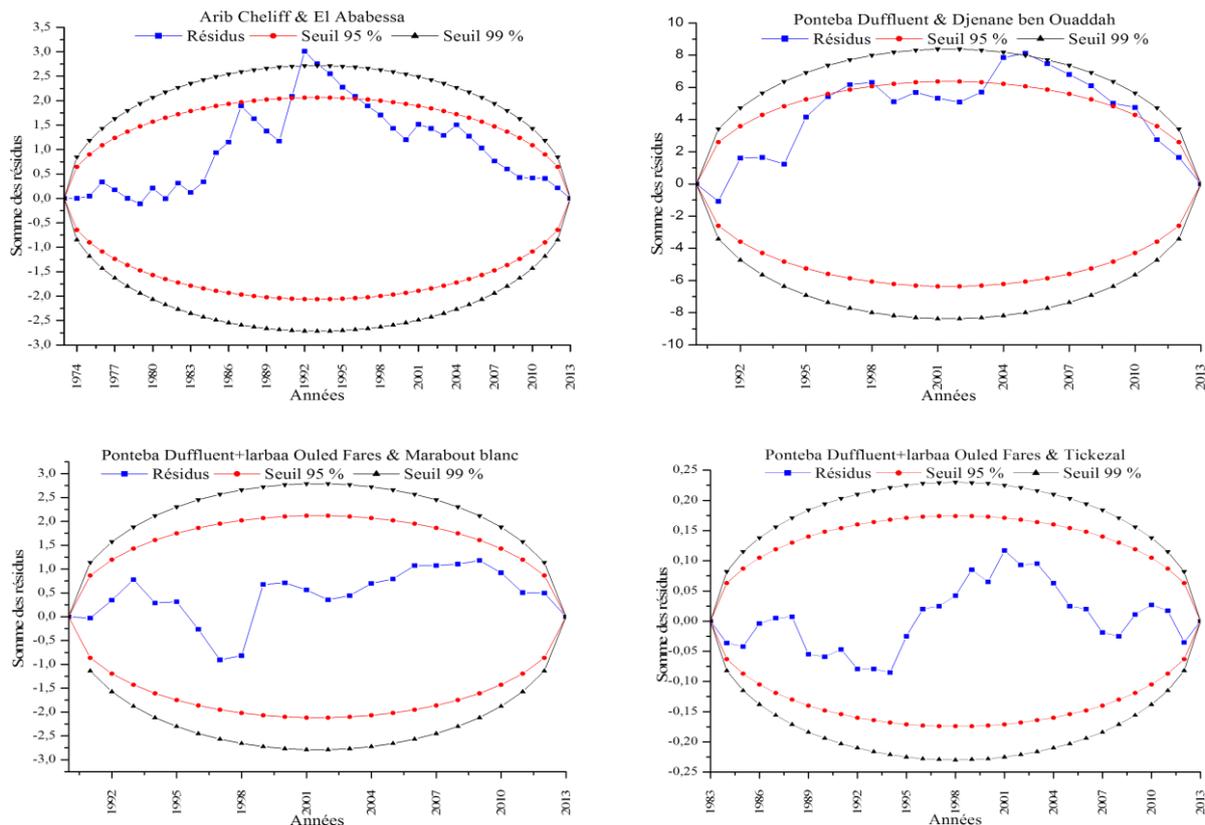


Figure 4.8. Détection des anomalies par la méthode des résidus des stations : (Arib Cheliff – El Ababessa), (Ponteba Dufluent – Djenane ben Ouaddah), (la moyenne de Ponteba Dufluent et Larbaa Ouled Fares - Marabout Blanc - Tickezal)

❖ **Caractérisation statistique des séries hydrométriques**

Les données hydrométriques sont de qualité variable d'une station à une autre, suivant le nombre d'années observées comme le montre le tableau ci-dessus.

Tableau 4.6. Caractéristiques statistiques des séries hydrométriques

Stations	Oued	Superficie (km ²)	Période d'étude	Q _{(moy)min} (m ³ /s)	Q _{(moy)max} (m ³ /s)	Q _{moy} (m ³ /s)	Q _{spec} (l/s/km ²)	σ (m ³ /s)	CV
El Ababessa	Harraza	102	1973/1974- 2012/2013	0,01	1,72	0,11	0.15	0,27	1.77
Arib Cheliff	Cheliff	24520		0,23	48	3,16	0.18	7,5	1.72
Tickezal	Tickezal	130	1983/1984- 2012/2013	0,01	0,2	0,07	0.54	0,05	0.70
PontebaDefluent	Cheliff	27820		0,59	15,94	5,09	0.18	3,97	0.78
LarbaaOuledFares	Ouahrane	262	1990/1991- 2012/2013	0,02	4,03	0,85	3.24	1,28	1.50
Marabout blanc	Cheliff	500		0,09	1,64	0,76	0.03	0,72	0.72
Djenane Ben Ouadah	Deurdeur	22580	2012/2013	0,34	5,94	2,52	5.04	1,55	0.62

La variation interannuelle peut être aussi précisée par le coefficient de variation (CV). Les valeurs du coefficient de variation sont élevées. Nous relevons les plus fortes valeurs au

niveau d'oued Cheliff, oued Harraza et Oued Ouahrane avec 1.77, 1.72 et 1.50 respectivement. Cette variabilité dans l'ensemble est liée à l'alimentation essentiellement pluviale irrégulière des cours d'eau, d'autant plus qu'il s'agit d'une période climatique "sèche". Selon l'étude de *Mehaiguene, 2006*, sur le bilan hydrologique et les ressources en eau de surface du bassin Cheliff-Zahrez, les valeurs du débit annuel correspondant à la période 1968/1969 – 2000/2001 mettent en évidence l'augmentation de l'abondance du l'Oued Cheliff de l'amont à l'aval.

Cet accroissement progressive de l'écoulement de l'Est à l'Ouest concorde avec les données climatiques et physiographiques du bassin allant de l'Amont de Boughzoul et passant par le Haut et Moyen Cheliff jusqu'au Bas Cheliff et La Mina.

Dans le Moyen et le Haut Cheliff le débit s'accroît nettement ; la valeur maximale est atteinte dans le bassin du Haut Cheliff à la station de Djenan Ben Ouadah (5.04 l/s/km²) où la pluviométrie est élevée et les pentes sont fortes (secteurs montagneux) favorisant ainsi l'écoulement de surface. Ces facteurs l'emportent sur une évapotranspiration pourtant importante dans ce secteur du fait de la présence d'un couvert forestier relativement dense.

4.1.4 Caractérisation statistique des séries thermométriques

Contrairement à ce qui avait été observé pour les séries pluviométriques et hydrométriques, l'analyse des séries thermométriques a révélé que le comblement des lacunes n'a concerné qu'un faible nombre de mois lacunaires. Nous avons donc comblé les lacunes à partir de la même technique que celle utilisée pour le comblement des séries précédentes.

Une fois les lacunes comblées, nous disposons les caractéristiques statistiques des séries thermométriques dans le tableau 4.7.

Les températures moyennes annuelles diminuent progressivement du Nord au Sud : avec un minimum enregistré à Médéa (15.76°C) et un maximum à Chléf (19.54°C).

Tableau 4.7. Caractéristiques statistiques des séries thermométriques des stations thermométriques retenues.

Stations	Période d'étude	T _{min} (°C)	T _{max} (°C)	T _{moy} (°C)	σ (°C)	CV
Chlef	1973/1974 - 2015/2016	17.92	21.60	19.50	0.84	0.04
Miliana		15.03	18.67	17.50	0.90	0.05
Harraza	1986/1987 - 2015/2016	17.54	18.96	18.93	0.57	0.03
Médéa	2001/2002 – 2015/2016	15.02	15.82	15.76	0.40	0.03

Les températures moyennes minimales interannuelles, sont d'environ 18°C pour les stations de Chlef et Harraza, elles sont supérieures de celles de Médéa et Miliana, qui sont d'environ 15°C. Ces températures sont enregistrées en 1976 pour Chléf et en 1974 à Miliana et en 1991 à Harraza et 2012 à Médéa. Tandis que les températures interannuelles sont observées en 2014 pour les quatre stations : Chléf, Miliana, Harraza et Médéa avec respectivement 20.99°C, 18.67°C, 18.96°C et 15.82°C (figure 4.8). Cela veut dire, que l'année 2014 est l'année la plus chaude pour tout le bassin du Haut et Moyen Cheliff.

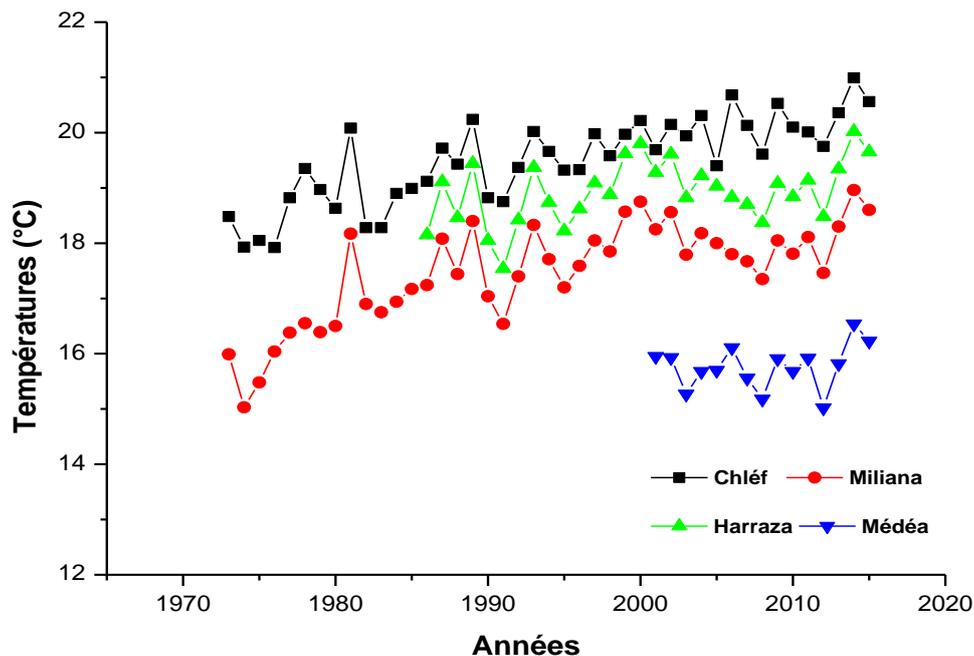


Figure 4.9. Variation interannuelle des températures dans le bassin versant du Haut et Moyen Cheliff

4.1.5 Estimation de l'évapotranspiration potentielles ETP

Etant donné que les températures moyenne, annuelles et mensuelles, régissent directement, en interaction avec les autres facteurs météorologiques (insolation, vitesse et turbulence du vent, précipitations) et biogéographiques, le phénomène d'évapotranspiration et par là-même le déficit d'écoulement annuel et saisonnier. Il est logique donc, sur le plan temporel le maximum thermique et le minimum pluviométrique se traduit par une sécheresse marquée où l'évapotranspiration atteint sa valeur maximale.

Pour estimer l'évapotranspiration potentielle, nous avons utilisé la formule de *Thornthwaite*. Ce choix dépend principalement du type de données climatiques disponibles sur notre région d'étude en tenant compte seulement de la température mensuelle. La définition de cette méthode est exposée (en annexes). Les résultats de calcul de l'ETP ainsi que ses caractéristiques statistiques sont récapitulés dans le tableau 4.8 ci-dessous.

Tableau 4.8. Caractéristiques statistiques des séries d'évapotranspiration

Stations	Période d'étude	ETP _{min} (mm)	ETP _{max} (mm)	ETP _{moy} (mm)	σ (mm)	CV
Chlef	1973/1974 - 2015/2016	895,76	1080,52	995,55	40,67	0.04
Miliana		823,84	1004,87	913,45	45,18	0.05
Harraza	1986/1987 - 2015/2016	928,42	1035,01	977,34	24,5	0.03
Médéa	2001/2002 - 2015/2016	815,98	914,76	861,55	25,6	0.03

Le tableau 4.8 montre que les valeurs annuelles moyennes de l'ETP de *Thornthwaite* oscillent entre 995.55 mm et 861.55 mm. Les valeurs maximales de L'ETP correspondent à Chlef et Harraza avec 1080 mm, alors que les valeurs annuelles minimales se retrouvent à Miliana et Médéa avec 823.84 mm et 815.98 mm respectivement. Ce qui confirme (voir chapitre 3) que,

les fortes valeurs de l'ETP ont été observées dans la vallée du Haut et Moyen Chéouiff (Ain Defla 1550 mm et Chlef 1542 mm), en revanche, les faibles valeurs dans les piémonts du bassin (Theniet El Had (1258 mm, Miliana 1343 mm et Médéa 1307 mm). En comparant les valeurs de la carte de l'ANRH avec celles obtenues par la méthode de *Thornthwaite*, nous remarquons que l'écart est assez important et que toutefois la formule de *Thornthwaite* donne des valeurs proches de celles de L'ANRH.

Il est à noter que la hausse de l'ETP de notre bassin versant a été remarquée en 2014, conséquence directe de l'élévation de la température (Figure 4.10).

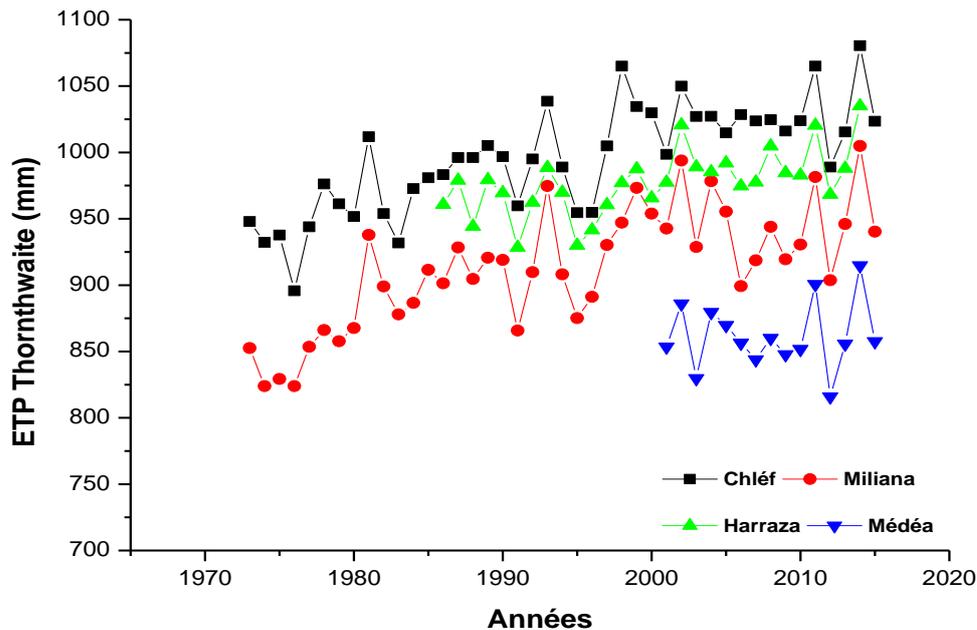


Figure 4.10. Variation interannuelle de l'évapotranspiration dans le bassin versant du Haut et Moyen Chéouiff

La figure 4.10 montre une tendance à la hausse de l'évapotranspiration conséquence directe de celle des températures, preuve vraisemblable d'un changement ou d'une variabilité climatique.

4.2. Analyse fréquentielle des séries hydro-pluviométriques

L'étude des phénomènes climatiques et hydrologiques est une tâche assez délicate du fait des fluctuations saisonnières et interannuelles qu'elles peuvent revêtir. Ils sont complexes et dépendent d'un certain nombre de paramètres considérés comme aléatoires, dont les précipitations et les débits sont les paramètres qui déterminent le plus l'évolution hydrologique

Etablir donc la fiabilité de ces données pour leur utilisation a souvent nécessité le recours à plusieurs méthodes. Cependant, de toutes celles utilisées, l'analyse statistique semble être de nos jours la plus prisée.

Pour ce faire, une analyse statistique est indispensable pour évaluer, en terme de fréquence, ses variabilités et de juger de la sévérité des déficits ou de l'abondance des précipitations et des écoulements enregistrés en années particulières dans notre bassin versant.

Le choix du type de loi susceptible de s'ajuster au mieux à l'échantillon s'effectue à l'aide de deux critères expérimentaux :

- Dans une région climatique donnée, une variable hydro-pluviométrique déterminée suit généralement la même loi en tout site d'observation, d'où l'intérêt des études régionales systématiques et celui de la connaissance de toute étude antérieure.
- En l'absence d'information régionale, l'utilisation du report graphique sur papier gaussien permet d'envisager le type de loi possible.

Toutefois, en hydrologie, l'habitude est prise de n'utiliser que des lois de probabilités absolument continues, ce qui nous permet de retenir les trois lois de distribution pour ajuster nos données :

- Loi de Gauss ou Loi Normale ;
- Loi de Galton ou gausso-logarithmique (Log Normale) ;
- Loi Racine Normale ;
- Loi de Goodrich ou loi Exponentielle généralisée.

L'ajustement statistique des séries hydro-pluviométriques a été effectué par les logiciels de Statistica 10 Stat Soft et Hydrolab 2018.

4.2.1 Ajustement des données pluviométriques

Les séries pluviométriques annuelles ont été testées aux lois de Gauss, Galton et loi Racine Normale (les pluies étant exprimées en racines de dixièmes de millimètres).

La recherche de la meilleure adéquation a été faite par le calcul de tests du khi 2 à un seuil de signification de 5%, et les paramètres de la loi choisie ont été estimés par la méthode du maximum de vraisemblance. Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau 4.8 ci-dessous.

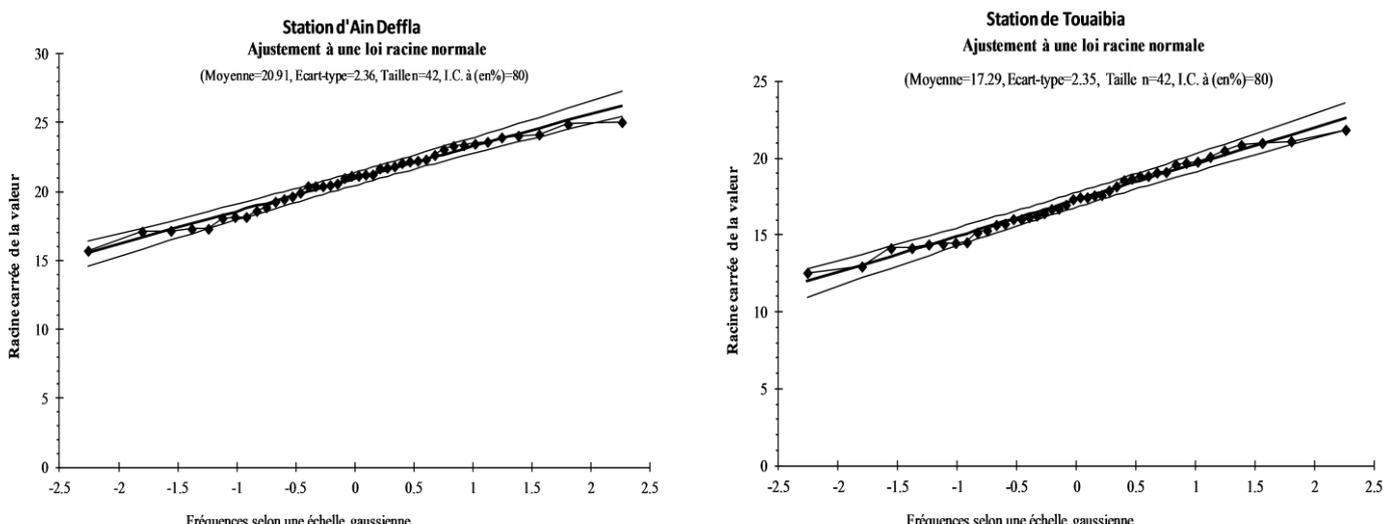


Figure 4.11. Ajustement à une loi Racine Normale des pluies annuelles (stations : Ain Deffla et Touaibia) par Hydrolab 2018

La loi Racine Normale semble être la meilleure loi de distribution pour toutes les stations du bassin. Les graphiques montrent qu'elle ajuste bien les données des différentes stations

(l'ensemble des figures sont présentées en annexe 4.2). Il est à noter que, à l'exception de la station de Souk El Had, tous les échantillons suivent aussi la loi de Galton qui s'ajuste mieux aux échantillons.

Tableau 4.9. Adéquation par le test Khi 2 (Ajustement des séries pluviométriques)

Stations	Khi 2 Calculé			Khi 2 Tabulé			Ajustement probable
	Loi Normale	Loi Racine Normale	Loi Log Normale	Loi Normale	Loi Racine Normale	Loi Log Normale	
Ain Defla	1,76	6,46	2,62	7,82	7,82	5,99	Loi Normale
<i>Degré de liberté</i>	3	3	2				Loi Racine Normale
El Khemis ANRH	0,64	5,46	1,63	5,99	7,82	5,99	Loi Normale
<i>Degré de liberté</i>	2	3	2				Loi Racine Normale
El Touaibia	1,35	1,28	2,07	7,82	7,82	7,82	Loi Normale
<i>Degré de liberté</i>	3	3	3				Loi Racine Normale
Arib Chelif	2,87	0,823	2,09	7,82	7,82	5,99	Loi Normale
<i>Degré de liberté</i>	3	3	2				Loi Racine Normale
Zoubiria Mongorno	2,32	5,43	6,48	5,99	7,82	7,82	Loi Normale
<i>Degré de liberté</i>	2	3	3				Loi Racine Normale
Médéa Secteur	4,2	4,95	4,15	7,82	7,82	7,82	Loi Normale
<i>Degré de liberté</i>	3	3	3				Loi Racine Normale
Boughezoul	5,38	5,46	5,33	7,82	7,82	5,99	Loi Normale
<i>Degré de liberté</i>	3	3	2				Loi Racine Normale
Bordj el Amir AEK	6,09	3,18	6,55	7,82	7,82	7,82	Loi Normale
<i>Degré de liberté</i>	3	3	3				Loi Racine Normale
Elanneb	3,44	6,74	5,30	7,82	7,82	7,82	Loi Normale
<i>Degré de liberté</i>	3	3	3				Loi Racine Normale
Theniet el Had	5,29	4,67	6,58	5,99	7,82	7,82	Loi Normale
<i>Degré de liberté</i>	2	3	3				Loi Racine Normale
Rouina Mairie	9,86	2,09	6,78	7,82	5,99	7,82	Loi Racine Normale
<i>Degré de liberté</i>	3	2	3				Loi Log Normale
Souk El Had	2,62	2,99	7,40	5,99	7,82	5,99	Loi Normale
<i>Degré de liberté</i>	2	3	2				Loi Racine Normale
Ouled Fares	1,06	1,7	1,35	5,99	7,82	5,99	Loi Normale
<i>Degré de liberté</i>	2	3	2				Loi Racine Normale
Asnam (Chelf) Adda	1,00	0,59	1,21	7,82	7,82	7,82	Loi Normale
<i>Degré de liberté</i>	3	3	3				Loi Racine Normale
El Abadia	8,92	3,93	5,85	7,82	5,99	5,99	Loi Racine Normale
<i>Degré de liberté</i>	3	2	2				Loi Log Normale
Tickezal	7,08	2,33	3,49	7,82	5,99	5,99	Loi Normale
<i>Degré de liberté</i>	3	2	2				Loi Racine Normale
Ponteba Bge	9,14	2,23	2,39	7,82	5,99	5,99	Loi Racine Normale
<i>Degré de liberté</i>	3	2	2				Loi Log Normale
Benairia	3,43	3,95	1,75	5,99	7,82	7,82	Loi Normale
<i>Degré de liberté</i>	2	3	3				Loi Racine Normale
Fodda Bge	0,32	3,68	1,91	5,99	5,99	5,99	Loi Normale
<i>Degré de liberté</i>	2	2	2				Loi Racine Normale
							Loi Log Normale

Afin de compléter l'information pluviométrique, il est utile d'estimer les hauteurs de pluies dépassées plus fréquemment ou plus rarement. Le tableau 4.9 nous récapitule les paramètres statistiques de la distribution de la loi Racine Normale

- Les hauteurs de pluies de fréquence de retour de (5, 10, 20 et 100 ans) pour les hauteurs de pluies annuelles enregistrées en période déficitaire comme excédentaire.
- La moyenne de la période ;
- Le coefficient d'irrégularité K_3 (le rapport de la pluie décennale humide à la décennale sèche (Rodier J. 1964))
- Les coefficients de variations (CV).

Tableau.4.10. Ajustement des séries pluviométrique à la loi Racine Normale

FREQUENCES	RECURENCES SECHES					Moy	σ	RECURENCES HUMIDES					K_3	CV
	0.01	0.02	0.05	0.10	0.20	0.50		0.80	0.90	0.95	0.98	0.99		
RECURENCES	100 ans	50 ans	20 ans	10 ans	5 ans	2 ans	(mm)	5 ans	10 ans	20 ans	50 ans	100 ans		
Ain Defla	236.98	257.46	289.85	320.20	359.02	439.50	95.91	528.11	577.65	620.19	669.93	704.07	1.80	0.22
El Khemis ANRH	232.98	252.71	283.89	313.08	350.38	427.60	92.35	512.51	559.93	600.64	648.21	680.85	1.79	0.22
El Touaibia	141.24	157.10	182.55	206.74	238.08	304.20	81.53	378.42	420.42	456.74	499.46	528.93	2.03	0.27
Arib Chelif	203.07	225.97	262.71	297.63	342.88	438.40	117.87	545.64	606.34	658.83	720.58	763.18	2.04	0.27
Zoubiria Mongorno	239.04	266.08	309.46	350.70	404.15	517.00	135.09	643.73	715.47	777.51	850.50	900.86	2.04	0.26
Médea Secteur	385.59	411.51	452.08	489.68	537.27	634.49	117.00	739.79	798.03	847.74	905.55	945.05	1.63	0.18
Boughezoul	114.09	126.23	145.63	164.02	187.76	237.68	59.69	293.47	324.97	352.16	384.11	406.12	1.98	0.25
Bordj el Amir AEK	204.67	226.47	261.32	294.35	337.01	426.70	110.29	526.96	583.55	632.42	689.83	729.39	1.98	0.26
Elanneb	268.03	297.24	344.01	388.38	445.76	566.60	148.75	701.91	778.38	844.44	922.10	975.64	2.00	0.26
Theniet el Had	256.25	283.53	327.15	368.48	421.87	534.10	138.06	659.56	730.37	791.52	863.36	912.86	1.98	0.26
Rouina Mairie	161.77	180.33	210.15	238.52	275.32	353.10	99.01	440.54	490.08	532.94	583.37	618.18	2.05	0.28
Souk El Had	177.47	196.35	226.53	255.12	292.06	369.70	92.83	456.48	505.47	547.76	597.45	631.68	1.98	0.25
O fares	183.95	202.05	230.86	258.03	293.00	366.10	89.47	447.34	493.02	532.39	578.55	610.31	1.91	0.24
Asnam (Chelf) Adda	173.71	191.40	219.62	246.29	280.66	352.70	88.39	432.96	478.17	517.16	562.92	594.43	1.94	0.25
El Abadia	164.50	183.88	215.04	244.74	283.32	365.00	103.36	457.02	509.21	554.40	607.61	644.35	2.08	0.28
Tickezal	163.88	183.20	214.27	243.88	282.35	363.80	103.65	455.56	507.62	552.68	605.75	642.39	2.08	0.29
Ponteba Bge	183.33	204.39	238.22	270.40	312.15	400.40	112.39	499.62	555.83	604.46	661.69	701.19	2.06	0.28
Benairia	221.66	247.03	287.77	326.53	376.79	483.00	134.97	602.38	670.00	728.50	797.34	844.84	2.05	0.28
Fodda Bge	167.04	186.819	218.636	248.969	288.377	371.857	101.90	465.936	519.314	565.53	619.962	657.546	2.09	0.26

Selon le tableau 4.10 les quantiles centennaux humides oscillent de 406.12 mm (Boughzoul) à 975,64 mm (El Anneb), tandis que les centennaux secs varient de 114.09 mm à 268.03 mm. Les quantiles décennaux humides varient de 324.97 mm à 778,38 mm. Ces décennaux humides sont plus ou moins élevés si nous tenons en compte que la période actuelle qui est très déficitaire.

La variation entre les centennaux humides et sèches se traduit par le coefficient d'irrégularité K_3 qui varie très peu d'une station à une autre avec un K_3 moyen de 1,98 pour l'ensemble du

bassin versant. Les coefficients de variances sont faibles et compris entre (0.18 et 0.29), cela atteste l'homogénéité spatiale des pluies tout en confirmant leur irrégularité interannuelle.

4.2.2 Ajustement des données hydrométriques

Comme déjà évoquée dans l'étude des précipitations annuelles, l'étude de la distribution statistique des séries hydrométriques a été faite par l'ajustement de différentes lois (décrites ci-dessus) en ajoutant la loi de Goodrich (Exponentielle) à nos séries observées sur les trois périodes retenues : Les ajustements résultants sont couplés au test d'adéquation Khi2 à un seuil de signification de 5%, en estimant ses paramètres par la méthode du maximum de vraisemblance. Les résultats obtenus sont figurés dans le tableau 4.11)

Tableau 4.11. Adéquation par le test de Khi 2 (Ajustement des séries des débits annuels)

Stations	Khi 2 Calculé				Khi 2 Tabulé				Ajustement Probable
	Loi Normale	Loi Racine Normale	Loi Exponentielle	Loi Log Normale	Loi Normale	Loi Racine Normale	Loi Exponentielle	Loi Log Normale	
1973/1974 - 2012/2013									
El Ababessa	14,49	2,44	11,71	4,00	7,82	5,99	9,49	7,82	Loi Racine Normale
<i>Degré de liberté</i>	3	2	4	3					Loi Log Normale
Arib Chelif	8,22	2,71	3,10	1,50	7,82	5,99	7,82	5,99	Loi Racine Normale
<i>Degré de liberté</i>	3	2	3	2					Loi Exponentielle
1983/1984 - 2012/2013									
Tickezal	3,02	0,47	2,49	0,42	3,84	5,99	5,99	3,84	Loi Normale
<i>Degré de liberté</i>	1	2	2	1					Loi Racine Normale
Ponteba Défluent	3,25	0,83	8,33	3,22	5,99	3,84	7,82	5,99	Loi Exponentielle
<i>Degré de liberté</i>	2	1	3	2					Loi Log Normale
Larbaa ouled Fares	41,91	5,13	4,37	1,07	3,84	3,84	3,84	3,84	Loi Normale
<i>Degré de liberté</i>	1	1	1	1					Loi Racine Normale
1990/1991 - 2012/2013									
Marabout Blanc	1,58	0,97	4,12	1,24	3,84	3,84	5,99	3,84	Loi Exponentielle
<i>Degré de liberté</i>	1	1	2	1					Loi Log Normale
Djenane Ben Ouadah	0,48	0,12	2,65	0,97	3,84	3,84	3,84	3,84	Loi Normale
<i>Degré de liberté</i>	1	1	1	1					Loi Racine Normale

L'ajustement graphique montre que la loi de Galton (Log Normale) est la loi qui répond le mieux à toutes les stations du bassin comme le montre la figure 4.10. Nous donnons dans l'annexe l'expression mathématique des lois de Gauss, de Racine Normale, de Galton et de Goodrich.

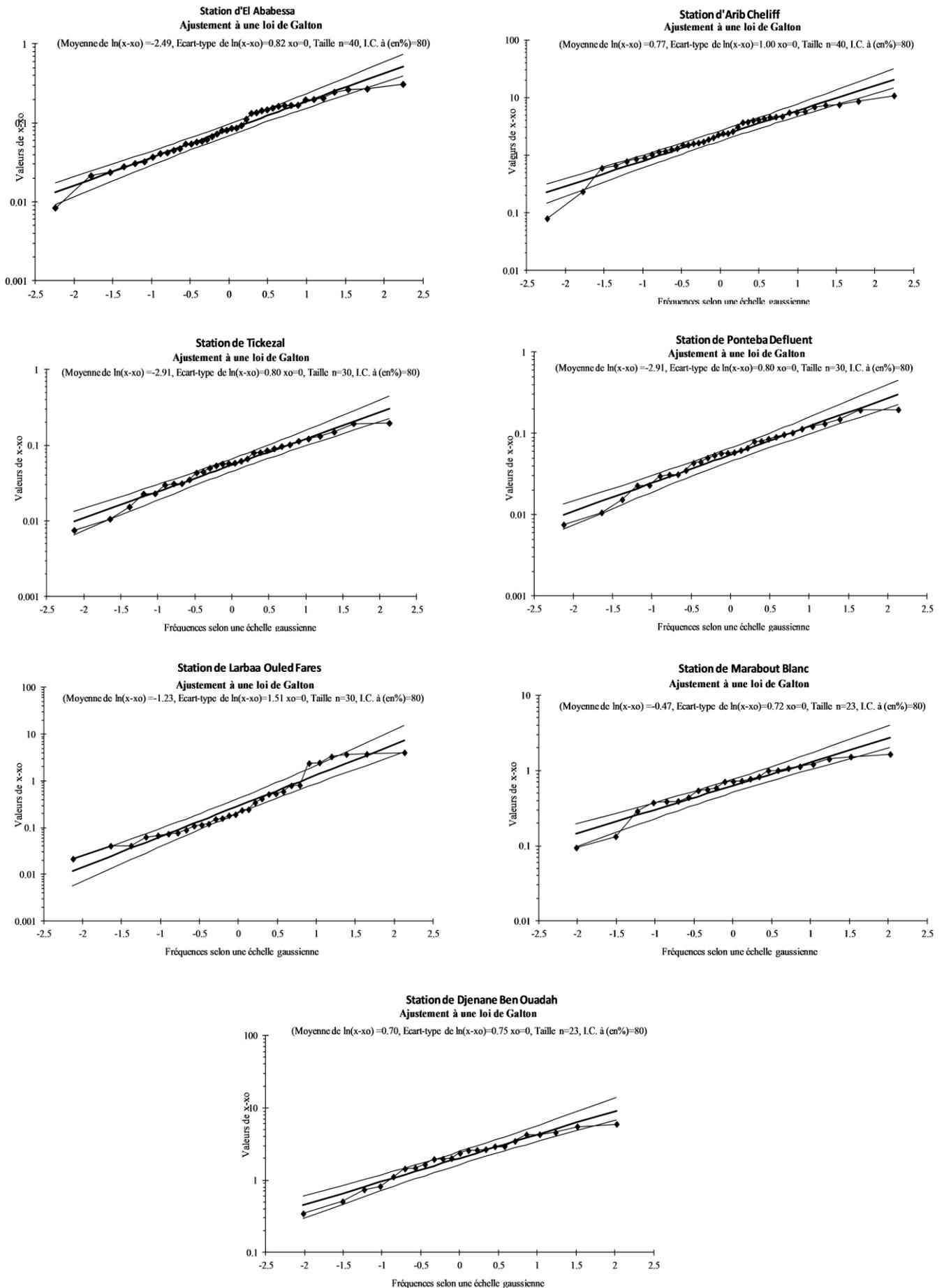


Figure. 4.12.. Ajustement à une loi Log Normale des débits annuels par Hydrolab 2018

Le tableau 4.12 résume les principales valeurs caractéristiques de la distribution de Galton, ainsi les valeurs des modules correspondant à diverses périodes de retour en années sèches et humides.

Tableau 4.12. Ajustement des séries des débits annuels par la loi Log Normale.

FREQUENCES	RECURENCES SECHES						Med	σ	RECURENCES HUMIDES					K ₃	CV
	0,01	0,02	0,05	0,10	0,20	0,50			0,80	0,90	0,95	0,98	0,99		
RECURENCES	100 ans	50 ans	20 ans	10 ans	5 ans	2 ans	(mm)	5 ans	10 ans	20 ans	50 ans	100 ans			
1973/1974 - 2012/2013															
El Ababessa	0,01	0,02	0,02	0,03	0,04	0,08	0,27	0,16	0,24	0,32	0,44	0,56	8,19	0,71	
Arib Cheliff	0,21	0,28	0,41	0,60	0,93	2,16	7,50	5,03	7,81	11,25	16,96	22,29	13,02	0,80	
1983/1984 - 2012/2013															
Tickezal	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,05	0,05	0,11	0,15	0,20	0,28	0,35	7,50	0,70	
Ponteba Défluent	0,56	0,70	0,98	1,33	1,90	3,79	3,97	7,55	10,83	14,59	20,40	25,51	8,14	0,78	
Larbaa Ouled Fares	0,01	0,01	0,02	0,04	0,08	0,29	1,28	1,04	2,02	3,49	6,47	9,77	50,50	1,50	
1990/1991 - 2012/2013															
Marabout Blanc	0,12	0,14	0,19	0,25	0,34	0,62	0,72	1,15	1,58	2,05	2,76	3,36	6,32	0,56	
Djenane Ben Ouadah	0,36	0,44	0,59	0,78	1,08	2,02	1,55	3,77	5,24	6,87	9,31	11,41	6,72	0,62	

L'analyse d'ajustement statistique, nous a permis de remarquer que l'assèchement des oueds Harraza (El Ababessa), Tickezal (Tickezal) et Oued Ouahrane (Larbaa Ouled Fares) commence à partir des périodes de retour 2 à 5 ans, en revanche pour les oueds (Cheliff (Arib Cheliff et Ponteba Défluent) et Derdeur (Djenane Ben Ouadah) un débit d'étiage est toujours maintenu.

En outre, une variation et une forte dispersion des débits annuels autour de leur valeur centrale ont été observées. Les coefficients de variation à El Ababessa, Arib Cheliff et Larbaa Ouled Fares sont supérieur à un (1) ce qui signifie que l'écart-type de l'échantillon est supérieur à sa moyenne.

Conclusion

La constitution d'une banque de données la plus complète possible et sa validation par critique et élimination du maximum d'erreurs sert à améliorer la performance des modèles hydrologiques. Le bassin versant du Haut et moyen Cheliff que nous étudions couvre 10930 km², cette vaste superficie nécessite, de ce fait, de nombreuses données de pluie, de débits, de température et d'évapotranspiration.

Après un long et fastidieux travail de collecte et de traitement (vu la difficulté d'avoir les données), et afin de conserver une répartition géographique de manière à couvrir toute la superficie de notre région d'étude, nous disposons de dix-neuf (19) séries pluviométriques sur une période s'étendant de 1972/1973–2012/2013, sept (7) séries hydrométriques sur trois périodes différentes (de 1973/1974 à 2012/2013, de 1983/1984 à 2012-2013 et de 1990/1991 à 2012/2013), quatre (4) séries thermométriques sur trois périodes (1973/1974 - 2015/2016,

1973/1974 - 2015/2016 et 2001/2002 - 2015/2016), à cela s'ajoutent les séries d'évapotranspirations qui ont été obtenues sur la base des séries thermométriques.

L'étude d'homogénéisation des données est basée sur l'utilisation de la méthode de double cumul. L'analyse d'ajustement statistique, nous a permis de conclure que la loi Racine Normale semble être la meilleure loi de distribution pour toutes les séries pluviométriques, et cela confirme les études antérieures (*Chaumont, 1971; A.N.R.H., 1993; Mébarki, 2005; Touaibia et al, 2006*), en revanche la loi Log Normale est plus adaptée à la distribution des débits annuels.

Finalement, nous avons pu élaborer une base de données, aussi diversifiée pour étudier dans le prochain chapitre la variabilité hydro-climatique sur notre zone étude et par la suite pour tester l'applicabilité des modèles hydrologiques choisis pour notre bassin.

Chapitre 5

Caractérisation de la variabilité hydro-pluviométrique

Préambule

Ce chapitre est consacré à l'analyse détaillée de la variabilité hydro-pluviométrique du bassin versant du Haut et Moyen Cheliff. Nous allons tout d'abord décrire les différentes méthodes graphiques et statistiques utilisées en se basant sur l'utilisation :

- Des tests de Pettitt et Mann Kendall pour déceler d'éventuels changements dans le régime pluviométrique et hydrométrique ;*
- La méthode de moyenne mobile sur sept (7) ans et les indices pluviométriques et hydrométriques pour étudier l'évolution de la pluviométrie et de l'écoulement au cours des différentes années de la période d'étude ;*
- La méthode d'Analyse en Composante Principale ACP pour caractériser et régionaliser la sécheresse météorologique dans le bassin versant du Haut et Moyen Cheliff, en se basant sur des données pluviométriques de dix-neuf (19) stations implantées dans les onze (11) sous bassins.*

Par la suite, nous analysons l'évolution du bilan climatique et de l'écoulement dans les différents sous bassins hydrologiques. Nous présentons enfin le bilan hydrologique en insistant sur l'impact du facteur pluviométrique sur les termes du bilan hydrologique (écoulement et déficit d'écoulement).

5.1. Méthodes d'étude des fluctuations climatiques

La caractérisation d'éventuelles fluctuations d'ordre climatique repose sur l'étude de séries chronologiques de données hydro-pluviométriques à différents sites de mesures, les plus nombreux possible, sur des périodes les plus longues possibles. Plusieurs tests et procédures ont été élaborés pour mettre en évidence un changement de moyenne (provoqué par une modification d'origine naturelle et/ou anthropique du processus physique de génération) au sein d'une série chronologique (*Hubert et al., 1998 ; Lubès-Niel et al., 1998*).

Ainsi, une rupture est définie comme un changement dans la loi de probabilité des variables aléatoires dont les réalisations successives définissent les séries chronologiques étudiées (*Servat et al., 1998*). Alors qu'une Tendence, est un changement graduel dans les propriétés d'une variable à étudier à l'échelle de la période d'échantillonnage qui traduit l'aspect général de la grandeur étudiée (*Boukherouba, 2010*)

- **Apeçu sur le test de Pettitt.**

Le test de Pettitt est non-paramétrique et dérive du test de Mann-Whitney (*Pettitt, 1979*). Il a été utilisé dans de nombreux travaux (*Azzi, 2013; El Meddahi, 2016; Belarbi et al., 2017*). Il consiste à découper la série principale de N éléments en deux sous séries à chaque instant t compris entre 1 et N-1. La série principale présente une rupture à l'instant t si les deux sous-séries ont des distributions différentes. La variable de Pettitt $U_{t,n}$ est définie par l'équation 2 :

$$U_{t,n} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^N D_{ij} \quad (5.1)$$

Avec $i = 1$, et $j = t+1, N$;

Où $D_{ji} = \text{sgn}(x_i - x_j)$ avec $\text{sgn}(z) = 1$ si $z > 0$; $\text{sgn}(z) = 0$ si $z = 0$ et $\text{sgn}(z) = -1$ si $z < 0$.

Pettitt 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. 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 :

$$\text{Prob}(K_n > k) \approx 2 \exp(-6k^2 / (N^3 + N^2)) \quad (5.2)$$

Pour un risque α de première espèce donné, si la probabilité de dépassement estimée est inférieure à α , l'hypothèse nulle est rejetée. La série comporte alors une rupture localisée au moment où est observé $\max |U_{t,N}|_{t=1, N-1}$.

Un classement qualitatif peut être effectué en tenant compte des valeurs de la probabilité associée à la statistique du test. Il est donné dans le tableau.5.1

Tableau. 5.1. Classement en fonction de la probabilité associée au test de Pettitt

Probabilité associée	Classes
< 1%	Rupture très significative
Entre 1 et 5%	Rupture significative
Entre 5 et 20%	Rupture peu significative
> 20%	Série homogène

- **Aperçu sur le test de Mann – Kendall**

Le test non-paramétrique de Mann-Kendall (*Mann, 1945 ; Kendall, 1975*) permet d'étudier la présence ou l'absence de tendance dans une série chronologique donnée. Soit la série $X_t = (X_1, X_2, X_3 \dots X_n)$, cette méthode définit la normale standard multivariable U_{MK} comme:

$$U_{MK} = \frac{S}{\sqrt{Var(s)}} \quad (5.3)$$

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i) \quad (5.4)$$

$$\text{sgn} = \begin{cases} 1, & x > 0 \\ 0, & x = 0 \\ -1, & x < 0 \end{cases} \quad (5.5)$$

$$Var(s) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^n t_i(i-1)(2i+5)}{18} \quad (5.6)$$

Où S désigne la relation entre le nombre de paires d'observations, et n est le nombre total d'échantillons. Dans ce test l'hypothèse nulle H_0 « absence de tendance » est acceptée si la P_{value} est supérieure à 5%. Le sens de la tendance est défini par le coefficient statistique de Mann-Kendall " U_{MK} ". Si U est positif, la tendance est à la hausse, mais si U est négatif, alors la tendance est à la baisse.

Rappelons que les tests de Pettitt et de Mann-Kendell ne sont pas adaptés à la recherche de plusieurs ruptures dans la même série (*Ondo 2002*). Par ailleurs, les résultats d'applications sont présentés, en choisissant un seuil de signification de 5%.

- **Aperçu sur la méthode de la moyenne mobile sur sept (7) ans**

La méthode des moyennes mobiles a pour but de réduire l'influence des variations accidentelles et d'éliminer l'effet des fluctuations de très courte période. Elle permet d'affaiblir les composants aléatoires et périodiques sans toucher au mouvement général de la série. Le principe de cette méthode consiste à remplacer la série d'origine par une série de valeurs moyennes mobiles définies dans le cas le plus simple par l'équation 1 :

$$y_k = \frac{1}{2_{n+1}} \sum_{i=-n}^n (y_{k+i}) \quad (5.7)$$

- **Aperçu sur les indices pluviométriques et hydrométriques**

En vue d’apprécier l’évolution pluviométrique et hydrométrique au cours des différentes années de la période d’étude, la méthode de l’indice pluviométrique et l’indice hydrométrique a été appliquée. Les indices pluviométriques et hydrométriques ont l’avantage de mettre en évidence les périodes excédentaires et déficitaires. Ainsi, pour chacun des postes pluviométriques et hydrométriques retenu, un indice annuel de la variable pluviométrique (ou hydrométrique) a été déterminé. Il se définit comme une variable centrée réduite exprimée par l’équation 5.8 (Nicholson, 1980).

$$I_i = \frac{(X_i - X_m)}{\partial} \quad (5.8)$$

Où :

X_i : valeur de la pluviométrie annuelle (ou du débit annuel) de l’année i ;

X_m : valeur moyenne interannuelle de la pluviométrie (ou du débit annuel) sur la période étudiée ;

∂ : valeur interannuelle de l’écart-type de la pluviométrie (ou du débit annuel) sur la période étudiée.

Tableau 5.2. Classification des indices SPI.

Valeur de SPI	Désignation
2.0 et plus	Extrêmement humide
De 1.5 à 1.99	Très humide
De 1.0 à 1.49	Modérément humide
De -0.99 à 0.99	Proche de la normale
De -1.0 à -1.49	Modérément sèche
De -1.5 à -1.99	Très sèche
-2.0 et moins	Extrêmement sèche

- **Régionalisation climatique**

La régionalisation s’est développée afin d’étudier, décrire et communiquer les informations spatiales. Les régions homogènes des phénomènes hydrologiques sont conçues pour servir de forum en vue d’encourager le développement d’une approche harmonisée des problématiques des cours d’eau à large échelle, ainsi qu’en vue d’une application judicieuse de cette approche à la gestion et à la planification. L’identification des sous régions climatiques correspondantes à des régions climatiques particulières est un point essentiel dans la compréhension du climat d’une région donnée (Salama, 2011). La pluviométrie présente un intérêt majeur comme signature au-delà de son apport pour la définition du climat. Sa régionalisation s’avère très utile dans de nombreuses applications où il est nécessaire de minimiser la variabilité spatiale du paramètre analysé : détermination des « stations étalons », contrôle et reconstitution de données manquantes (Champeaux & Tamburini, 1996). L’objectif d’une régionalisation (ou zonage) climatique est d’obtenir un découpage d’un territoire en zones homogènes, à l’intérieur desquelles le comportement climatique est similaire aux paramètres étudiés (Medjrab & Henia, 2005). Les facteurs zonaux et azonaux de la pluviométrie ont fait l’objet d’un grand nombre de recherche, incluses le plus souvent les variables altitude, exposition, site, éloignement de la mer, forme de versants, pente

générale, etc (*Discroix et al., 2001*). Plusieurs méthodes de régionalisation existent, aussi bien quantitatives que qualitatives. Ces méthodes sont basées essentiellement sur l'Analyse en Composantes Principales (ACP), les corrélations et/ou des méthodes de classification.

- **L'Analyse en Composantes Principales ACP**

Est un procédé statistique essentiellement descriptif : son objectif principal est de présenter, d'une manière graphique, le maximum d'information contenue dans une matrice de données. K. Pearson, en 1901, a été le premier chercheur à développer les principes de base de cette méthode. Cependant, l'utilisation de l'ACP est récente. Actuellement, l'ACP a beaucoup d'applications (*Joina et al., 1997 ; Wotling et al., 2000*) elle permet surtout de mettre en évidence les variables redondantes et donc de ne retenir que les plus importantes. Et cela afin de sélectionner les caractéristiques (variables hydrologiques) qui sont employées dans une analyse régionale, mais aussi pour vérifier, de manière quantitative, la corrélation entre les différentes caractéristiques physiographiques employées dans l'étude. Elle est utilisée même pour former des groupes de variables qui suivent un même type de comportement. De façon plus précise, l'ACP permet de connaître la structure des variables associées entre elles et ayant la même direction ou les groupes que l'on peut former avec elles. (*Gutierrez, 2003*).

La matrice de données est formée par des lignes, qui correspondent aux sites de mesure (stations) et des colonnes, qui contiennent les caractéristiques ou variables de mesure (précipitations, usage du sol, localisation, couverture végétale, etc.). Ces variables doivent représenter de la meilleure manière possible le phénomène étudié (*Obled, 1979*).

L'analyse en composantes principales est utilisée pour extraire et visualiser les informations importantes contenues dans une table de données multivariées. L'ACP synthétise cette information en seulement quelques nouvelles variables appelées *composantes principales*. Ces nouvelles variables correspondent à une combinaison linéaire des variables originelles. Le nombre de composantes principales est inférieur ou égal au nombre de variables d'origine.

En d'autres termes, l'ACP réduit les dimensions d'une donnée multivariée à deux ou trois composantes principales, qui peuvent être visualisées graphiquement, en perdant le moins possible d'information.

La principale limite de l'ACP est la difficulté à interpréter les axes factoriels, à cet effet nous avons souvent recours à un outil supplémentaire qui est la rotation des axes (rotation Varimax). Ainsi, la rotation des axes (en préservant leur orthogonalité) permet de maximiser la variance des corrélations afin de faciliter leur interprétation (*Kaiser, 1958 ; Dyer, 1975 ; Richman, 1986*).

5.2. Variabilité Pluviométriques

5.2.1. Détection des ruptures dans les séries pluviométriques

5.2.1.1. Etude de la tendance des séries interannuelles pluviométriques

Les résultats des deux tests (Pettitt et Mann Kendall) appliqués aux séries interannuelles pluviométriques sont consignés dans le tableau 5.3 et figure 5.26 en annexe 2.

Tableau 5.3 Tests statistiques appliqués sur les séries de totaux pluviométriques annuels.

BV	Station	Test de Mann-Kendall			Test de Pettitt		
		$u(\hat{t})$	Seuil de signification	Valeurs de Kn	Prob (Kn)	Rupture la plus significative	Déficit (%)
Haut Cheliff	Ain Defla	-1,7	-1,96	225	0.0365	1980	22
	El Khemis ANRH	1,09	-1,96	181	0.149	1980	17,39
	El Touaibia	-0,1	-1,96	224	0.0378	1979	29,2
	Arib Cheliff	-0,1	-1,96	224	0.0378	1979	29,4
	Zoubiria Mongorno	0,18	1,96	168	0.2145	*	*
	Boughezoul	0,75	1,96	188	0.2221	*	*
	Médéa Secteur	0,18	1,96	168	0.2145	*	*
	Bordj El Amir AEK	1,18	-1,96	116	0.6898	*	*
	Elanneb	-1,4	-1,96	124	0.5926	*	*
	Theniet El Had	1,01	-1,96	110	0.7679	*	*
	Rouina Mairie	0,99	-1,96	203	0.0768	1986	16,85
Moyen Cheliff	Souk El Had	0,75	1,96	188	0.2221	*	*
	Ouled Fares	0,79	-1,96	207	0.0674	1980	24,16
	Asnam (Chelf) Ebda	1,05	-1,96	221	0.0419	1980	26,42
	El Abadia	1,42	-1,96	223	0.0391	1986	21,48
	Tikezal	0,68	-1,96	179	0.1586	1986	15,95
	Ponteba Bge	0,96	-1,96	179	0.1586	1986	16,79
	Benairia	1,03	-1,96	205	0.072	1986	17,19
	Fodda Bge	-0,1	-1,96	224	0.0378	1979	29,2

* : Pas de rupture

Les résultats du test de Pettitt montrent que 65% des ruptures sont détectées dans les trois années suivantes ; en 1979 (représentant 12% des ruptures globales), en 1980 (24%) et en 1986 (29%). En effet, ces années constituent les points de ruptures de changements du régime pluviométrique dans l'ensemble du bassin du Haut et Moyen Chélif. Sauf les sept stations : Medea Secteur, Zoubiria Mongorno, Boughezoul, Bordj El Amir Abdel Kader, El Anneb, Theniet El Had et Souk El Had qui présentent une stabilité des moyennes dans leurs séries chronologiques.

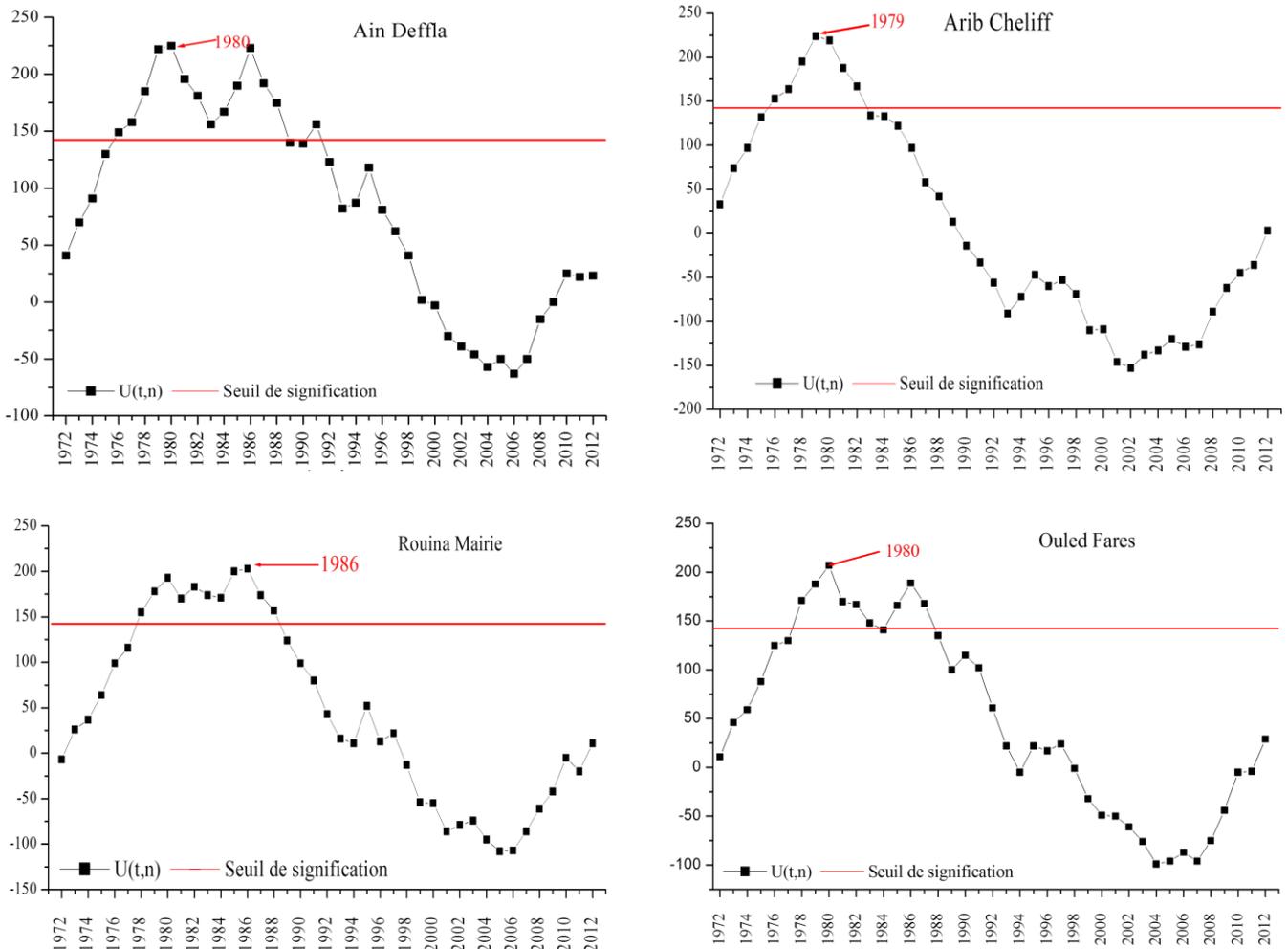


Figure. 5.1. Etude de la tendance des totaux pluviométriques annuels des stations : Ain Deffla, Arib Cheliff, Rouina Mairie et Ouled Fares par le test de Pettitt. Période d'étude (1972-2013).

Selon *Taibi (2011)*, l'influence de l'obstacle orographique différencie certaines stations du Haut Cheliff qui ne présentent pas de rupture du fait qu'elles soient bien exposées aux précipitations (pas d'obstacle orographique). Tandis que d'autres stations situées dans le Cheliff indiquent une rupture très significative et une forte tendance à la baisse soit, à cause du relief qui les entoure ainsi que la direction des précipitations, soit, qu'elles sont piégées entre le Dahra et les monts de Beni Chougrane qui font écran aux nuages provenant du Nord-Ouest du Cheliff.

Nous pouvons constater que sept stations sur dix-neuf présentent une régularité du régime pluviométrique. Les autres stations enregistrent une baisse significative des précipitations avec un déficit pluviométrique qui varie entre 16% et 29%. Cette baisse atteint sa valeur maximale (29%) au niveau des stations : El Touaibia et Arib Cheliff.

En revanche, les résultats du test de Mann-Kendall montrent que toutes les stations retenues n'ont pas connu de rupture dans les séries pluviométriques et cela indique une certaine homogénéité et une régularité des données pluviométriques de la série.

Dans son travail sur le bassin de Chellif utilisant les tests à l'aide du code de calcul KHRONOSTATS; *Amrani (2011)* montre que la majorité des stations pluviométriques couvrant le bassin du Chélif présentent un changement dans leur régime pluviométrique

principalement dans les années 1979 et 1980, en revanche, quelques sous-bassins dans la partie Nord-Est du bassin montrent une stationnarité dans leurs régimes pluviométrique.

Zekouda (2015) a étudié la variabilité climatique dans le bassin du Haut et Moyen Cheliff, les tests de Pettit et Buischand utilisés, ont montré des ruptures, au début des années quatre-vingt, qui sont accompagnées d'une tendance à la baisse de la pluviométrie atteignant 27% dans la station de Média secteur et une diminution dépassant 18% dans la station du barrage Fodda.

D'après *Elmeddahi (2016)*, les précipitations sont très irrégulières au niveau inter- annuel dans le bassin versant du Moyen Cheliff. Les diminutions des précipitations en moyennes annuelles apparaissent à partir de l'année 1980. Par conséquent, dans le bassin du Cheliff, les années 1979, 1978 et 1980 sont identifiées comme étant celles de ruptures les plus dominantes.

5.2.1.2. Etude de la tendance des séries pluviométriques intera-annuelles

La variation climatique annuelle est le reflet du comportement saisonnier et mensuel de la pluie. La caractérisation d'éventuelles fluctuations des précipitations saisonnières et mensuelles s'avère nécessaire.

Pour connaître les saisons influençant la variation annuelle du régime pluviométrique sur notre région d'étude, nous avons appliqué le test de Pettitt pour chaque saison de l'année et pour tous les totaux pluviométriques des douze stations concernées.

Dans l'ensemble, l'application du test de Pettitt révèle des ruptures peu significatives au niveau de 10 stations sur 12. La détection de rupture s'est bornée aux trois saisons : l'hiver, le printemps et l'été. Les déficits enregistrés après la rupture sont compris entre -23 % et -28 % pour l'hiver et entre 35% et 40% pour le printemps et entre 45 % et 66 % pour l'été (Tableau 5.4). Les dates de rupture se situent généralement après 1979, avec une majorité entre 1980 et 1986 conformément aux dates décelées précédemment.

Tableau. 5.4 Test de Pettitt appliqué sur les séries de totaux pluviométriques saisonniers. Période d'étude (1972/1973 - 2012/2013).

	Prob(Kn)	Valeur de Kn	La rupture la plus significative		Avant Rupture (mm)	Après Rupture (mm)	Déficit (%)
Ain Deffla							
Automne	0,58	125,00	*	*	*	*	*
Hiver	0,49	133,00	*	*	*	*	*
Printemps	0,20	171,00	1980	Rupture peu significative	182,71	117,74	35,56
Eté	1,22	79,00	*	*	*	*	*
El Khemis ANRH							
Automne	0,69	116,00	*	*	*	*	*
Hiver	0,79	108,00	*	*	*	*	*
Printemps	0,16	178,00	1980	rupture peu significative	168,99	107,99	36,10
Eté	0,12	188,00	1991	rupture peu significative	24,57	13,35	45,67
El Touaibia							
Automne	0,37	146,00	*	*	*	*	*
Hiver	0,22	172,00	*	*	*	*	*
Printemps	0,14	183,00	1980	rupture peu significative	134,92	83,84	37,86
Eté	0,34	150,00	*	*	*	*	*

	Prob(Kn)	Valeur de Kn	La rupture la plus significative		Avant Rupture (mm)	Après Rupture (mm)	Déficit (%)
Arib Cheliff							
Automne	0,42	141,00	*	*	*	*	*
Hiver	0,24	164,00	*	*	*	*	*
Printemps	0,13	187,00	1980	rupture peu significative	182,87	108,83	40,49
Eté	0,06	212,00	1996	rupture peu significative	19,03	6,45	66,11
Rouina Mairie							
Automne	0,92	99,00	*	*	*	*	*
Hiver	0,36	147,00	*	*	*	*	*
Printemps	0,15	181,00	1980	rupture peu significative	143,42	92,26	35,67
Eté	0,98	95,00	*	*	*	*	*
Ouled Fares							
Automne	1,04	91,00	*	*	*	*	*
Hiver	0,13	187,00	1986	rupture peu significative	162,66	126,74	22,08
Printemps	0,51	131,00	*	*	*	*	*
Eté	0,48	134,00	*	*	*	*	*
Asnam (Chelf)DDA							
Automne	0,57	126,00	*	*	*	*	*
Hiver	0,18	175,00	1986	rupture peu significative	165,72	124,36	24,96
Printemps	0,23	165,00	*	*	*	*	*
Eté	0,47	135,00	*	*	*	*	*
El Abadia							
Automne	0,65	119,00	*	*	*	*	*
Hiver	0,35	148,00	*	*	*	*	*
Printemps	0,24	163,00	*	*	*	*	*
Eté	0,13	187,00	1986	rupture peu significative	19,42	8,56	55,92
Tikezal							
Automne	0,51	131,00	*	*	*	*	*
Hiver	0,48	134,00	*	*	*	*	*
Printemps	0,27	159,00	*	*	*	*	*
Eté	0,65	119,00	*	*	*	*	*
Ponteba Bge							
Automne	0,51	131,00	*	*	*	*	*
Hiver	0,13	185,00	1986	rupture peu significative	205,50	150,65	26,69
Printemps	0,28	157,00	*	*	*	*	*
Eté	0,48	134,00	*	*	*	*	*
Benairia							
Automne	0,82	106,00	*	*	*	*	*
Hiver	0,31	153,00	*	*	*	*	*
Printemps	0,34	149,00	*	*	*	*	*
Eté	0,62	122,00	*	*	*	*	*
Fodda Bge							
Automne	0,23	165,00	*	*	*	*	*
Hiver	0,48	134,00	*	*	*	*	*
Printemps	0,15	182,00	1979	rupture peu significative	157,07	96,52	38,55
Eté	0,27	159,00	*	*	*	*	*

*: Pas de rupture

Afin de diagnostiquer la variabilité pluviométrique à l'échelle mensuelle nous avons appliqué le même test (Pettitt) décrit précédemment pour chaque mois des saisons touchées par la rupture. Les analyses des résultats obtenus se feront suivant un regroupement en mois (Tableau 5.5.).

Tableau 5.5. Les déficits pluviométriques en (%) dans les différentes stations étudiées.

	Hiver			Printemps			Eté		
	Décembre	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août
Ain Deffla	--	--	--	31,15	39,93	40,61	--	--	--
El Khemis ANRH	--	--	--	30,77	41,91	29,48	60,01	67,71	13,26
El Touaibia	--	--	--	46,58	43,52	30,33	--	--	--
Arib Cheliff	--	--	--	45,13	46,97	31,18	74,32	98,16	49,06
Rouina Mairie	--	--	--	44,39	41,9	22,89	--	--	--
Ouled Fares	38,65	31,32	35,09	--	--	--	--	--	--
Asnam (Chelf)Ebda	24,95	16,7	33,83	--	--	--	--	--	--
El Abadia	--	--	--	--	--	--	78,86	44,44	5,97
Ponteba Bge	22,85	18,07	40,56	--	--	--	--	--	--
Fodda Bge	--	--	--	37,21	47,71	25,05	--	--	--

Période Septembre-Novembre

Pour l'ensemble des postes traités, la saison automnale est la période au cours de laquelle les séries ne sont pas touchées par des ruptures.

Période Décembre-Février

Sur les dix stations seules les trois stations : Ouled Fares, Asnam Ebda et Ponteba Bge ont connu une rupture de stationnarité dans les séries chronologiques. Le déficit pluviométrique le plus important enregistré est de 40,56% au mois de février pour la station de Ponteba Bge et de 38,65 % au mois de décembre pour la station d'Ouled Fares (Tableau 5.5).

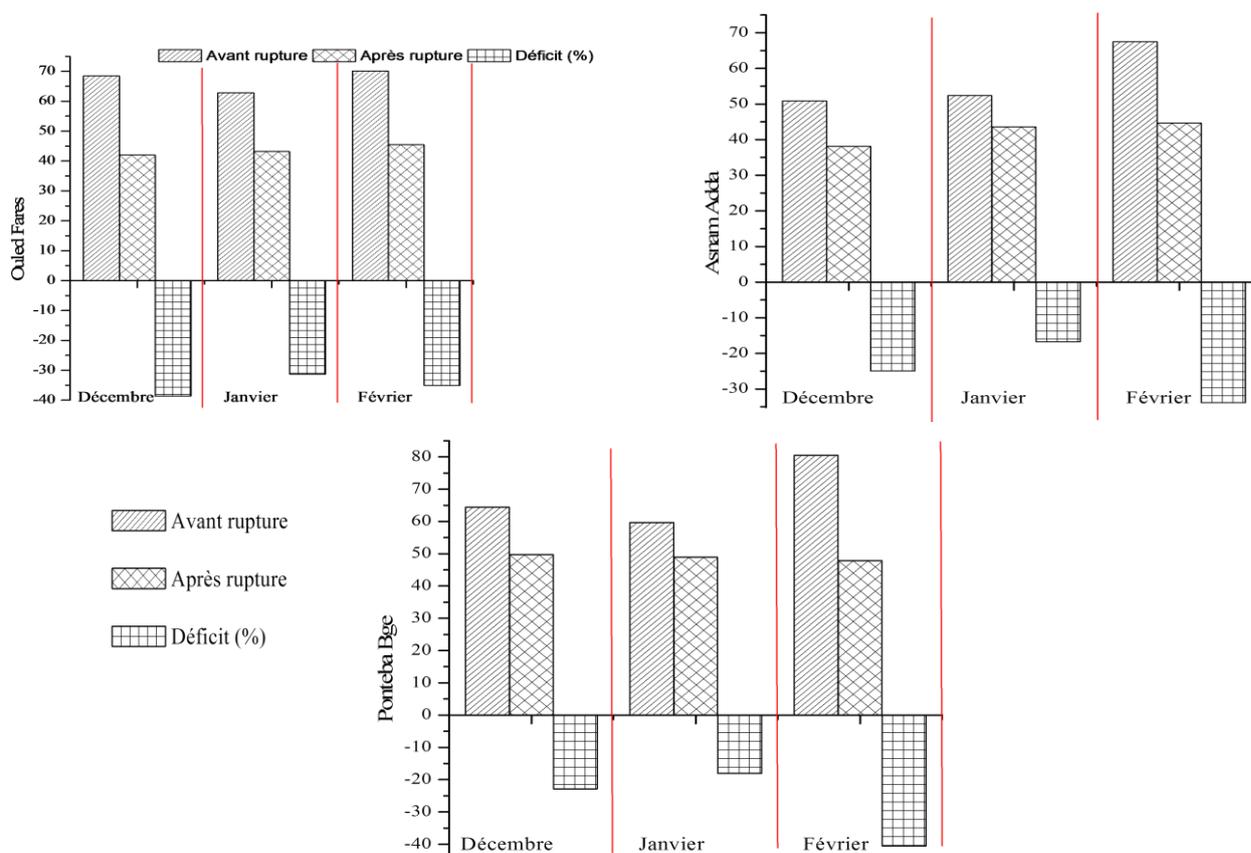


Figure. 5.2. Déficits et variations des moyennes des répartitions pluviométriques à l'échelle hivernale avant et après rupture.

Période Mars-Avril

L'application du test de Pettitt révèle des ruptures au niveau de six stations sur dix, dont les dates de rupture sont diversement distribuées pour chacun des trois mois. Pour le mois de mars, les dates de rupture sont situées entre 1979 et 1991, alors que celles du mois d'avril se situent en 1980. En mai en revanche, les dates de rupture se situent entre 1984 et 1994. Dans l'ensemble, les déficits enregistrés après ruptures varient entre 40,61% au mois de mai pour la station d'Ain Deffla et 47,71% au mois d'avril pour la station de Fodda Bge (Tableau 5.5; Figure.5.3).

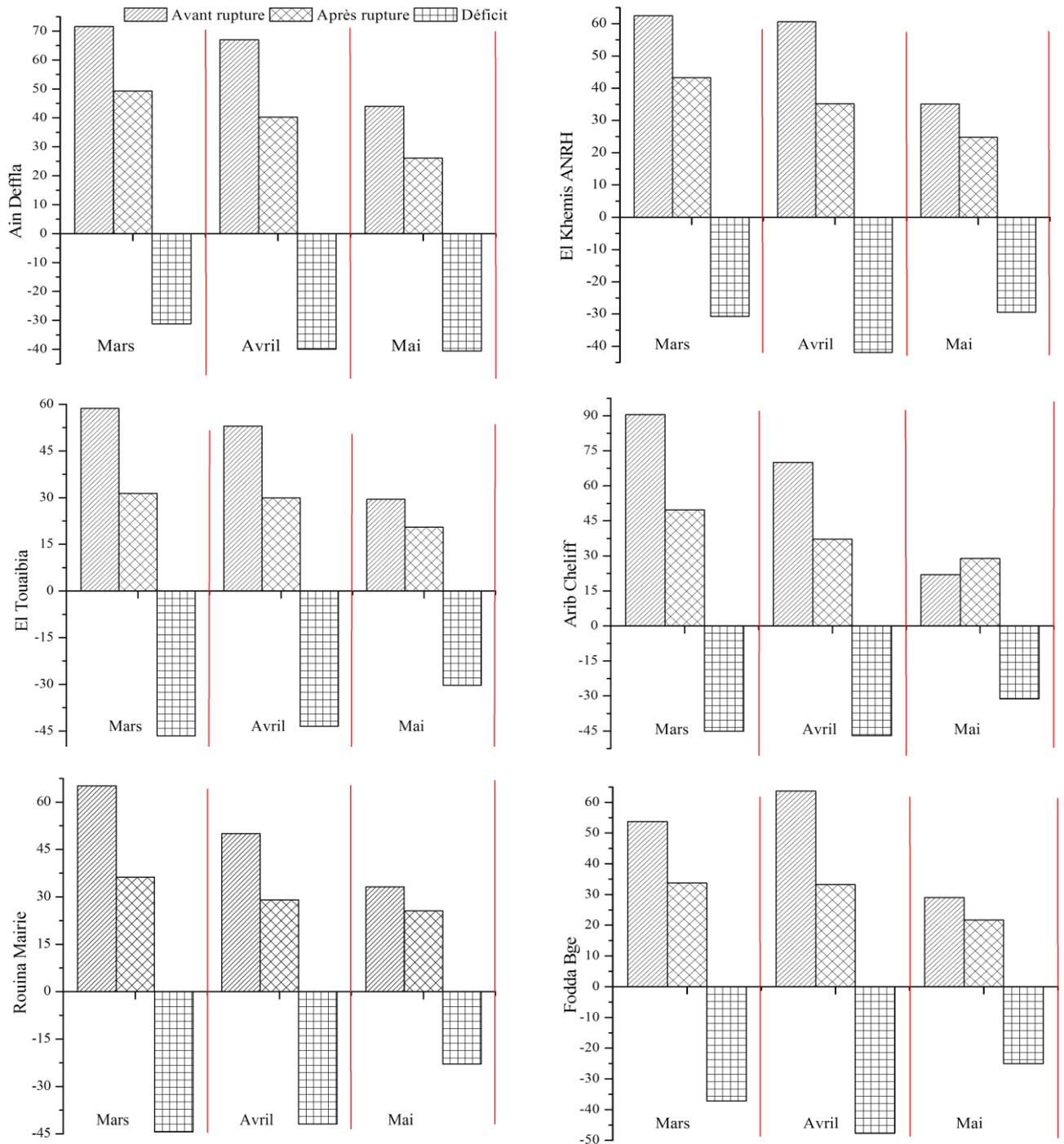


Figure.5.3. Déficits et variations des moyennes des répartitions pluviométriques au printemps avant et après rupture.

Période Juin-Août

La saison estivale est la période la plus sèche sur l'ensemble des stations, Juillet, Août et Juin sont dans l'ordre, les mois les plus secs de l'année. Les précipitations enregistrées au cours de cette période sont de 3,87 % du total annuel.

Le test de Pettitt révèle des ruptures au niveau de trois stations sur dix ; Khemis ANRH, Arib Cheliff et El Abadia. Les années de rupture sont majoritairement situées entre 1989 et 1995. Le déficit pluviométrique le plus important enregistré est de 98 % au mois de juillet pour la station d'Arib Cheliff et de 78,86% au mois de juin pour la station d'El Abadia (Tableau 5.5).

5.2.2. Étude de l'évolution pluviométrique

Les données de précipitations annuelles de dix-neuf stations que nous avons pu rassembler dans le cadre de cette étude, montrent que l'ensemble du bassin versant du Haut et du Moyen Cheliff a été marqué par une grande variabilité interannuelle et des fluctuations remarquables. L'application de la méthode de lissage (moyenne mobile à sept (7) ans) sur les séries chronologiques de la région d'étude a conduit aux résultats présentés à la Figure 5.4 (le reste des figures sont configuré en annexe figure 5.27)

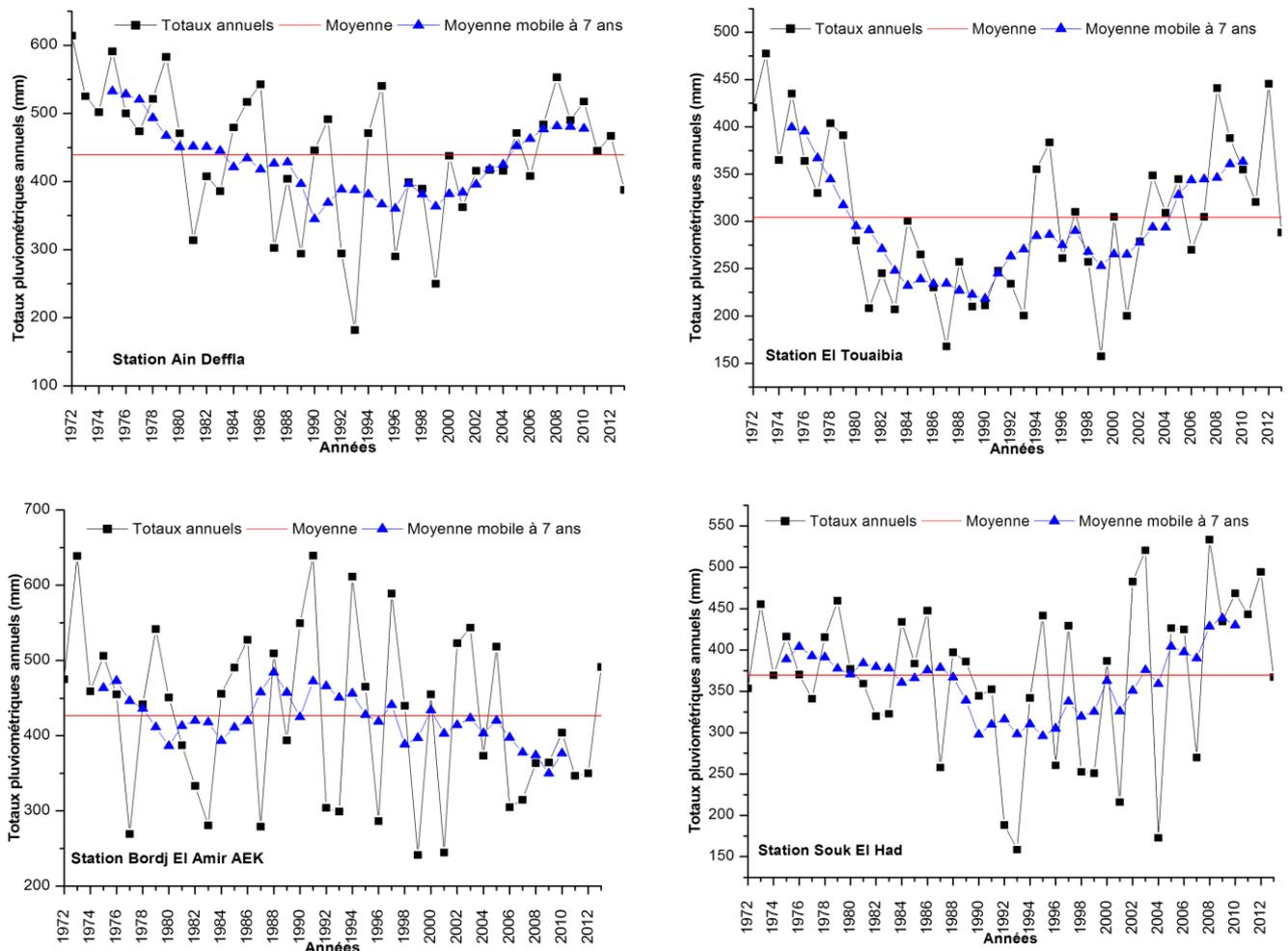


Figure 5.4. Courbes représentatives de la moyenne mobile des précipitations des stations : Ain Defla; El Touaibia, Bordj El Amir AEK et Souk El Had

Pour l'ensemble des stations étudiées, les courbes présentent une évolution semblable caractérisée par la succession des périodes humides et sèches. Sur la période 1979/1980-2005/2006, retenue comme période commune pour quatorze postes étudiés, le bassin du Haut et Moyen Cheliff enregistre un déficit pluviométrique très marqué couvrant la fin des années soixante-dix, la décennie quatre-vingt et la décennie quatre-vingt-dix.

La sécheresse persiste jusqu'à 2006 si ce n'est pas jusqu'à nos jours pour les stations de Bordj El Amir Abdel Kader, El Anneb et Theniet El Had.

L'évolution chronologique des totaux pluviométriques annuels aux stations étudiées sur la période 1972/1973-2012/2013, montre deux tendances distinctes. Une première tendance à la hausse couvrant la période 1972/1973-1979/1980 et une deuxième longue tendance à la baisse, qui s'est installée dès la fin des années soixante-dix et se prolonge jusqu'à 2005-2006, hormis l'année 1995 qui est excédentaire, notamment pour les cinq stations Rouina Mairie, El Abadia, Tikezal, Ponteba Bge et Benairia. La période 2006-2012 marque un retour timide des précipitations pour les onze stations.

A l'exception de six stations Zoubiria Mongorno, Boughezoul, Bordj El Amir Abdel Kader, El Anneb, Theniet El Had et Souk El Had, au niveau desquelles l'évolution chronologique des précipitations présente également une grande variabilité interannuelle, les fluctuations autour de la moyenne sont importantes de sorte que nous n'avons pas pu déceler des périodes de tendance bien remarquables. D'une manière générale, nous avons décelé une régularité du régime pluviométrique dans la période de 1972/1973 à 1987/1988 pour Zoubiria Mongorno, Boughezoul et Souk El Had, et de 1972/1973 à 2005/2006 pour Bordj El Amir Abdel Kader, El Anneb et Theniet El Had.

En outre, une tendance à la baisse pour deux périodes différentes ; durant les années 1988-2006 pour les stations : Zoubiria Mongorno, Boughezoul et Souk El Had, et durant les années 2006-2013 pour les stations : Bordj El Amir Abdel Kader, El Anneb et Theniet El Had.

En général, il est possible de reporter le pourcentage de stations déficitaires (indice pluviométriques négatif) en fonction du temps. La figure 5.5 traduit cette évolution temporelle.

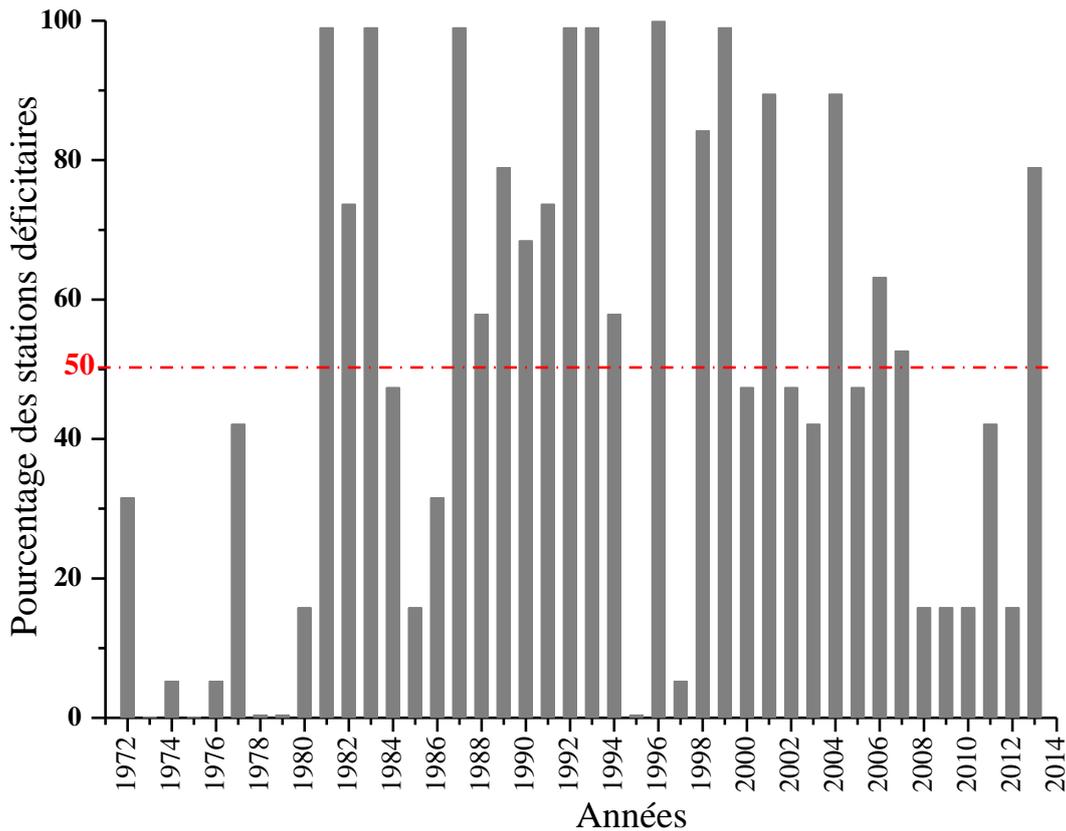


Figure 5.5 Pourcentage de stations déficitaires par rapport à la période d'étude 1972 -2013

La figure montre l'évolution du nombre de poste déficitaires sur l'ensemble du bassin versant du Haut et Moyen Cheliff pour la période allant de 1972 à 2013. Durant la décennie 1970, plus précisément entre 1972 et 1980, le pourcentage des postes déficitaires est inférieur à 50% avec une moyenne de 11%. Au-delà de l'année 1980, une remontée s'amorce pour atteindre rapidement 99% en 1981 (période d'apparition de la sécheresse) et se stabilise entre 1982 et 2004 avec une moyenne de 70% de stations déficitaires. En 2005 et 2012 nous enregistrons une forte diminution du nombre de stations déficitaires avec une moyenne de 33%. En moyenne, la sécheresse semble avoir affectée moins de postes sur la décennie 2000 que sur les deux décennies précédentes.

Cette évolution de la situation au bassin versant du Haut et Moyen Cheliff est conforme à ce qui a été observé dans la plupart des travaux sur le régime des précipitations au Nord-Ouest de l'Algérie, tel que ceux de *Meddi et al.,(2007)*, *Bekkoussa et al.,(2008)*, *Meddi et al.,(2009)*, et au niveau du bassin du Cheliff *Amrani, (2011)*, *Taibi,(2011)*, *Mehaiguene, (2013)*, *Taibi, (2013)*; *Zekouda, (2015)* et *Elmeddahi, (2016)*. Après la décennie 70 des précipitations excédentaires, une période déficitaire s'est installée dès le début des années 1980 et continue jusqu'à la fin des années 2000. Au cours de cette période, quelques années tel que 1985, 1995 et 1997 se sont distinguées comme excédentaires, mais la tendance globale reste à la baisse.

5.3. Caractérisation de la sécheresse dans le Haut et Moyen Cheliff

Après avoir calculé les SPI (standardised precipitation index) pour dix neuf (19) stations représentatives des onze (11) sous-bassins versant , nous pouvons distinguer les années sèches

(déficitaires) des années humides (excédentaires). Une sécheresse sévit lorsque le SPI est consécutivement négatif et que sa valeur atteint une intensité de -1 ou moins et se termine lorsque le SPI devient positif. Aussi, nous avons établie (Tableau 5.2) une classification de la sécheresse suivant les valeurs de SPI.

Nous remarquons que les stations de notre région d'étude présentent un pourcentage des années normales très élevées par rapport aux autres classes (environ 66 %), ensuite vient le pourcentage des années sèches et les années humides avec, respectivement 17.23 % et 16.66%.

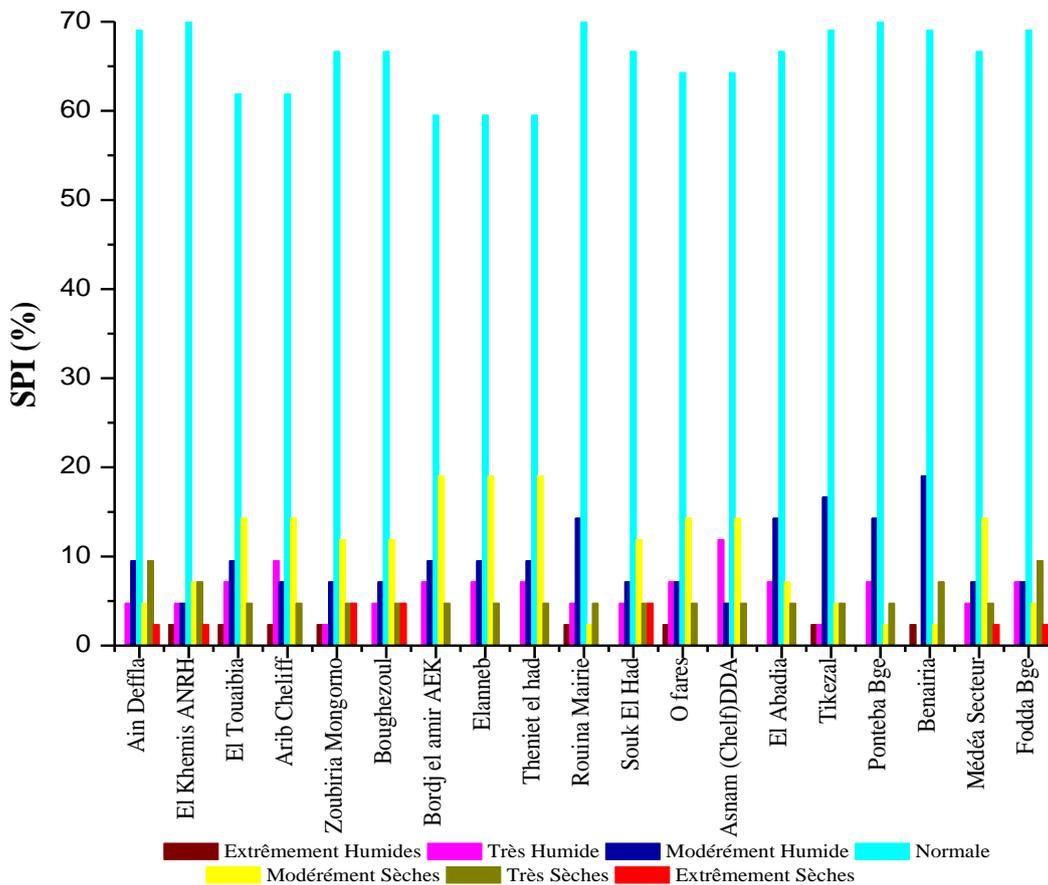


Figure.5.6. Fréquence des valeurs du SPI (%) des stations retenues

Les résultats obtenus ont fait ressortir deux épisodes bien distincts qui constituent une certaine alternance pour l'ensemble du bassin ; un épisode excédentaire (1972/73–1980/81), suivi d'un épisode déficitaire (1981/82–2006/07). Sur toute la période d'observation, des sécheresses les plus sévères ont été révélées en (1989/90, 1992/93, 1993/94 et 1999/00). Les années humides sont mentionnées en (1973/74, 2008/09, 2010/11 et 2012/2013).

La décennie 1981–2001 apparait la plus déficitaire, à l'exception de l'année 1995 qui apparait une année Extrêmement humide. C'est une année exceptionnelle qui présente un pic pour la majorité des stations.

En effet, afin de caractériser la sécheresse météorologique dans notre zone d'étude, et pour mieux visualiser les observations obtenues par l'indice standardisé de précipitation(SPI), nous avons cartographié les résultats obtenus (Figure. 5.7).

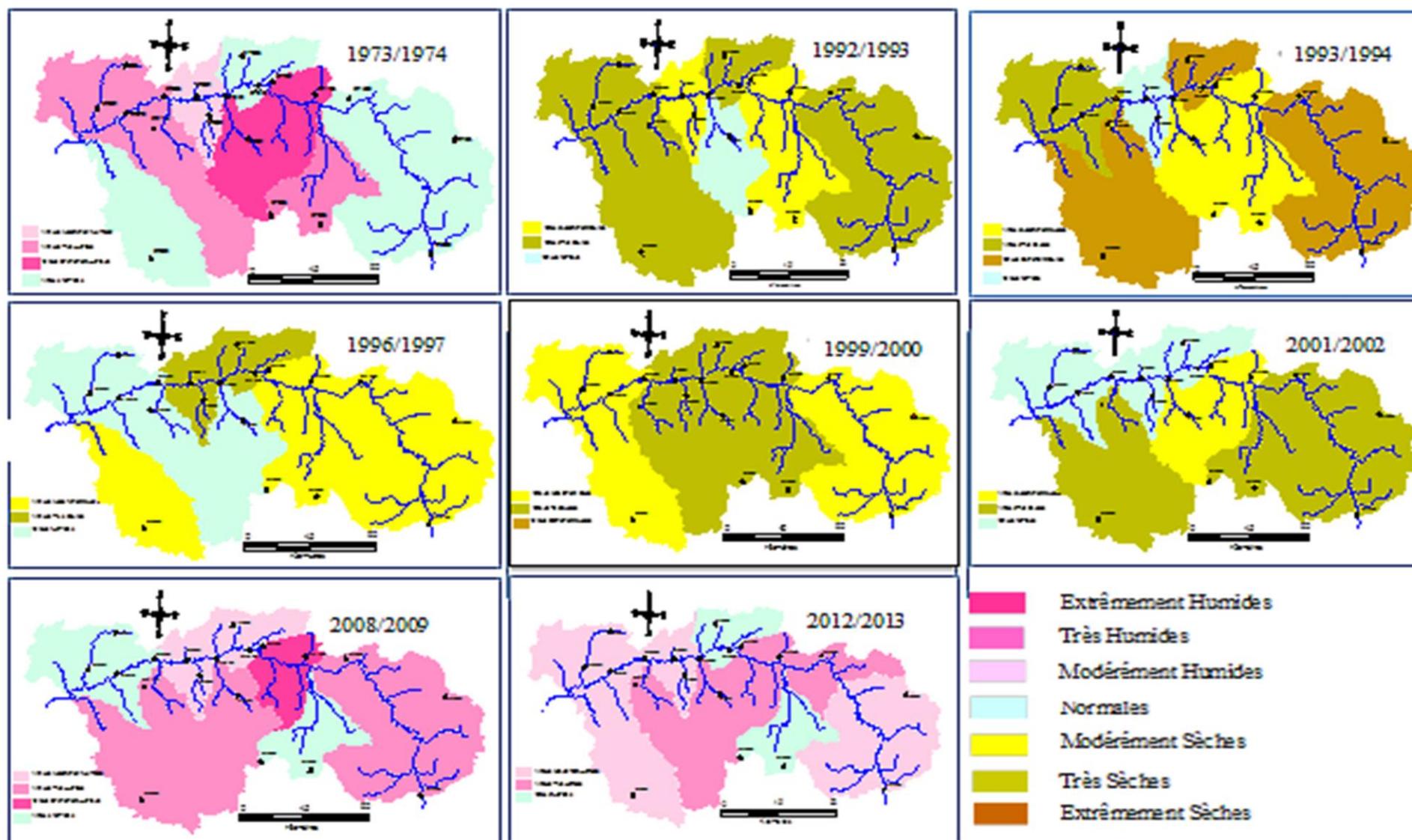


Figure.5.7. Projection des résultats du SPI sur le bassin du Haut et Moyen Cheliff

5.3.1. Régionalisation de la sécheresse

En vue d'étudier la régionalisation de la sécheresse dans le bassin du Haut et Moyen Cheliff, une analyse en composantes principales avec rotation Varimax a été appliquée aux SPI annuels calculés pour la période retenue dans les dix-neuf (19) stations considérées. Ce type de rotation a pour effet de diminuer la généralité de la première composante principale. Elle simplifie la structure de la solution en maximisant la variance des coefficients de corrélation des composantes. Le choix du nombre des composantes a été fixé à 3 en se basant sur le critère d'une valeur propre supérieure ou égale à 1. Notre fichier est donc formé d'une matrice de 19 stations soit 798 valeurs.

Le tableau 5.6 comprend les variances des trois premières composantes, les pourcentages de la variance totale expliquée par chacune des composantes ainsi que les pourcentages cumulés pour les deux cas de la méthode de l'ACP sans et avec rotation.

Les trois premières composantes se sont avérées expliquer plus de 89 % de la variance des SPI annuels sur la période considérée et nous n'avons donc que 11 % de perte d'information.

Tableau 5.6 Variances des premières composantes

		% Total	Cumul	Cumul
Sans rotation				
Composante	Valeur Propre	Variance	Valeur Propre	%
1	12,65	66,60	12,65	66,60
2	2,82	14,83	15,47	81,43
3	1,45	7,67	16,92	89,10
Avec rotation Varimax				
1	8.29	43.60	8.29	43.60
2	5.17	27.30	13.46	70.90
3	3.46	18.20	16,92	89,10

Dans le cas de l'ACP sans rotation, le tableau 5.6 montre que la première composante, à elle seule, explique 66.60 % de la variance totale, ce qui veut dire que le maximum d'information se trouve dans la première composante. Cette dernière manifeste un comportement d'ensemble c'est-à-dire qu'elle traduit un effet de masse. La majorité des stations ont tendance à décrire un ensemble commun qui explique la forte corrélation existant entre la plupart des stations. Quant à la deuxième et la troisième composante, ont tendance à différencier les stations les plus lointaines et elles sont moins informatives.

Par conséquent dans le cas de l'ACP avec rotation Varimax, l'information totale est mieux partagée entre les trois composantes principales retenues. Les contributions de la première, deuxième et troisième composantes à la variance totale sont 43,60 %, 27,30 % et 18,20 %, respectivement.

La première composante explique 43.60 % de la variance totale, elle est la plus importante ; elle fait apparaître un district plus ou moins homogène couvrant la vallée traversée par Oued Cheliff, c'est-à-dire la plaine du Haut Cheliff et la plaine du Moyen Cheliff. C'est la région occupée par les stations situées aux alentours d'Oued Cheliff.

La seconde composante explique 27.30 % de la variance totale, elle est bien corrélée avec quatre stations se trouvant dans le Sud, qui ont presque les mêmes conditions climatiques.

Alors que la troisième composante explique plus de 18% de la variance, elle représente les stations qui se ressemblent entre elles géographiquement et ayant aussi les mêmes conditions climatiques.

En d'autres termes, les observations ponctuelles peuvent se représenter dans l'espace à trois dimensions défini par les trois axes associés à ces trois composantes principales.

De ce fait, les résultats obtenus et l'analyse du graphe de l'extraction des composantes principales laissent apparaître une régionalisation à l'intérieur de notre zone d'étude où les stations s'organisent en trois régions (Figure 5.8)

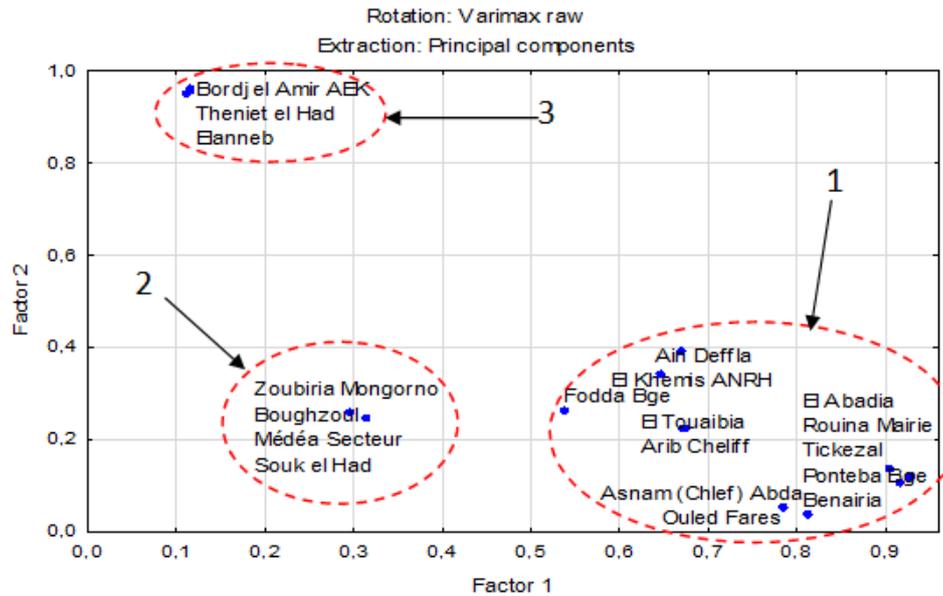


Figure 5. 8. Présentation des régions par l'extraction des composantes principales

La projection des résultats du graphe de corrélation sur notre zone d'étude nous permet d'obtenir (Figure 5.9), la carte de régionalisation des SPI.



Figure 5.9 Régionalisation des SPI sur le bassin du Haut et Moyen Cheliff

L'analyse des individus années peut, aussi, nous informer sur l'évolution chronologique de la sécheresse sur l'ensemble du bassin versant, en permettant la mise en évidence l'alternance des années humides et des années sèches. Le plan factoriel permet de produire une courbe de tendance avec les valeurs cumulées des scores sur les deux composantes principales (ou axes), CP1et CP2.

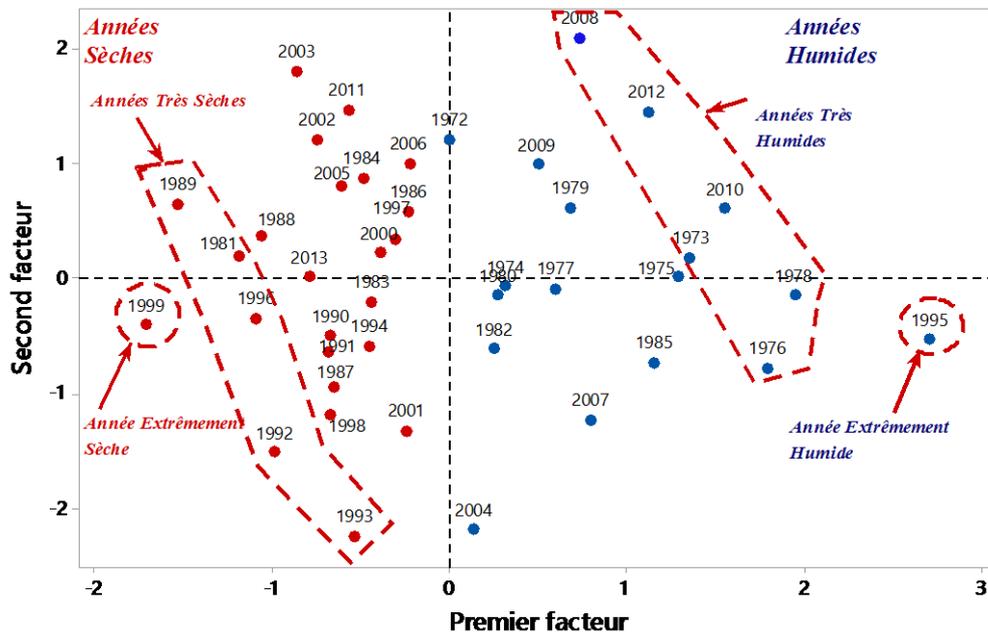


Figure 5.10 .Présentation des individus sur le plan factoriel (CP1 et CP2)

Le plan factoriel (Figure 5.10) présente un regroupement de deux régions caractérisées par leur variabilité temporelle :

Région I : regroupe les années humides, indiquant que l'année 1995 a été extrêmement humide tandis que les années 1978, 2010 et 2012 ont été très humides sur l'ensemble du bassin.

Région II : regroupe les années sèches, où 1989, 1992 et 1993 sont les plus sèches sur l'ensemble du bassin.

Il est à constater que les deux années 1995 et 1999 sont opposées par rapport à l'axe C2, ces deux années sont également opposées en caractéristiques, l'année 1999 est l'année totalement sèche et l'année 1995 est l'année exceptionnelle humide pour tous le bassin.

Ces anomalies peuvent être illustrées d'une autre façon en prenant les valeurs de la première composante qui exprime une variance maximale (Figure 5.11). Ainsi, l'évolution des valeurs de CP1 entre les années 1972/73-2012/13 décrit bien la variabilité chronologique enregistrée dans le bassin versant et montre que les années excédentaires dans cette série sont les années 1976, 1978, 1995, 2010 et 2012. Elle comprend également les années 1989, 1992, 1993 et 1999 qui ont été, vraiment, déficitaires.

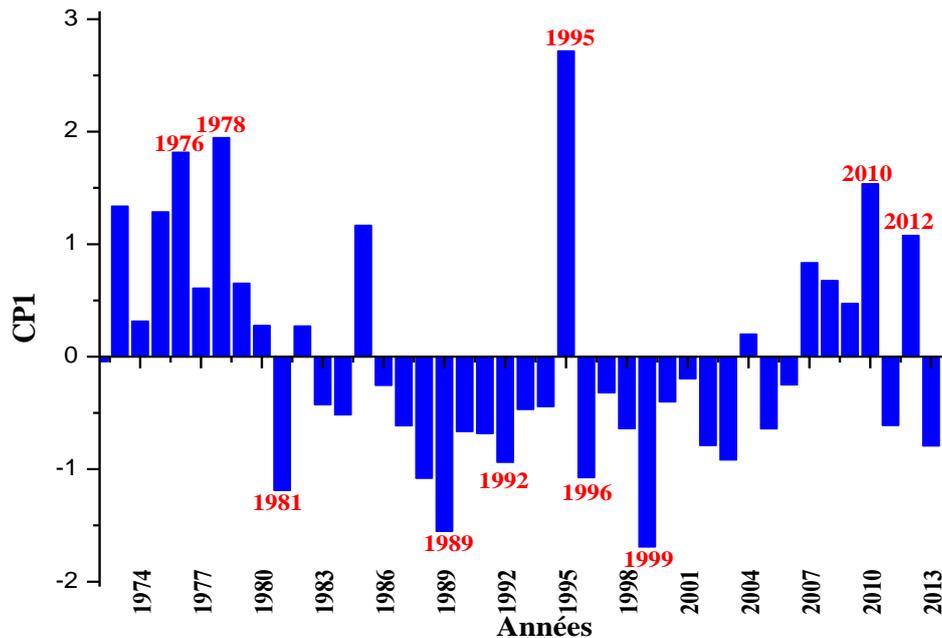


Figure 5.11. Variabilité temporelle de la première composante principale

Finalement, nous pouvons conclure que les résultats obtenus par la méthode d'analyse en composantes principales ACP confirment ceux obtenus par la méthode des SPI.

Etant donné que la sécheresse s'intensifie allant du nord vers le sud, la figure 5.9 de la régionalisation des SPI sur la zone d'étude indique que la sécheresse touche beaucoup plus le sud ; la région 2 puis la région 3, en revanche le nord ; représenté par la vallée du Cheliff (les plaines du Haut et Moyen Cheliff) est moins touché par la sécheresse.

5.4. Variabilité Hydrométrique

L'utilisation courante du débit moyen pour exprimer la quantité moyenne d'eau écoulee par un cours d'eau pendant une période donnée, cache souvent la variabilité temporelle de l'écoulement par suite du caractère aléatoire de la variable d'entrée (précipitations). La connaissance de l'étendue de ces variations s'avère donc importante, pour mettre en œuvre de façon économique et sûr, des projets d'aménagements des eaux. Car autant le débit moyen interannuel permet d'évaluer la ressource potentielle, autant la connaissance des variations interannuelles et saisonnières permet d'estimer les défaillances qui peuvent survenir dans les conditions naturelles et d'évaluer les volumes de réserves nécessaires pour les réduire (Honore, 1989).

5.4.1. Détection des ruptures dans les séries interannuelles hydrométriques

Comme pour les précipitations, les séries de débits moyens annuels sont soumises aux mêmes tests présentés auparavant sur la base de cinq stations hydrométriques pour deux périodes d'étude 40 ans et 30 ans. A un seuil de signification de 5%, les résultats d'application des tests de Pettitt et Mann-Kendall sont illustrés dans le tableau 5.7.

Tableau. 5.7. Tests statistiques appliqués sur les séries de débits moyens annuels.

Station	Test de Mann-Kendall			Test de Pettitt		
	u(t')	Seuil de signification	Début de la dernière tendance	Valeur de Kn	Prob(Kn)	La rupture la plus significative
Haut Cheliff				1973 - 2013		
El Ababessa	-3,64	-1,96	1984	288	0,001	1986
Arib Cheliff	-3,52	-1,96	1981	276	0,001	1986
Moyen Cheliff				1983 - 2013		
Tikezal	-0,52	-1,96	Pas de Tendance significative	68	0,739	*
Ponteba Défluent	-0,3	-1,96	Pas de Tendance significative	90	0,35	*
Larbaa O Fares	2,34	1,96	1993	173	0,003	1993

Les résultats des tests appliqués montrent que les séries de débit moyen annuel de trois stations sur les cinq analysées présentent une rupture. Cette rupture très significative a été identifiée par le test de Pettitt dont les dates détectées sont essentiellement en 1986 pour les stations d'Al Ababessa et d'Arib Cheliff. Cependant, une rupture a été identifiée en 1993 à Larbaa Ouled Fares (tableau 5.7 et figure 5.12)

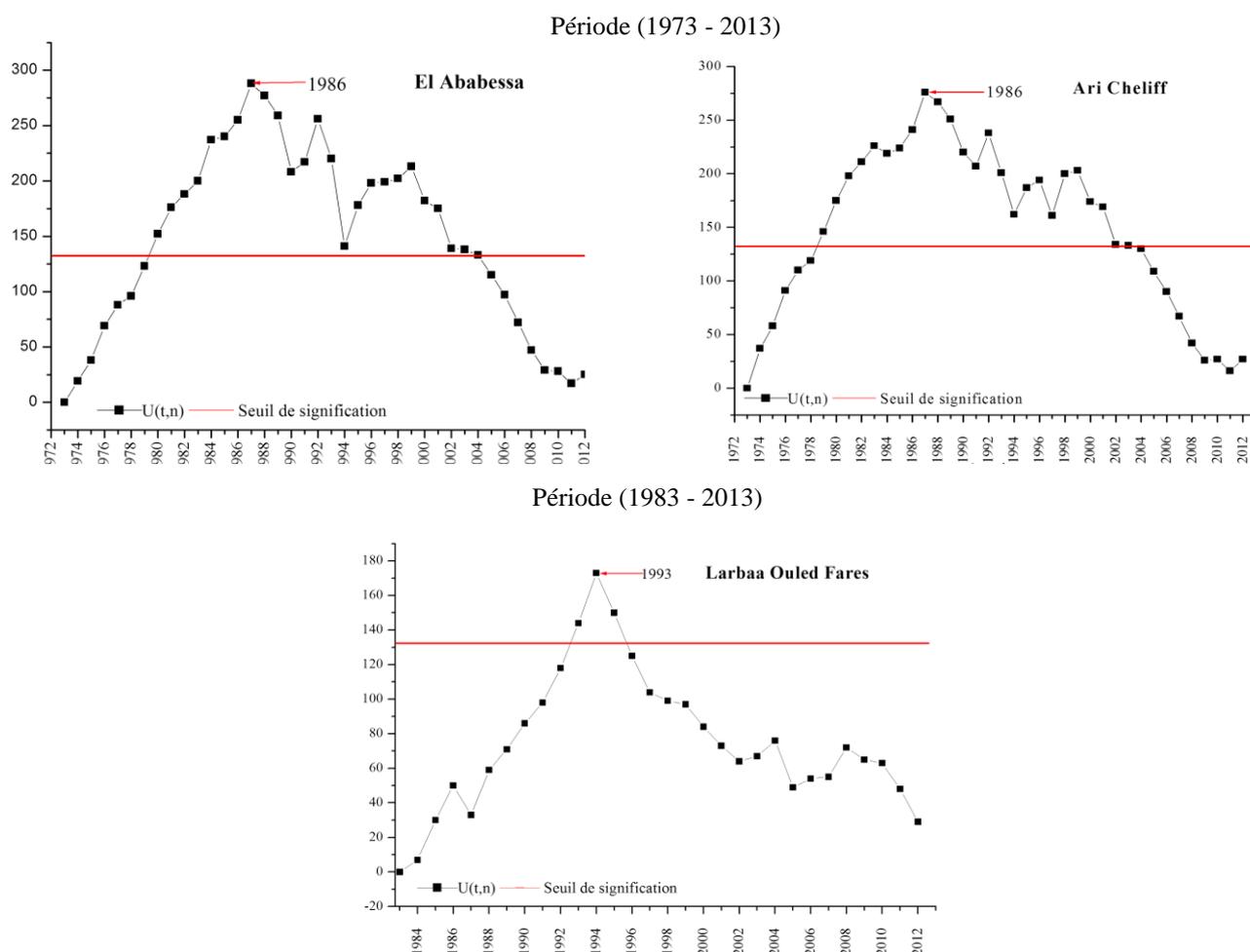


Figure. 5.12. Etude de la tendance des modules annuels des stations : El Ababessa, Arib Cheliff et Larbaa Ouled Fares par le test de Pettitt.

Le test de Mann-Kendall, décèle également une tendance très significative pour les trois stations citées précédemment. Sur la période allant de 1973 à 2013, une tendance à la baisse a été observée pour El Ababessa et Arrib Cheliff située respectivement en 1981 et 1984, en revanche, durant la période d'étude 1983 - 2013 Larbaa Ouled Fares a connu une tendance à la hausse en 1993.

Les deux stations : Tickezal et Ponteba Défluent ne présentent aucune tendance et rupture dans leurs séries chronologiques par les deux tests appliqués.

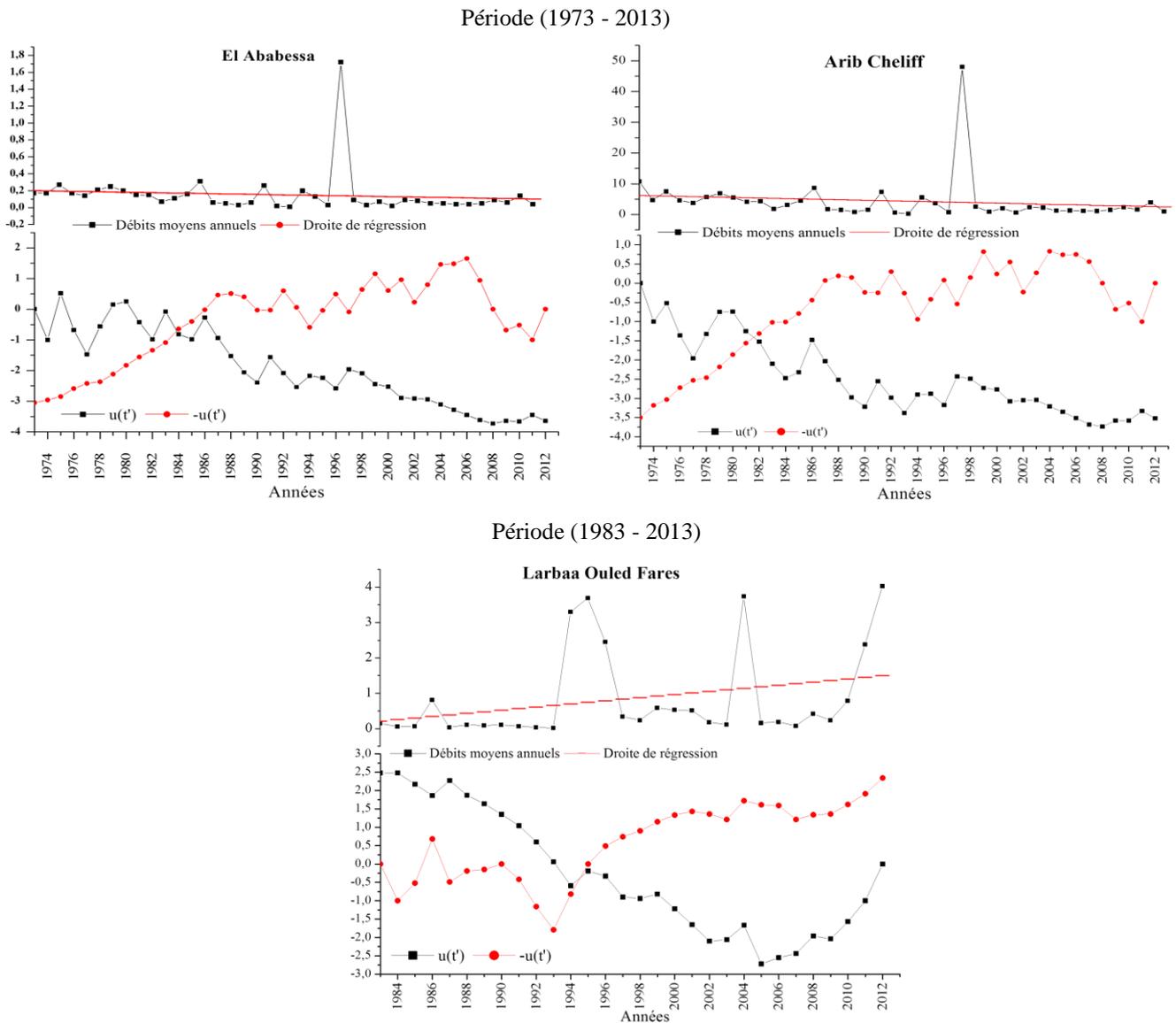


Figure. 5.13. Etude de la tendance des modules annuels des stations : El Ababessa, Arrib Cheliff et Larbaa Ouled Fares par le test de Mann-Kendall

Nous noterons que la station de Larbaa Ouled Fares présente un accroissement de débit après la rupture qui atteint 192,86%, alors que les deux autres (El Ababessa et Arrib Cheliff) sont déficitaires. Les déficits sont en moyenne plus importants (tableau 5.8) qui fluctuent entre 52,94% (station d'El Ababessa) et 60,67% (station d'Arrib Cheliff).

Tableau. 5.8. Déficit hydrométrique des stations étudiées.

	Année de rupture	Période d'étude	Avant rupture (mm)	Avant rupture (mm)	Déficit (%)
El Ababessa	1984 - 1985	1973 - 2013	0,17	0,08	-52,94
Arib Cheliff	1981- 1982		5,95	2,34	-60,67
Larbaa O Fares	1993 - 1994	1983 - 2013	0,14	0,41	+192,86

Afin de mieux comprendre le comportement de l'écoulement dans le bassin versant du Haut et Moyen Cheliff, et caractériser les variations de ses régimes hydrologiques, nous avons opté au moyen de variables hydrologiques fondées exclusivement sur le calcul des coefficients d'écoulement annuels, saisonniers et mensuels. Les séries obtenues ensuite sont soumises à deux tests (tests de Mann-Kendall et de Pettitt) qui permettent de caractériser la variabilité et la détection de tendance et de rupture

L'application de la méthode des coefficients d'écoulement aux bassins versants permet une meilleure comparaison des données de bassins de différentes tailles d'une part, et d'éliminer l'influence de la taille des bassins versants sur l'écoulement.

5.4.2. Estimation des coefficients d'écoulement mensuels, saisonniers et annuels

Le régime hydrologique est la réponse d'un bassin-versant aux facteurs physiques stables et aux aléas climatiques et aux facteurs anthropiques (Sow, 2007 ; Faye, 2013). L'étude du régime hydrologique est faite à partir du coefficient mensuel de débit (CMD) qui est le rapport entre le débit moyen mensuel et le module de la période considérée.

Le CMD permet de définir les périodes de hautes eaux et les périodes de basses eaux. Selon la classification de Pardé,(1968), un CMD supérieur ou égal 1 correspond à une période de hautes eaux et un CMD inférieur à 1 est assimilé à une période de basses eaux.

A l'échelle pluriannuelle, les coefficients d'écoulement (ou indices d'écoulement interannuel, IEI), donnés par le rapport entre le débit moyen de l'année (ou de la saison) et le débit moyen interannuel de la série

A l'échelle saisonnière, les coefficients d'écoulement (ou indices d'écoulement saisonniers, IES) sont déterminés par le rapport entre le débit moyen de la période de hautes eaux et le débit moyen annuel.

Avec les séries de coefficients ou des indices d'écoulement mensuels (CMD), saisonniers (IES) et interannuels (IEI), une batterie de tests est utilisée pour détecter d'éventuels changements au seuil de signification 5%. L'étude de la variabilité de ces coefficients sera menée sur la base des trois stations hydrométriques qui ont été touchées à l'échelle interannuelle par l'application des tests de Pettitt et Mann-Kendall. Les résultats obtenus ont été consignés dans le tableau 5.9.

Tableaux 5.9. Résultats des tests de Mann-Kendall et de Pettitt sur les coefficients mensuels (CMD), saisonniers et annuels d'écoulement des stations retenues

Coefficients d'écoulement	Oued Harraza ElAbabessa				Oued Cheliff Arib Cheliff				Oued Ouahrane Larbaa O Fares			
	Test de Mann-Kendall		Test de Pettitt		Test de Mann-Kendall		Test de Pettitt		Test de Mann-Kendall		Test de Pettitt	
	u(t')	Nature de tendance	Prob (Kn)	Année de rupture	u(t')	Nature de tendance	Prob (Kn)	Année de rupture	u(t')	Nature de tendance	Prob (Kn)	Année de rupture
	1973 - 2013								1983 - 2013			
Sept	-0,70	*	0,1861	1989	-5,22	-	< 0,0001	1988	0,89	*	0,5073	*
Oct	-1,85	*	0,3008	*	-4,21	-	0,0015	1987	-0,14	*	0,5427	*
Nov	-1,75	*	0,1130	1987	-3,00	-	0,0034	1983	1,26	*	0,0203	1994
Déc	-2,83	-	0,030	1991	-3,26	-	0,0004	1988	1,23	*	0,0099	1993
Jan	-2,39	-	0,0044	1986	-2,46	-	0,045	1986	3,29	+	0,002	1993
Fev	-1,48	*	0,0237	1986	-2,21	-	0,0167	1986	3,56	+	0,0025	1993
Mar	-2,88	-	0,0050	1991	-2,36	-	0,0070	1986	1,45	*	0,1635	1993
Avr	-2,81	-	0,0058	1982	-3,62	-	0,0016	1991	1,58	*	0,1469	1993
Mai	-3,33	-	0,0006	1987	-4,03	-	0,0001	1986	1,10	*	0,577	*
Juin	-4,54	-	0,0002	1990	-5,15	-	< 0,0001	1990	-1,48	*	0,0058	1996
Juil	-4,25	-	0,0002	1989	-6,09	-	< 0,0001	1991	-1,01	*	0,1552	1996
Août	-1,10	*	0,2982	*	-5,79	-	< 0,0001	1989	-0,42	*	0,1632	1996
Automne	-2,35	-	0,3749	*	-4,44	-	0,000	1987	1,77	*	0,118	1993
Hiver	-2,56	-	0,0010	1986	-2,67	-	0,0077	1986	3,43	+	0,0022	1993
Printemps	-3,51	-	0,0003	1987	-2,87	-	0,0023	1986	3,29	+	0,01	1993
Été	-3,68	-	0,0048	1990	-5,59	-	< 0,0001	1989	-1,53	*	0,0061	1996
IEI	-3,92	-	0,0001	1986	-4,41	-	< 0,0001	1986	3,10	+	0,0021	1993
HE	-2,46	-	0,0010	1986	-2,71	-	0,0049	1986	2,74	+	0,0170	1993
BE	-4,69	-	0,0009	1997	-5,31	-	< 0,0001	1991	2,41	+	0,002	1993

HE: Saison de hautes eaux. BE: Saison de basses eaux. * Absence de tendance ou rupture. - : Tendance à la baisse. + : Tendance à la hausse

5.4.3. Tendances pluriannuelles de l'écoulement

Selon le tableau 5.9, il ressort que les deux tests appliqués sur les séries d'indices d'écoulements mensuels (CMD), saisonniers (IES) et interannuels (IEI), suggèrent l'existence d'une rupture dans les trois stations étudiées. Les deux stations situées à l'amont d'Oued Cheliff (El Ababessa et Arib Cheliff) présentent une rupture comprise généralement entre 1982 et 1991, et connaît son paroxysme en 1986 (soit 23,7 %), tandis que la station de Larbaa Ouled Fares située à l'aval montre une rupture plus tardive qui apparaît entre 1993 et 1996 avec une occurrence de 15,8 % en 1993.

La figure 5.14 met en évidence des fluctuations annuelles importantes pour les coefficients d'écoulement durant la période (1973 - 2013). Cette variabilité est quasi synchrone à la fois sur

El Ababessa et Arib Cheliff. Elle se caractérise par une abondance de l'écoulement entre 1973 et 1986 et une indigence de 1987 à 2013. Une tendance à la baisse de ce coefficient a été remarquée depuis l'année 1986.

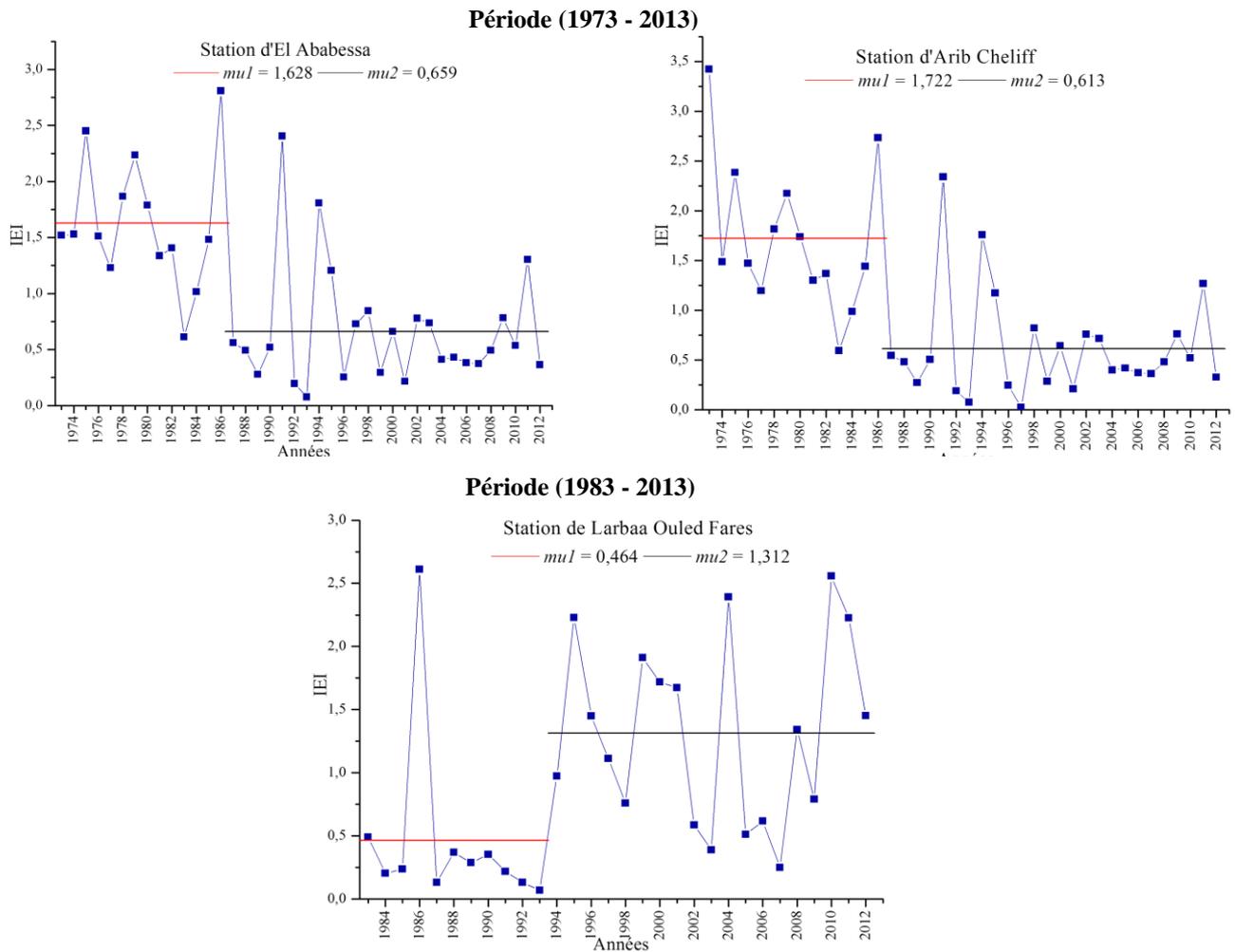


Figure 5.14 Evolution des coefficients d'écoulement annuels pour les deux périodes : 1973-2013 et 1983-2013

En outre, sur la période de (1983 - 2013) la variabilité pluriannuelle des coefficients annuels d'écoulement pour la station de Larbaa Ouled Fares est caractérisée par une tendance à la hausse à partir de l'année 1993. La figure 5.14 montre la présence de deux périodes distinctes : une première période sèche entre 1983 et 1993, et une deuxième période humide allant de 1994 à 2013.

5.4.4. Tendances saisonnières de l'écoulement

Tout comme à l'échelle pluriannuelle, deux tendances successivement opposées ont été observées aux périodes de hautes eaux (correspondant à la saison de la crue annuelle) et de basses eaux (saison de l'été). Les coefficients d'écoulement analysés sur les deux saisons (périodes de hautes et de basses eaux) montrent des tendances négatives sur la période 1973-2013 avec une rupture en 1986, (tableau 5.10) au niveau de deux stations d'El Ababessa et

d'Arib Cheliff. Par conséquent, les tendances positives ont été identifiées sur la période 1983-2013 avec une rupture en 1993 au niveau de la station de Larbaa Ouled Fares.

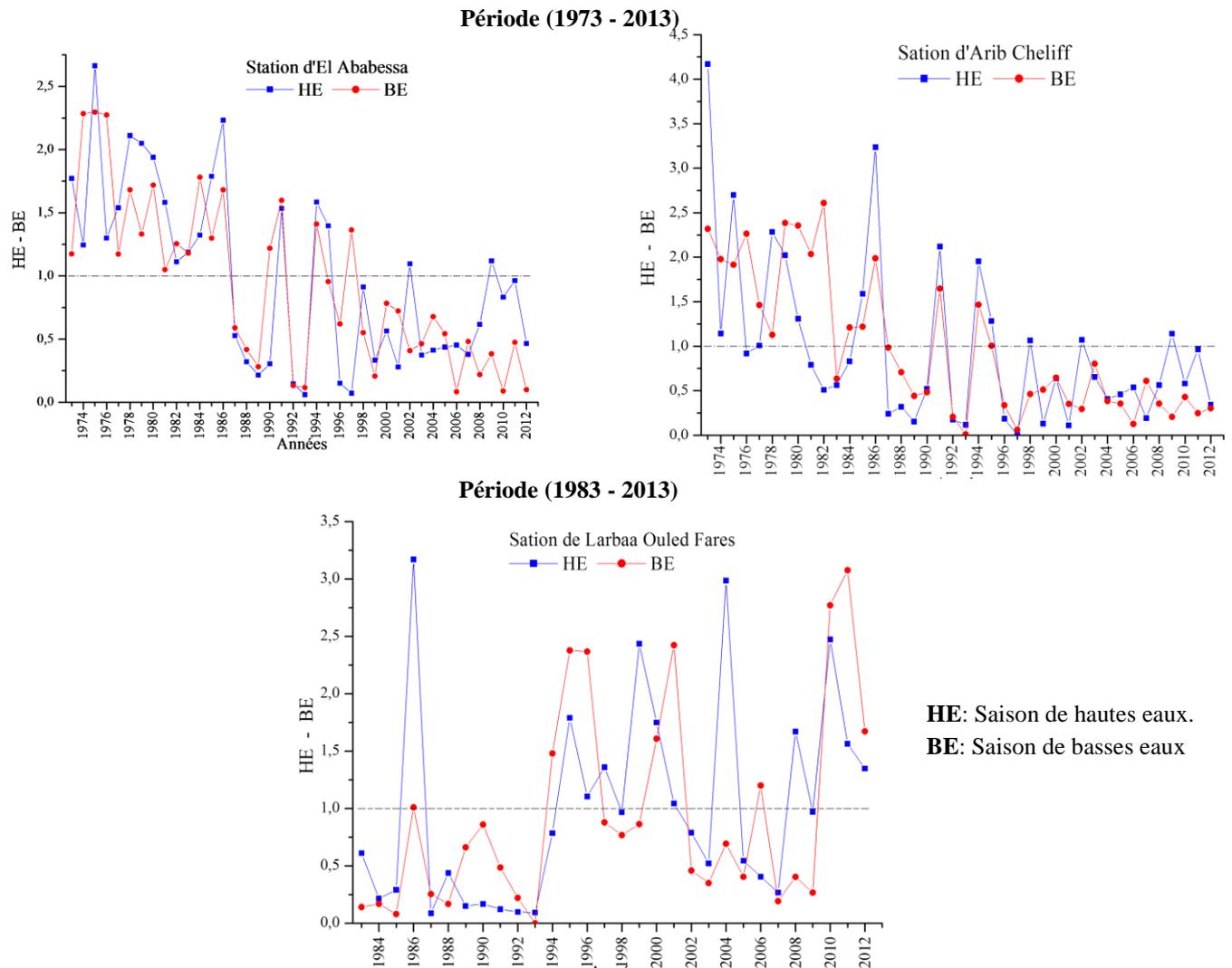


Figure 5.15 Evolution des coefficients d'écoulement saisonniers pour les deux périodes : 1973-2013 et 1983-2013

La période de hautes eaux et celle de basses eaux enregistrent des tendances très significatives. Les coefficients d'écoulement saisonniers de la période de hautes eaux indiquent d'abord une tendance à la baisse, sur la période 1973 - 2013, à El Ababessa et Arib Cheliff, et ensuite une tendance à la hausse, sur la période 1983 - 2013 à Larbaa Ouled Fares. Pour la période de basses eaux, le constat est le même avec des tendances pour les coefficients d'écoulement plus significatives comparées à la période de hautes eaux (Tableau 5.9).

Sur le plan spatial, l'analyse des variations saisonnières des coefficients d'écoulement permet de dégager les nuances entre régimes hydrologiques à alimentation essentiellement pluviale et régimes hydrologiques à alimentation contrôlée. Ces nuances ont fait apparaître la forte opposition entre l'abondance hivernale et l'indigence estivale des cours d'eau. Ainsi, il existe

des nuances sensibles entre les cours d'eau, Moyen Cheliff au Haut Chellif et entre ses affluents du Sud au Nord et de l'Ouest à l'Est.

La période de hautes eaux du bassin du Moyen Cheliff s'étale sur cinq mois successifs (décembre, janvier, février, mars et avril), néanmoins à la station de Larbaa ouled Fares, la période de hautes eaux apparait dès le mois de novembre jusqu'à mars. La moyenne mensuelle maximale se situe en février pour l'Oued Cheliff à la station de Penteba défluent et Tickezal. En revanche, la période de basses eaux est plus précoce, elle commence dès le mois de mai, la moyenne mensuelle minimale se situe en août. Ceci peut s'expliquer, à priori, par le faible soutien des eaux souterraines. Aussi, le régime hydrologique est directement soumis aux variations saisonnières des précipitations, sans échapper évidemment aux effets importants de l'E.T.P. (Meheiguene, 2013)

Alors que la période de hautes eaux du bassin du Haut Cheliff commence en janvier pour l'Oued Cheliff à la station d'Arib Cheliff et d'El Ababessa, et le maximum d'écoulement est atteint en mars à la station d'El Ababessa. Et ceux, en raison vraisemblablement de l'énorme capacité d'infiltration qu'offre son bassin ; les pluies du début de l'année climatique n'interviennent donc pas efficacement au soutien de l'écoulement superficiel. La période de basses eaux commence dès le mois de mai. Les minimas sont enregistrés en août, juillet et juin aux stations d'El Ababessa et Arib Cheliff respectivement. Il faut noter que les valeurs minimales dans ce bassin sont élevées (0.10) par rapport au Moyen Cheliff (0.01).

5.4.5. Tendances mensuelles de l'écoulement

Les résultats du test de Mann-Kendall sur les CMD, à l'échelle mensuelle, montrent des tendances négatives (52,8 %) sur la période 1973-2013 (tableaux 5.9) et positives (5,6 %) sur la période 1983-2013. Toutes les tendances négatives ont été enregistrées au niveau de station d'Arib Cheliff au cours de tous les mois de l'année, quant à El Ababessa, seules les saisons d'hiver, de printanière et d'été qui ont été marquées par ces tendances négatives. La station de Larbaa Ouled fares a enregistré des tendances positives en mois de janvier et février.

Toutefois, le test de Pettitt révèle une rupture dans les CMD de trois stations. Cette rupture s'accompagne d'un déficit important en juin et juillet 65,79% et 64% respectivement et un excédent qui atteint une valeur maximale en mois de septembre 103,13% dans la station d'El Ababessa. Par ailleurs, la rupture détectée dans les stations d'Arib Cheliff et Larbaa Ouled Fares révèle des excédents en période de hausses eaux qui fluctuent entre 4,69% et 95,10% et atteignent près de 28% en moyenne. En effet, un déficit a été remarqué en période de basses eaux pour Arib Cheliff variant entre 50% et 82,76% avec une moyenne de 71% (Tableau 5.10).

La comparaison des coefficients mensuels de débits (CMD) entre la période 1973-1986 (période avant rupture) pour Arib Cheliff et la période 1987-2013 (période après rupture), indique une différence du nombre de mois de hautes eaux (c'est-à-dire mois à $CMD > 1$). Sur la période 1973- 1986, le nombre de mois de hautes eaux est de 4, alors que sur la période 1987-2013, il est de 5. Quant aux stations d'El Ababessa et Larbaa Ouled fares le nombre de mois de hautes eaux est toujours égal entre les deux périodes : 4 mois à la station d'El Ababessa; 5 mois à la station de Larbaa Ouled Fares (Figure 5.16).

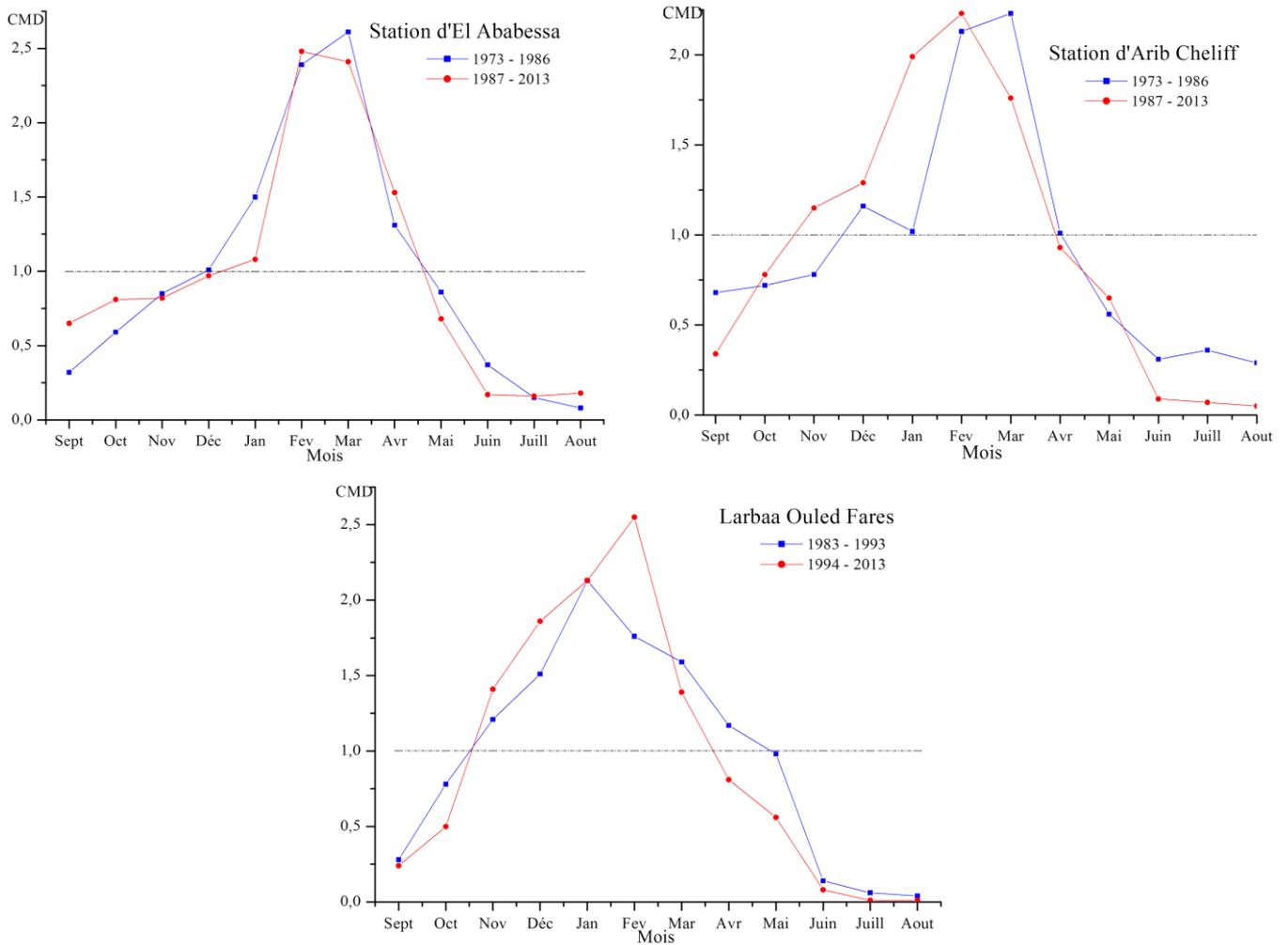


Figure.5.16 Evolution des coefficients d'écoulements mensuels pour les deux périodes : 1973-2013 et 1983-2013

Par ailleurs, la différence du nombre de mois pour la période de hautes eaux ou l'écart de coefficients mensuels de débits après la rupture détectée peut être due au changement climatique, puisque la diminution des débits de crues reflète directement la modification du régime des précipitations ou du climat durant cette même période. Alors que l'écart de CMD pour la période de basses eaux peut provenir de l'influence d'un barrage existant après la date de rupture.

Etant donné que l'existence d'un barrage dans un bassin versant, augmente les débits mensuels sur la période de basses eaux et diminue les débits mensuels sur la période de hautes eaux. En période d'étiage, l'oued, en régime naturel, peut tarir complètement pendant des années, alors que le soutien d'étiage du barrage permet d'y maintenir un volume important (Faye et al., 2015). Dans l'ensemble, les déficits mensuels enregistrés après ruptures sont illustrés dans le tableau 5.10.

Tableau 5.10. Déficients d'écoulement des stations El Ababessa, Arib Cheliff et Larbaa Ouled Fares.

	Automne			Hiver		Printemps			Eté			
	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août
1973 - 2013												
El Ababessa	103,13	*	-8,05		-28,00	3,77	-13,81	-13,58	-30,43	-65,79	-64,00	*
Arib Cheliff	-50,00	8,33	47,44	11,21	95,10	4,69	-21,08	-7,92	16,07	-70,97	-80,56	-82,76
1983 - 2013												
Larbaa O Fares	*	*	16,53	23,18	0,00	44,89	-12,58	-30,77	*	-42,86	-83,33	-75,00

Les déficits d'écoulements les plus marqués sont enregistrés au niveau de la station d'Arib Cheliff en juin, juillet, août et septembre (période de basses eaux), et en juillet et août à la station de Larbaa Ouled Fares.

5.4.6. Variabilité interannuelle de l'écoulement

Afin d'analyser la variabilité de l'écoulement dans le bassin versant du Haut et Moyen Cheliff, nous étudions cette évolution dans les sous-bassins hydrologiques correspondants aux cinq stations hydrométriques (El Ababessa, Arib Cheliff, Tickezal, Ponteba défluent et Larbaa Ouled Fares).

La visualisation de la variation de l'écoulement pour les différentes stations laisse apparaître une disparité entre les années pouvant être exprimée par l'indice hydrométrique, distinguant ainsi les périodes de déficit et d'excédent à l'échelle interannuelle

La variabilité hydrométrique sur l'ensemble des stations suit presque la même variabilité que celle des coefficients mensuels de débits (CMD). La Figure (5.17) présente l'évolution interannuelle des débits moyens annuels (valeurs indices hydrométriques) associées à la courbe des moyennes mobiles calculée sur sept ans pour les cinq stations. Une alternance de périodes humides et sèches a été observée pour les deux stations El Ababessa et Arib Cheliff, une période humide de 1973 à 1986, vient après une période sèche de 1987 à 2013. Tandis que, sur la période d'étude 1983 - 2013 la variabilité interannuelle hydrométrique pour les deux stations Tickezal et Ponteba Défluent est caractérisée par une courte période humide identifiée de 1983 à 1989, ensuite une longue période sèche reprend jusqu'à la fin de la série d'étude. Contrairement de ce qui a été enregistré au niveau de la station de Larbaa Ouled Fares, nous assistons à une période déficitaire de 1983 à 1993 suivie d'une période excédentaire qui commence de 1994 à 2013 interrompu par des années sèches.

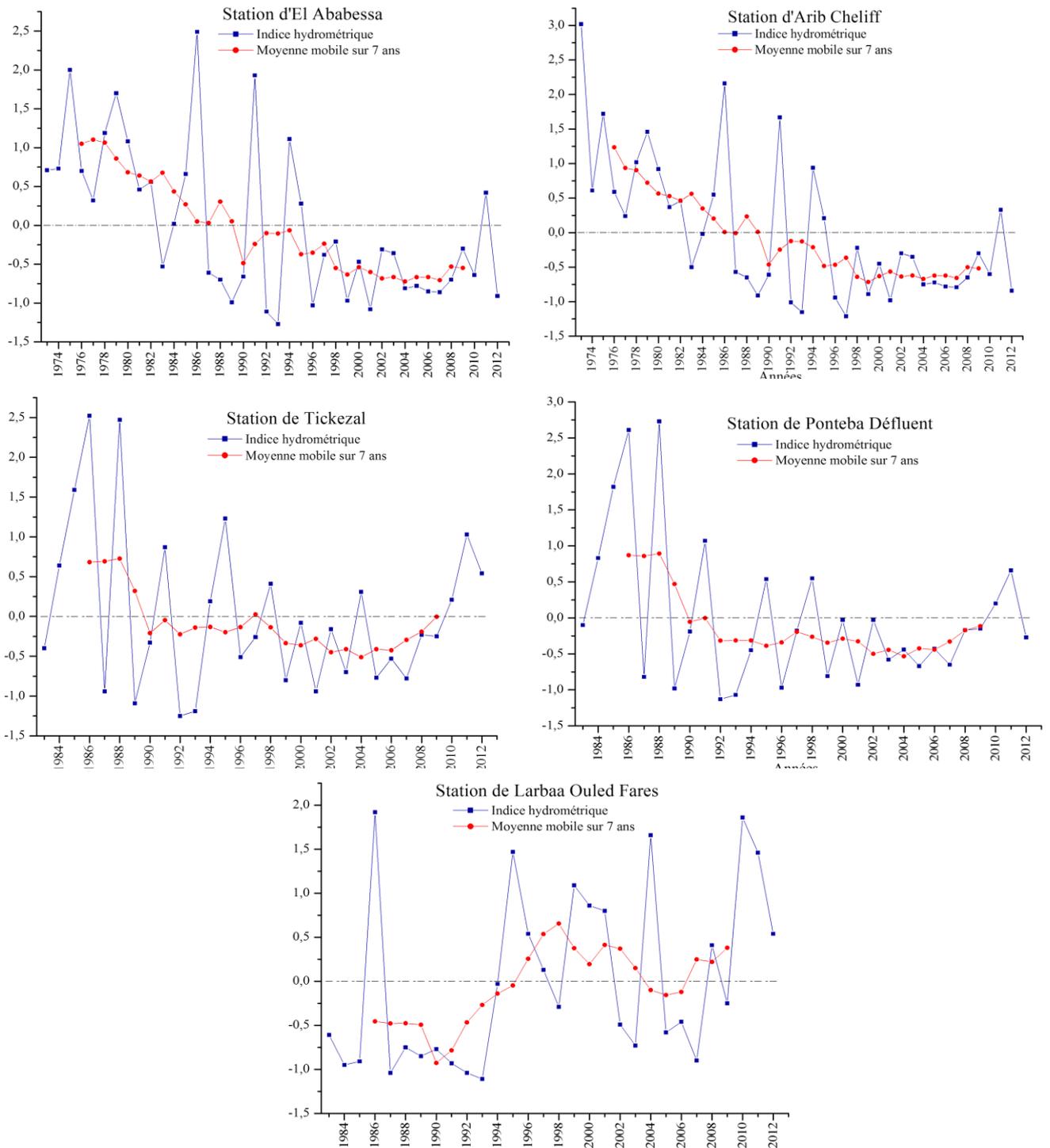


Figure 5.17. Evolution interannuelle de l'écoulement dans les deux périodes : 1973-2013 et 1983-2013

Les résultats obtenus concordent globalement avec ceux de *Mehaiguene, 2013* qui a étudié l'évolution des débits dans le bassin du Cheliff sur plus de 40 années d'observations successives (1954 – 2001); Cette évolution a montré de fortes fluctuations de débits d'une année à une autre, ainsi qu'une abondance de l'écoulement durant la période (1968 à 1986) et une indigence de 1987 à 2001. En témoignent les valeurs de l'hydraulicité qui sont en majorité inférieures à l'unité, dont 18 années hydrologiques sur 34 sont déficitaires depuis

1987 à 2001. Ce fait confirme l'hypothèse formulée quant à la tendance climatique « sèche » de ces deux dernières décennies.

5.5. Analyse du bilan climatique

Le bilan climatique exprime la différence entre le total des abats pluviométriques et la valeur de l'évapotranspiration potentielle (ETP) (*Sutcliffe et Piper, 1986 repris par Vissin, 2007*). Il permet donc de mettre en évidence l'évolution du climat donnée par la différence entre les apports pluvieux et les pertes partielles par évaporation.

De ce fait, nous allons étudier l'évolution interannuelle et moyenne mensuelle du bilan climatique pour deux périodes selon la disponibilité des données d'ETP. La première période s'étale de 1973 à 2013 qui concerne les deux sous-bassins : Oued Ras Ouahrane et Oued Cheliff Harraza, la deuxième de 1983 à 2013 relative aux sous-bassins : Oued Cheliff Djellil et Oued Cheliff Harbil.

Les données de base de chaque sous-bassin pour calculer le bilan climatique sont mentionnées dans le tableau 5.11.

Tableau 5.11. Données relatives au bilan climatique

Sous-bassin	Données		Période d'étude
	P (mm)	ETP (mm)	
Oued Ras Ouahrane (0122)	Asnam (Chelf)Ebda	Chlef	1973 - 2013
Oued Cheliff Harraza (0117)	EL Khemis ANRH	Miliana	
Oued Cheliff Djellil (0113)	Boughezoul	Boughezoul	1983 - 2013
Oued Cheliff Harbil (0115)	Médea Secteur	Médea	

Le bilan climatique traduit la succession d'excédents et de déficits en eau dans le complexe. Ainsi, le climat devient sec quand les précipitations sont inférieures à l'évapotranspiration potentielle, et qu'il n'y a pas de réserve d'eau disponible (*Hufty, 1976, repris par Vissin, 2007*).

5.5.1. Bilan climatique mensuel dans les sous-bassins

La figure 5.18 présente les variations saisonnières du bilan climatique (saisons sèches et humides) dans le bassin versant du Haut et Moyen Cheliff. Elle donne en particulier les périodes de disponibilité en eau dans les sous bassins des oueds Ras Ouahrane, Cheliff Harraza, Cheliff Harbil et Cheliff Djellil

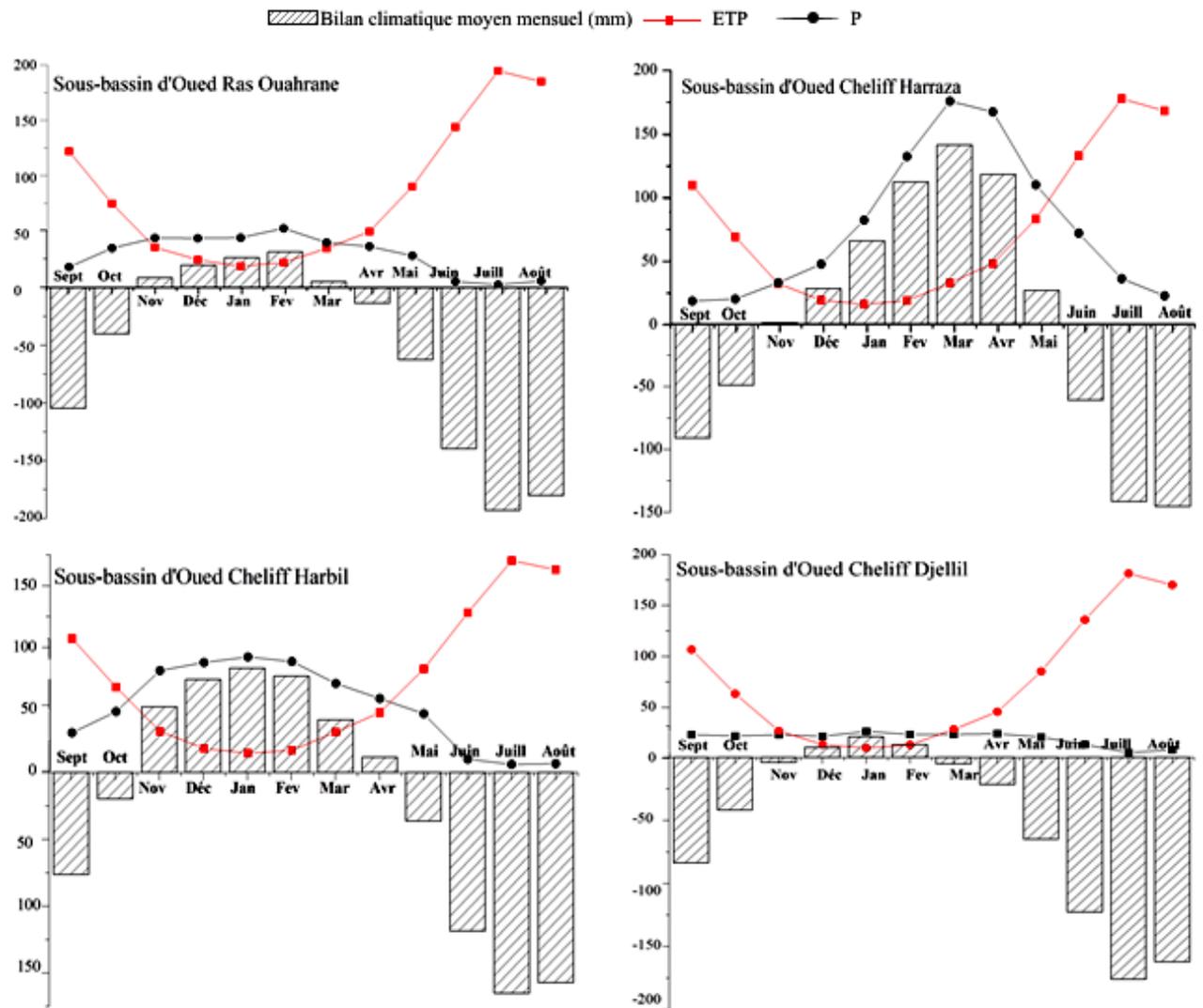


Figure 5.18 : Evolution saisonnière du bilan climatique dans les sous bassins : Oued Ras Ouahrane, Oued Cheliff Harraza, Oued Cheliff Harbil et Oued Cheliff Djellil.

Le bilan climatique moyen mensuel (Figure 5.18) met en évidence deux périodes opposées :

- Une période humide s’observe de novembre à mars et ou avril pour les sous-bassins d’Oued Ras Ouahrane et Oued Cheliff Harbil, quant à Oued Cheliff Harraza la période humide commence de décembre à mai. Alors qu’Oued Cheliff Djellil présente une courte période humide de trois mois (décembre, janvier et février).

Cette période humide a été enregistrée pour l’ensemble des sous-bassins où l’évapotranspiration potentielle moyenne mensuelle est inférieure à la pluviométrie mensuelle, les maxima pluvieux interviennent, en janvier (Oued Cheliff Harbil), en février (Oued Ras Ouahrane) et en mars (Oued Cheliff Harraza). Alors qu’Oued Cheliff Djellil marque une baisse de la pluviométrie durant tous les mois de l’année.

En effet, les mois humides observés offrent d’importants surplus d’eau aux affluents et favorisent l’alimentation des nappes souterraines des sous bassins.

- Une période sèche entre mai et octobre pour les sous-bassins d'Oued Ras Ouahrane, Oued Cheliff Harraza et Oued Cheliff Harbil, en revanche, la période sèche pour Oued Cheliff Djellil s'étale de mai à novembre. Ces mois secs pour l'ensemble des sous-bassins notamment juillet et août présentent la période où la demande évaporatoire est importante, ce qui provoque un assèchement et une diminution progressive des réserves d'eau du sol.

5.5.2. Bilan climatique annuel dans les sous-bassins

Etant donné que l'évapotranspiration potentielle annuelle est supérieure à la pluie totale annuelle dans tous les sous-bassins et quelle que soit l'année considérée, le bilan climatique est déficitaire sur l'ensemble du bassin Figure 5.19

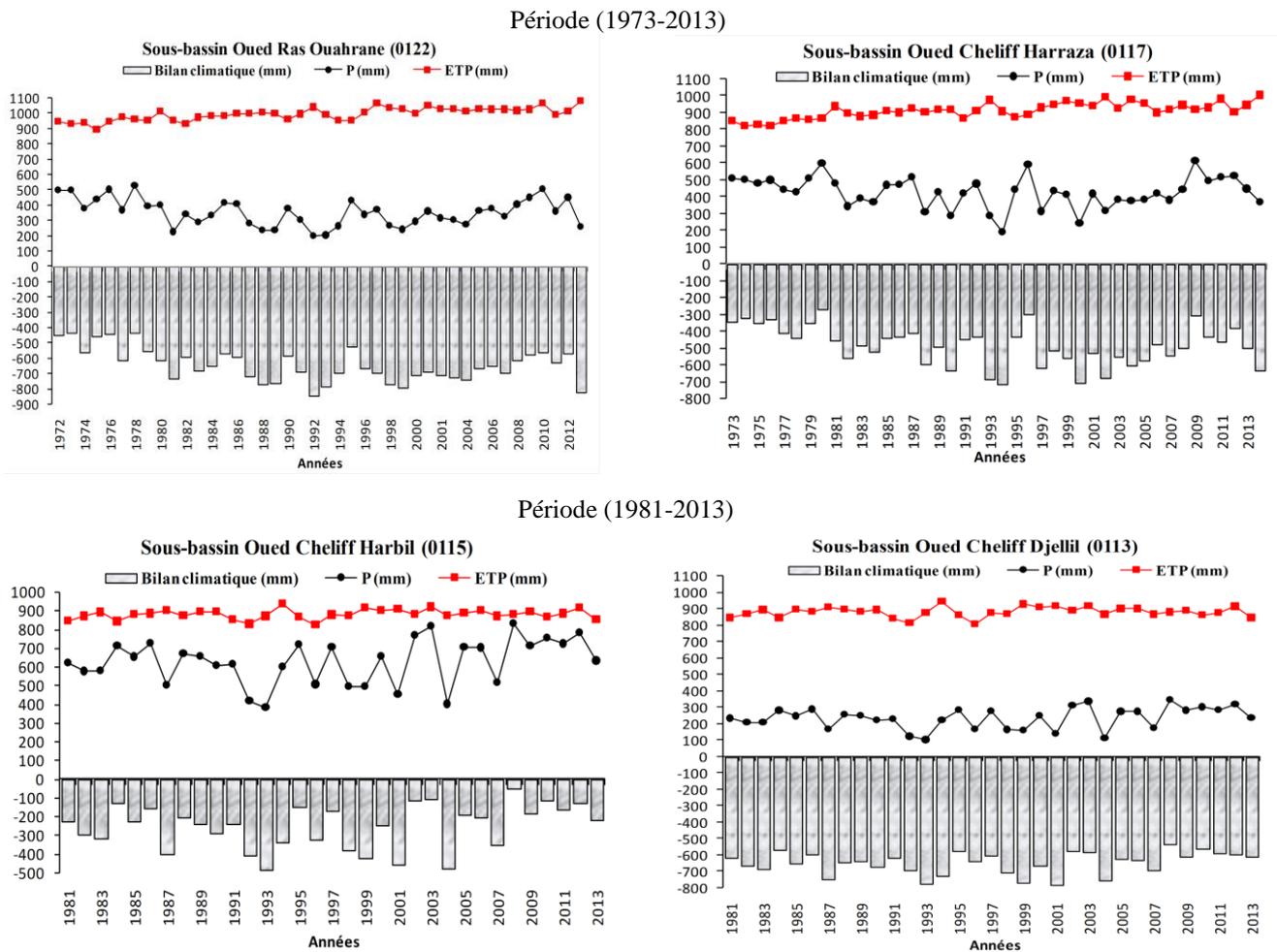


Figure.5.19. Evolution interannuelle du bilan climatique dans les sous bassins d'Oued Ras Ouahrane (0122), d'Oued Cheliff Harraza (0117), d'Oued Cheliff Harbil (0115) et Oued Cheliff Djellil (0113).

Cependant, l'écart important entre la pluie et l'ETP annuelle ne veut nullement dire que certains mois ne peuvent recevoir des quantités d'eau supérieures à l'ETP comme enregistré dans le bilan mensuel (Figure 5.19). L'eau peut alors être stockée dans le sol et constituer une réserve pour les mois déficitaires. L'importance de cette mise en réserve dépend du bilan P-ETP, mais aussi des possibilités de rétention du sol (*Ernest,2011*)

De ce fait, nous avons déterminé le coefficient alpha α (le rapport entre la pluie et l'ETP) qui montre la disponibilité en eau de ruissellement. Cette eau ruisselée avec le comportement du système sol/végétation contribue en partie aux réserves en eau dans les premiers horizons du sol, entre 0 et 30 cm. (Sutcliffe et Piper, 1986).

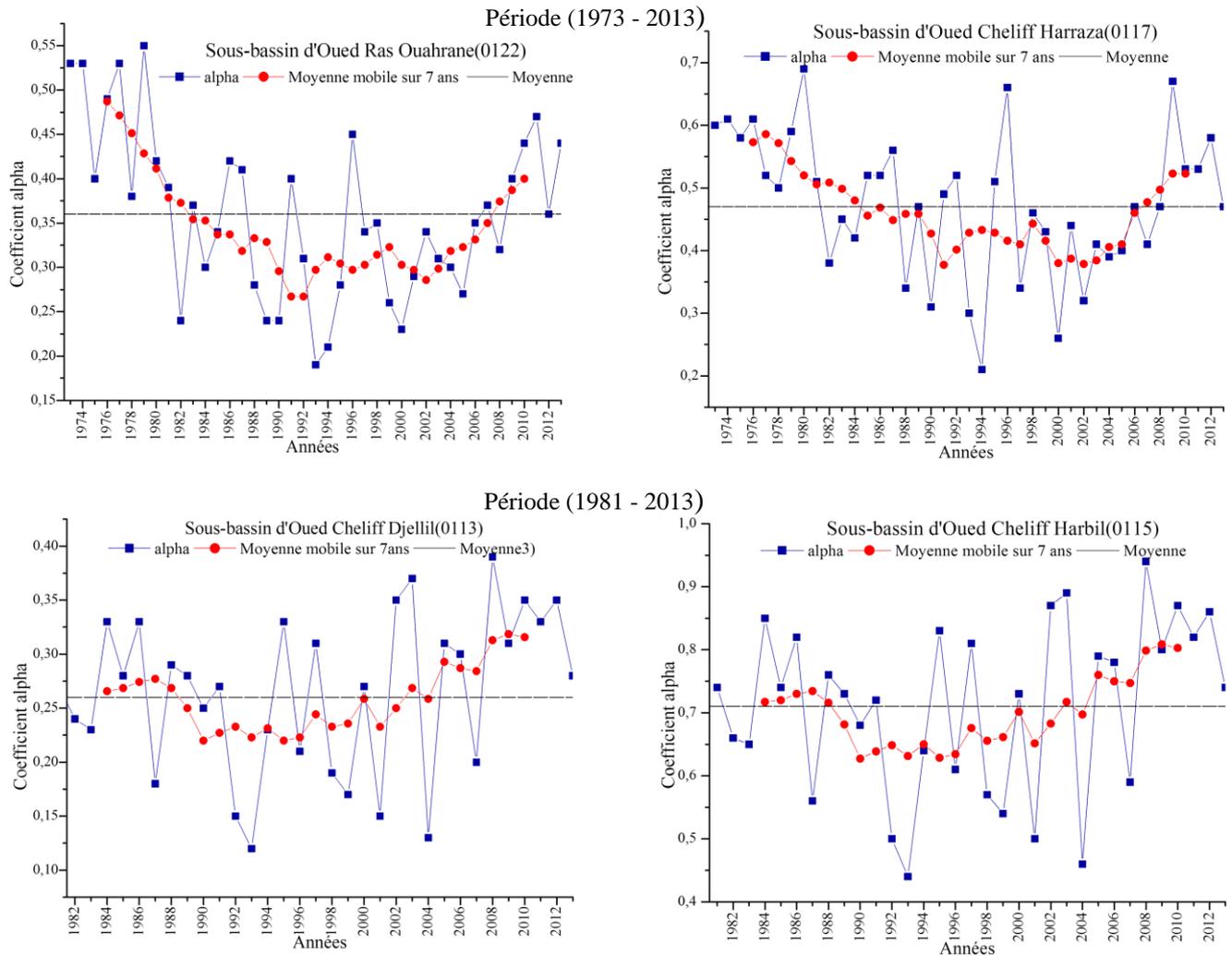


Figure.5.20. Evolution de la disponibilité en eau ruisselée dans le bassin versant du Haut et Moyen Cheliff

La figure 5.20 met en évidence une baisse d'eau ruisselée dans les sous-bassins aval (Oued Ras Ouahrane et Oued Cheliff Harraza) à partir de l'année 1981 jusqu'à 2008. L'évolution du stock d'eau dans le sol au cours de la période 1973 - 2013 varie entre 0,21 et 0,7 pour le sous-bassin Oued Cheliff Harraza et entre 0,2 et 0,55 pour le bassin Oued Ras Ouahrane. Tandis que la baisse d'eau ruisselée durant la période 1981 - 2013 dans les sous-bassins amont (Oued Cheliff Harbil Oued Cheliff Djellil) se produit de 1986 à 2005 suivie d'une légère reprise. La disponibilité de l'eau dans les premiers horizons du sol varie de 0,44 à 0,94 pour Oued Cheliff Harbil et de 0,12 à 0,39 pour Oued Cheliff Djellil.

Ainsi, cette évolution apparaît conformément à celle du bilan climatique annuel, et cela induit que la variabilité pluviométrique influe indirectement sur la disponibilité des ressources en eau dans l'ensemble du complexe Haut et Moyen Cheliff.

5.5.3. Les régimes hydrologiques moyens du bassin

Il est clair que, le bassin versant fonctionne comme un collecteur chargé de recueillir toutes les pluies et les transformer en écoulement mais les précipitations, une fois au sol ne se transforment pas toutes en écoulement : une partie s'évapore selon les conditions climatiques du bassin et une autre partie s'infiltré selon le comportement physique du substratum.

Le fonctionnement hydrologique du bassin versant donc, dépend des régimes pluviométriques, et la répartition pluviométrique et le substratum géologique sont autant de facteurs qui expliquent le régime moyen mensuel des cours d'eau. Ainsi, les saisons sèches et humides dans le bassin déterminent le rythme d'écoulement des cours d'eau du bassin Haut et Moyen Cheliff.

La figure 5.21 montre la variation mensuelle des précipitations moyennes et le débit moyen dans les sous-bassins : Oued Cheliff Harraza, Oued Cheliff Tickezal et Oued Ras Ouahrane

Conformément à ce que nous avons vu précédemment, la période humide pour l'ensemble des sous bassins étudiés, s'observe généralement de novembre à avril, où l'évapotranspiration potentielle moyenne mensuelle est inférieure à la pluviométrie mensuelle, et l'écoulement devient abondant au cours des mois de saison humide.

Cependant, entre juin et octobre, la diminution du débit moyen est perceptible dans tous les sous-bassins, traduisant l'impact de la saison sèche, et cela induit probablement la faiblesse des réservoirs à soutenir les écoulements de surface. L'assèchement saisonnier du lit d'Oued Cheliff est encore perceptible de nos jours, malgré la légère reprise pluviométrique enregistrée dans les dernières années.

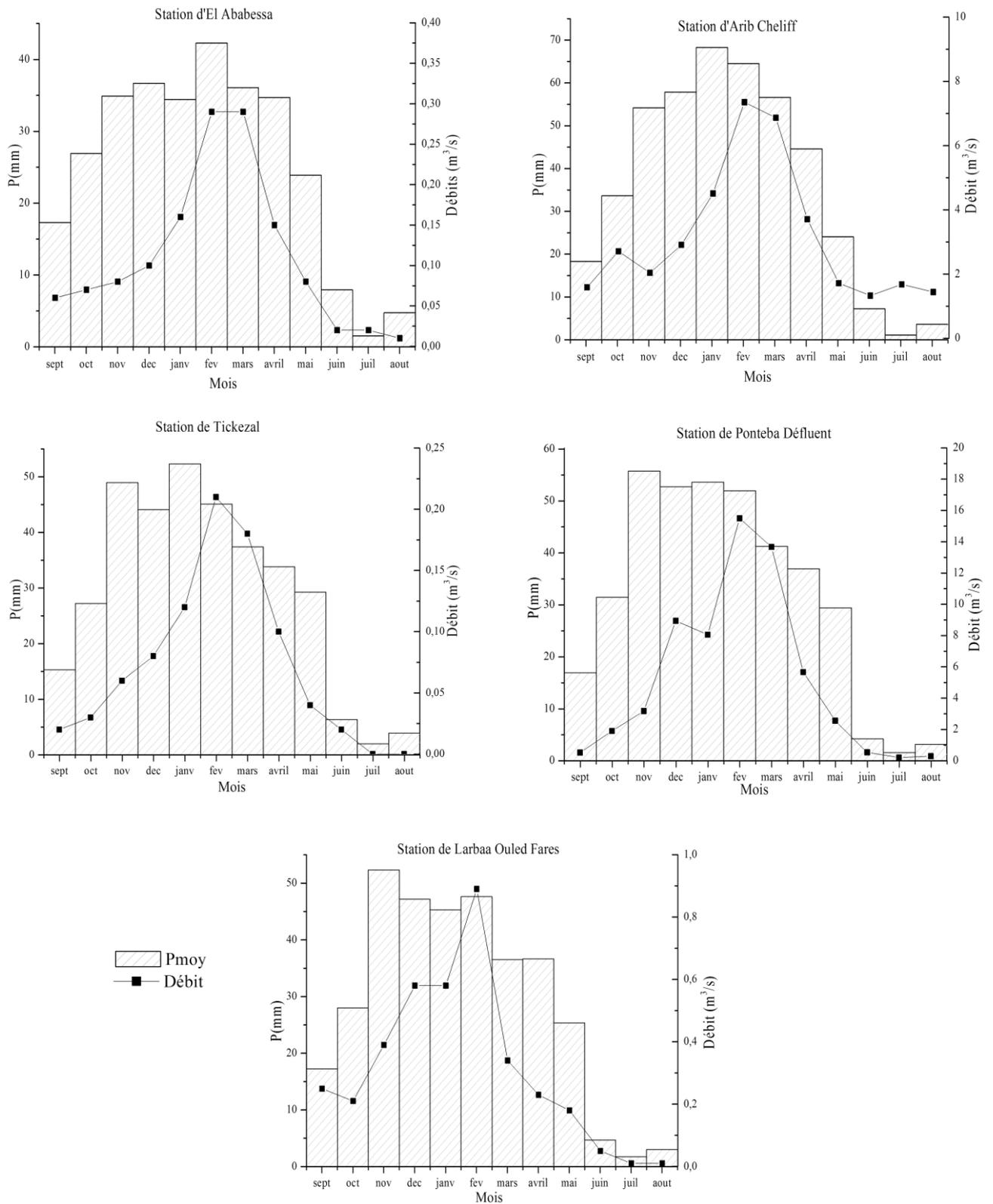


Figure 5.21. Variation mensuelle des précipitations moyennes et le débit moyen dans les sous-bassins : Oued Cheliff Harraza, Oued Cheliff Tickezal et Oued Ras Ouahrane

5.6. Bilans hydrologiques annuels et Corrélations hydro-pluviométriques

Dans le besoin de déterminer quantitativement les entrées et les sorties de l'eau dans un bassin versant, devenu de plus en plus pressant, de nombreuses méthodes ont été proposées et testées. Il est certainement difficile d'obtenir une formule efficace et rapide pour déterminer à quel taux de précipitations une eau peut s'infiltrer dans le sol et percoler en profondeur pour recharger les nappes souterraines. Ceci dépend fortement de la distribution des précipitations et des conditions climatiques, hydrauliques et pédologiques.

Afin de mettre en évidence la part des pluies, des écoulements et des pertes dans le bilan, et mesurer ainsi la liaison entre les débits et les pluies et vérifier par la suite l'impact des variations pluviales sur la variation des débits. Il est indispensable, d'établir des corrélations hydro-pluviométriques entre les pluies et les débits aussi bien qu'entre les déficits d'écoulement et les précipitations.

5.6.1. Les termes du bilan annuel moyen

Le bilan hydrologique par sa formulation traduit le mieux la relation existante entre les volumes d'eau précipités sur un bassin et ceux écoulés à son exutoire.

L'équation du bilan hydrologique s'écrit :

$$P(mm) = E(mm) + D(mm) \quad 5.9$$

dans laquelle :

P : Lamme d'eau annuelle moyenne précipitée,

E : Lamme d'eau annuelle moyenne écoulée,

D : Déficit annuel d'écoulement,

Le déficit d'écoulement, par définition, la différence entre *P* et *E*, sachant que pour une série d'années consécutives, les variations des réserves souterraines entre le début et la fin de la période sont négligeables devant *P* et *E* (gains et pertes se compensant mutuellement), *D* représente sensiblement la lamme prélevée par l'évapotranspiration réelle ou E.T.R.

Pour rendre plus explicite l'expression du bilan, nous déduisons, une autre variable, le coefficient d'écoulement qui, en tant que valeur relative, reflète mieux le rôle diversifié des facteurs physico géographiques propres à chaque bassin.

Les résultats de calcul des composantes du bilan hydrologique sont illustrés dans le tableau 5.12.

Tableau 5.12 Bilan moyen annuel de l'écoulement

Nom du sous bassin	Cours d'eau	Station hydrométrique	P(mm)	E(mm)	D = P - E (mm)	C = E/P (%)
1973 - 2013						
Oued Cheliff Harreza	O . Harreza	El Ababessa	296,96	65	231,96	21,89
	O . Cheliff	Arib Cheliff	427,63	74,55	353,08	17,43
1983 - 2013						
Oued Cheliff Tickezal	O . Tickezal	Tickezal	346,53	52,15	294,38	15,05
Oued Ras Ouahrane	O . Cheliff	Ponetba Défluent	379,96	28,88	351,08	7,6
	O . Ouahrane	Larbaa Ouled Fares	347,01	25,13	321,87	7,24

Le bilan hydrologique connaît des nuances régionales remarquables. D'une façon générale, les variations spatiales du bilan moyen annuel se traduisent par une diminution des indices et des coefficients d'écoulement de l'amont vers l'aval et précisément de l'Est à l'Ouest. L'augmentation est très sensible à l'Est, dans les secteurs montagneux du bassin (*Mehaiguene 2013*).

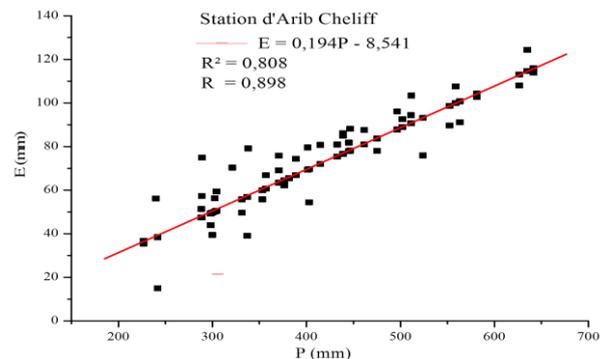
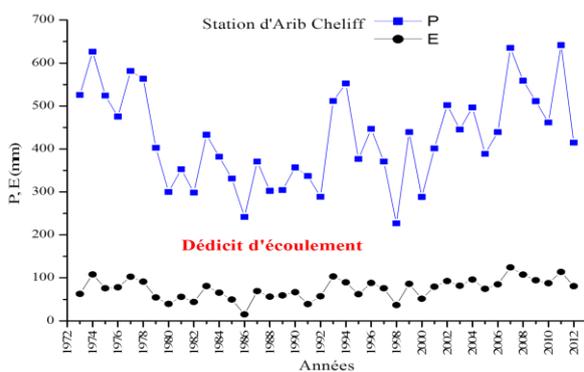
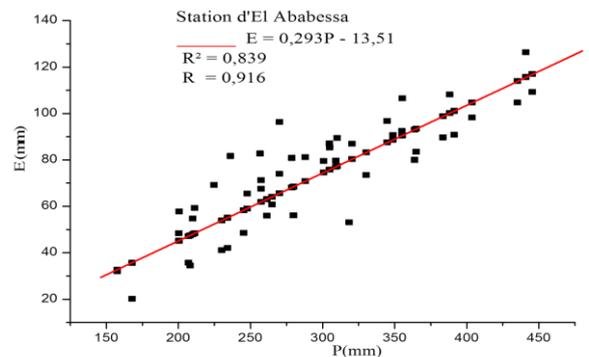
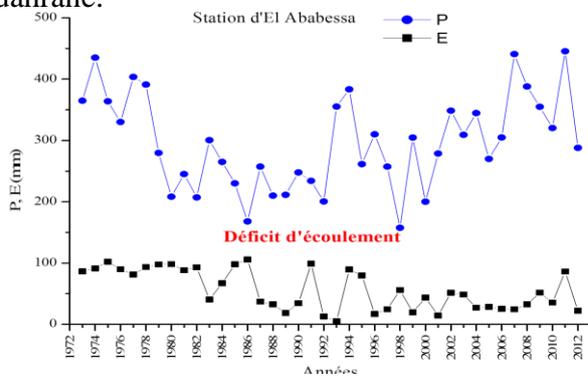
Pour le cours d'eau principal, le coefficient d'écoulement passe dans l'Oued Cheliff de 21,9% à El Ababessa, à 17,43% à Arib Cheliff, à 15,05% à Tickezal, à 7,6% à Ponetba Défluent et à 7,24% à Larbaa Ouled Fares.

Nos résultats correspondent à ceux obtenus par *Mehaiguene* pour le bassin de Cheliff – Zahrez. Dans le bassin du Haut et du Moyen Cheliff à climat subhumide, malgré une augmentation sensible de l'ETR traduite par les valeurs relativement fortes du déficit d'écoulement, la lame d'eau écoulée atteint des valeurs nettement plus élevées, plus particulièrement dans le Haut Cheliff (station d'Arib Cheliff), le coefficient d'écoulement en moyenne est supérieur à 20%.

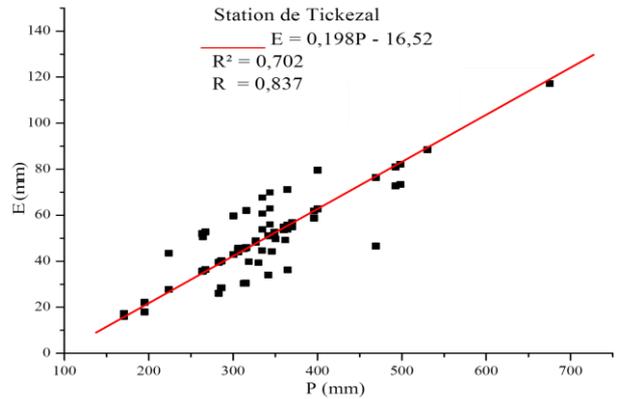
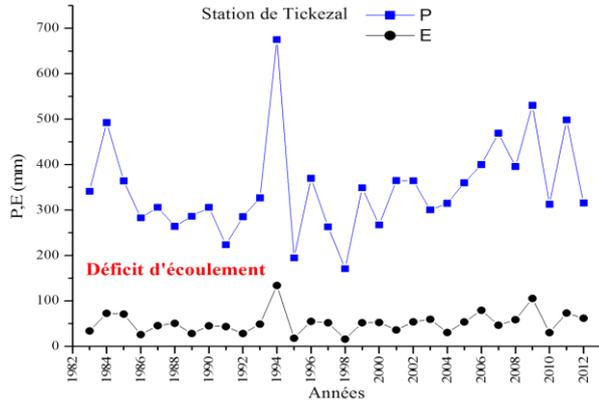
6.6.2. Corrélations hydro-pluviométriques

6.6.2.1. Corrélation Ecoulement - Pluie

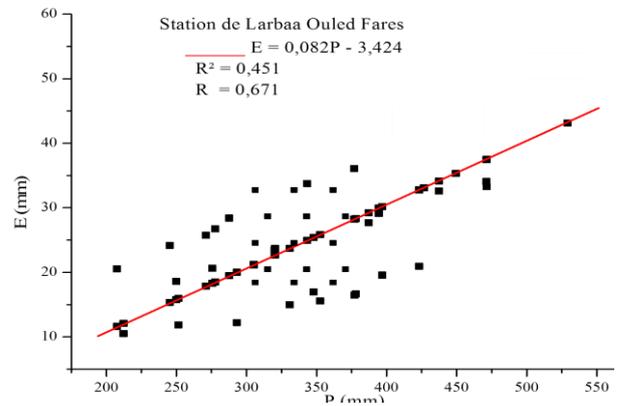
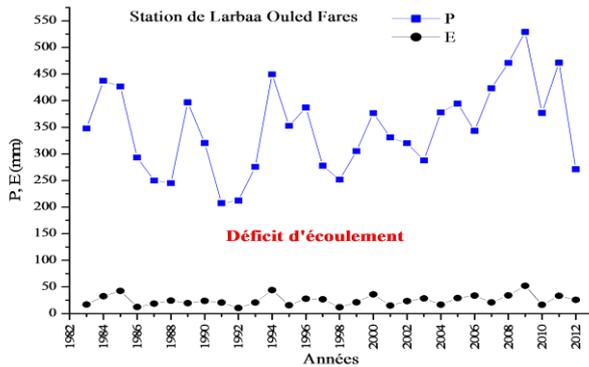
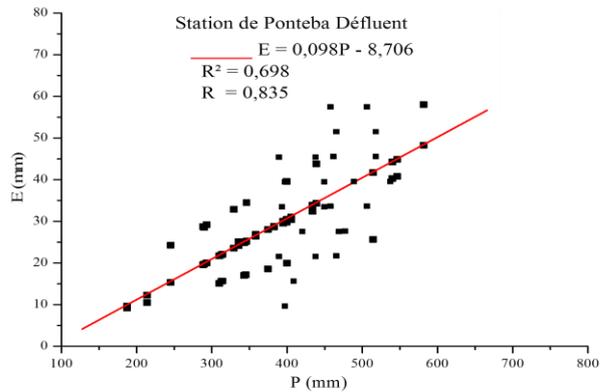
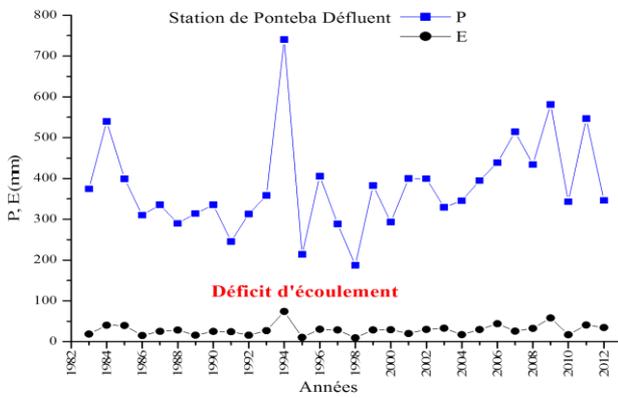
Dans notre étude, l'analyse corrélatoire porte en premier lieu, sur le couple pluie annuelle moyenne et le module annuel (préalablement converti en lame d'eau écoulée) sur lequel une corrélation linéaire a été recherchée. Cette corrélation concerne les stations d'El Ababessa, Arib Cheliff, Tickezal, Ponetba Défluent et Larbaa Ouled Fares correspondantes successivement aux sous-bassins : Oued Cheliff Harraza, Oued Cheliff Tickezal et Oued Ras Ouahrane.



a) Corrélation hydro-pluviométrique des lames précipitées et écoulées de sous bassin-versant d'Oued Cheliff Harraza Période d'étude (1973- 2013).



b) Corrélation hydro-pluviométrique des lames précipitées et écoulées de sous bassin-versant d'Oued Cheliff Teckezal Période d'étude (1983- 2013).



c) Corrélation hydro-pluviométrique des lames précipitées et écoulées de sous bassin-versant d'Oued Ras Ouahrane Période d'étude (1983- 2013).

Figure 5.22. Corrélation hydro-pluviométrique des lames précipitées et écoulées des sous bassins-versants d'Oued Cheliff Harraza, Oued Cheliff Tickezal et Oued Ras Ouahrane.

La représentation graphique (Figure 5.22, a, b et c) montre pour tous les sous-bassins traités, l'existence d'une liaison étroite entre la lame écoulée et la pluie moyenne reçue, avec un coefficient de corrélation (R) égale respectivement à 0.91 pour El Ababessa, 0.89 pour Arib Cheliff, 0.83 pour Tickezal et Ponteba Défluent et 0,67 pour Larbaa Ouled Fares. Ainsi, la concordance de la courbe de la lame écoulée et celle de la lame précipitée renseigne sur la forte liaison géographique entre pluie et écoulement. En effet, la pluie moyenne apparaît comme un facteur explicatif de la lame écoulée. La variation de cette dernière est fonction de la pluie et de plusieurs facteurs dont les plus importants sont la hauteur précipitée et l'état de saturation préalable des sols (Dubreuil, 1974). Ainsi, les valeurs des lames écoulées croissent avec la hauteur de la pluie moyenne.

Il est à noter également, l'importance du déficit mis en évidence par l'intervalle séparant les deux courbes.

La relation entre l'écoulement et la pluie peut être encore mieux présentée à l'aide d'une fonction de type puissance (Figure 5.23) qui confirme une bonne corrélation dans tous les sous bassins. Le coefficient de corrélation oscille de 0,88 à Oued Cheliff Harraza, 0,79 à Oued Cheliff Tickezal et 0,70 à Oued Ras Ouahrane.

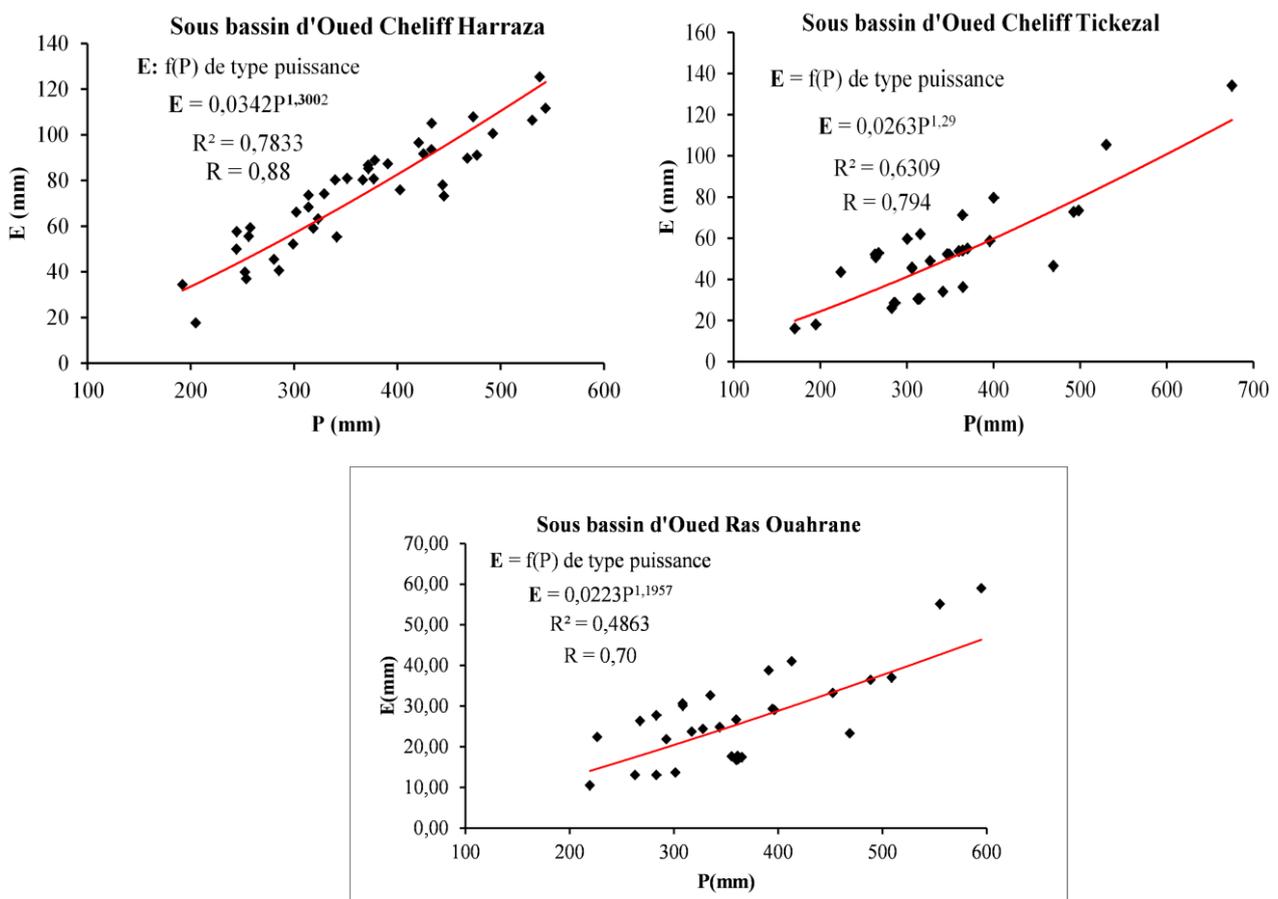


Figure 5.23. Corrélation hydro-pluviométrique des lames précipitées - lames écoulées de type puissance des sous bassins-versants d'Oued Cheliff Harraza, Oued Cheliff Tickezal et Oued Ras Ouahrane.

6.6.2.2. Corrélation Déficit d'écoulement - Pluie

Le bilan hydrologique annuel nous a permis d'analyser le mode de répartition des lames d'eau précipitées et d'apprécier leur impact sur les autres termes du bilan dans le bassin versant.

Le déficit d'écoulement constitue le troisième terme du bilan hydrologique après les pluies et les débits. Il correspond à la quantité des pertes en eau par évapotranspiration. Les résultats de la corrélation déficit - pluie montrent que ces deux paramètres sont très étroitement liés pour l'ensemble des sous-bassins, comme l'atteste la liaison de type puissance dans la représentation graphique (Figure 5.24). Le coefficient de corrélation est de 0,98 pour tous les sous-bassins retenus.

Les déficits d'écoulements varient de 292,52 mm à Oued Cheliff Harraza, 294,38 mm à Oued Cheliff Tickezal et 336,47 mm à Oued Ras Ouahrane, son décroissement de l'Est à l'Ouest met en évidence le rôle déterminant des précipitations. D'autre part, les températures et le couvert végétal peuvent aussi avoir une influence sur la hauteur des déficits annuels.

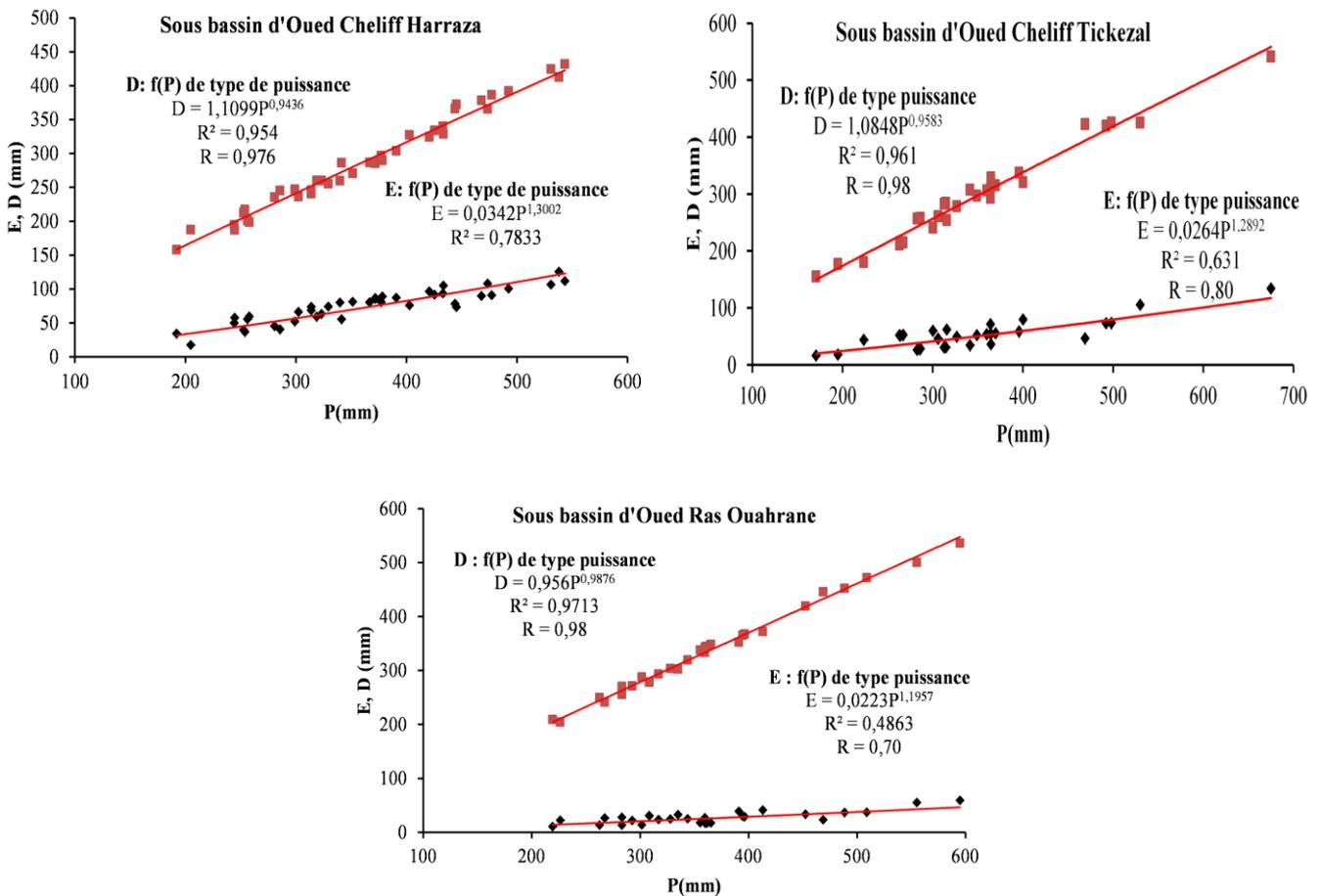


Figure 5.24. Corrélation hydro-pluviométrique des lames précipitées - écoulées, lames précipitées - déficits d'écoulement des sous bassins-versants d'Oued Cheliff Harraza, Oued Cheliff Tickezal et Oued Ras Ouahrane

Etant donné que notre région d'étude où domine un régime hydrologique de type *pluvial méditerranéen*, le facteur pluviométrique demeure le plus déterminant dans les deux relations qui existent au pas de temps annuel moyen entre "lame écoulée - lame précipitée", et "déficit d'écoulement - lame précipitée". Les liaisons fortes de type linéaire et puissance confirment la bonne corrélation de ces deux relations pour les sous bassins d'Oued Cheliff Harraza, Oued Cheliff Tickezal et Oued Ras Ouahrane, dont le coefficient de corrélation est supérieur à 0,65.

6.6.2.3. Corrélation Coefficient d'écoulement - Pluie

L'analyse corrélatrice entre les coefficients d'écoulement et les pluies annuelles de chaque sous bassin (figure 5.25), montre que seul le sous bassin d'Oued Cheliff Harraza a un coefficient de corrélation égale à 0,40, avec $R^2 = 0,16$, montrant une dépendance plus au moins acceptable de l'écoulement à la pluviométrie de ce sous bassin. A l'opposé, les sous-bassins d'Oued Cheliff Tickezal et Oued Ras Ouahrane présentent une relation plus en plus lâche, dont le coefficient de détermination est faible soit $R^2 = 0,08$ et $0,025$ successivement, raison pour laquelle nous n'avons pas tracé la courbe de tendance pour ces deux sous-bassins.

La faiblesse de la liaison entre les coefficients d'écoulement et les pluies moyennes confirment que l'écoulement de ces sous-bassins a un long temps de réponse aux apports pluvieux et dépend fortement de la recharge du réservoir souterrain.

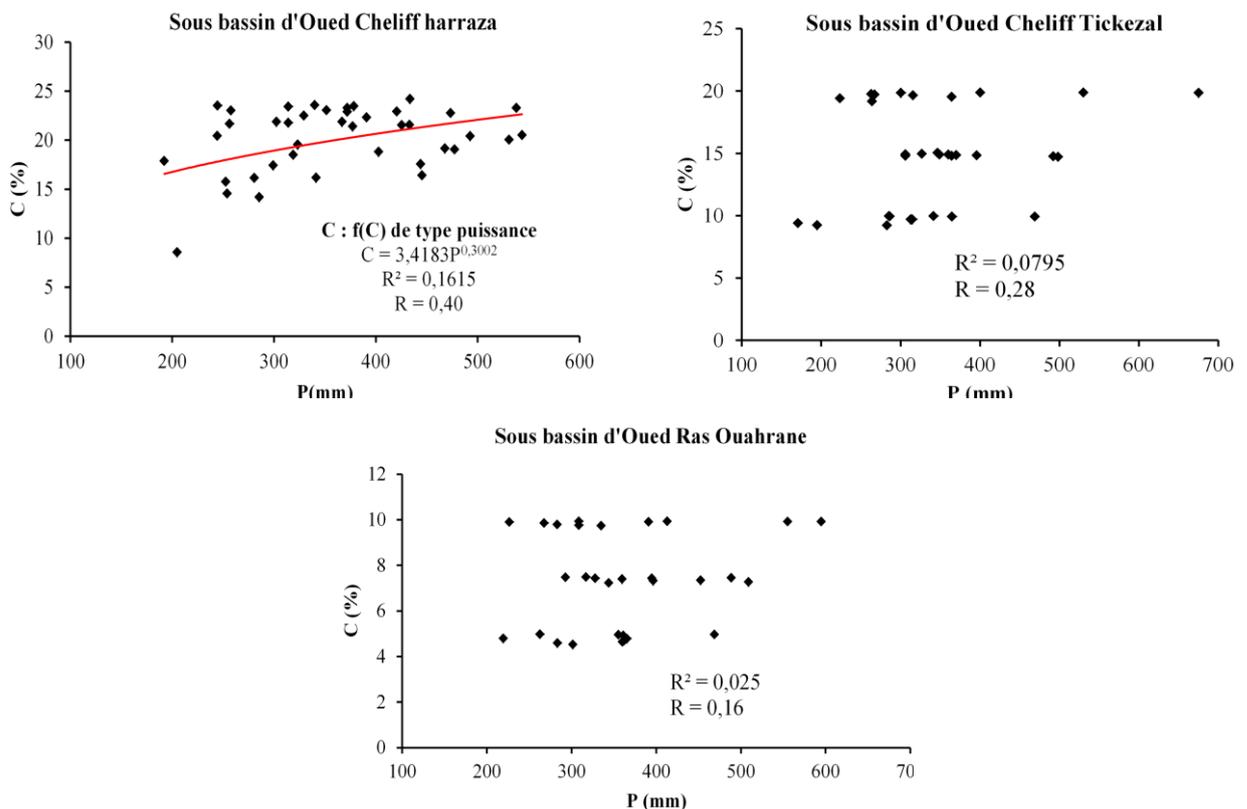


Figure 5.25. Corrélation hydro-pluviométrique des lames précipitées - coefficients d'écoulement des sous bassins-versants d'Oued Cheliff Harraza, Oued Cheliff Tickezal et Oued Ras Ouahrane

En outre, le facteur important qui intervient ici, est l'état d'humidité des sols et le niveau d'eau dans les réserves souterraines au moment de la pluie. Une année pluvieuse qui fait suite à une année sèche n'aura pas le même résultat d'écoulement que si elle faisait suite à une année très humide. En plus, la répartition temporelle et l'intensité des pluies jouent aussi un rôle déterminant dans la relation entre ces deux paramètres. C'est pour cela nous ne devons pas nous attendre à une bonne corrélation entre les hauteurs annuelles des pluies et les coefficients d'écoulements qui en ressortent.

Conclusion

Au terme de cette analyse, et sur la base des informations disponibles, nous retiendrons que, le bassin versant du Haut et Moyen Cheliff connaît une variabilité pluviométrique marquée par une longue période sèche amorcée depuis la fin des années 1970 qui s'est amplifiée pendant les années 1980 et les années 1990. Le déficit pluviométrique évalué fluctue entre 16% et 29%. L'analyse des variations de la pluviométrie moyenne mensuelle montre que la variabilité pluviométrique se manifeste également par une baisse importante de la pluviométrie mensuelle. Les mois de la saison humide sont plus affectés, dans l'ensemble, que ceux de la saison sèche. Nous noterons en particulier que les mois de juin et juillet sont généralement déficitaires.

L'évolution des débits dans le bassin du Haut et Moyen Cheliff a montré de fortes fluctuations de débits d'une année à une autre, ainsi qu'une abondance de l'écoulement durant la période 1973 à 1986 et une indigence de 1987 à 2005.

Les corrélations entre les termes du bilan hydrologique présentent, sur les sous-bassins d'Oued Cheliff Harraza, Oued Cheliff Tickezal et Oued Ras Ouahrane, des valeurs élevées, montrant l'influence des lames d'eau précipitées sur les autres termes du bilan (écoulement et déficit d'écoulement). En revanche les coefficients d'écoulements semblent peu dépendants des hauteurs des pluies annuelles et cela souligne que la réponse du bassin est plutôt régie plus par l'intensité des événements pluviométriques que le total annuel des précipitations.

Certes, la corrélation hydro-pluviométrique nous a permis d'établir la relation pluie-débit. Elle peut même permettre d'étendre les modules annuels des stations, mais cela ne se limite qu'à l'échelle annuelle. Ainsi, les données hydrométriques aux échelles mensuelles et journalières n'ont pu être critiquées et homogénéisées. A cet égard, l'intervention de la modélisation pluie-débit peut améliorer la qualité des informations hydrologiques disponibles en vue d'une meilleure estimation des ressources en eau disponibles et de leur variation temporelle.

Chapitre 6

Modélisation pluie-débit : Outil d'évaluation et étude de l'impact du changement climatique sur les ressources en eau

Préambule

Nous avons présenté dans le chapitre précédent, les résultats de l'application des méthodes de détection de la non-stationnarité dans les séries hydro-pluviométriques des différents sous-bassins du bassin du Haut et Moyen Cheliff. Et nous avons vu que la forte corrélation entre écoulement et précipitations autorise le recours à un modèle hydrologique afin de simuler les débits de ces sous-bassins. Les modèles pluie-débit sont des outils particulièrement adaptés pour évaluer l'impact des changements climatiques sur les ressources en eau, à condition d'être robustes et correctement calés pour simuler les débits des cours d'eau.

Dans ce chapitre, nous allons tester dans un premier temps, la performance des modèles hydrologiques GR1A et GR2M en tant que représentations mathématiques du fonctionnement des sous-bassins versants étudiés. En évaluant leurs sensibilités aux données d'entrées et aux variations sur leurs paramètres et en estimant les incertitudes des simulations. L'approche adoptée dans cette étude, est l'identification de tendances dans le comportement hydrologique des sous bassins-versants. En se fondant sur les tableaux de simulations croisées utilisés au IRSTEA) pour construire deux tests statistiques non-paramétriques d'interprétation (Andreassian, 2002). Ces tests nous permettront de montrer un changement de comportement hydrologique lié aux fluctuations climatiques dans les sous-bassins sélectionnés.

Dans un second temps, et selon la disponibilité des données journalières, nous faisons une étude comparative des modèles hydrologiques à pas de temps journalier pour le sous bassin d'Oued Cheliff Harraza, dont les modèles utilisés, sont successivement : GR4J, HBV Light et GARDÉNIA.

6.1. Méthodologie et analyse de l'efficacité des modèles

Le choix de la période de calage est primordial pour l'optimisation des paramètres d'un modèle hydrologique, et les séries hydroclimatiques qui servent au calage peuvent avoir une influence sur la détermination de ces paramètres. Plusieurs auteurs se sont intéressés à cette problématique : Gupta et Sorooshaian (1985,1995), Yapo & al., (1996) et Perrin (2000).

Perrin montre que sur un échantillon de 429 bassins et 35 modèles, cinq (5) années en moyenne sur les sous périodes de huit (8) ans semblent suffisantes en calage pour ne pas affecter la qualité de simulation des modèles plus ou moins complexes. Ce qui correspond à une division de la période en 2/3 pour le calage et 1/3 pour la validation (Ardoin, 2004). Notons que la première année de la période de calibrage est destinée à l'initialisation du modèle (estimation des paramètres initiaux du modèle : niveau de remplissage des réservoirs).

Sur notre échantillon de cinq sous-bassins versants, les longueurs des séries de débits sont variables avec deux mesures différentes : la première s'étale entre 1973 et 2013 qui concerne deux sous-bassins : Oued Cheliff Harraza et Oued Rouina Zeddine. La seconde comprise entre 1983 et 2013 et concerne Oued Ras Ouahrane, Oued Cheliff Tickezal et Oued Sly (Figure 6.1). Comme les données de pluies et d'ETP à notre disposition s'étalent de 1973 à 2013, les séries hydrologiques retenues varient entre 30 ans et 40 ans.

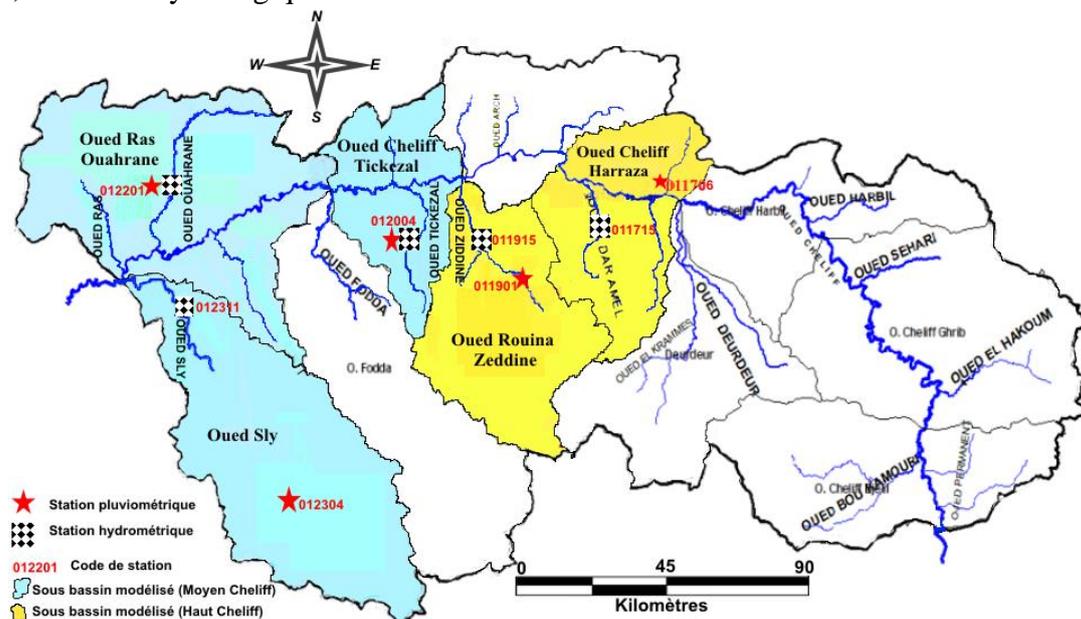


Figure 6.1. Carte de situation des sous-bassins retenus pour la modélisation pluie-débit.

L'évaluation des modèles GR1A et GR2M a été réalisée selon le principe du *differential splitsample test* (Klemes, 1986). Ce test consiste à sous-échantillonner la période disponible en deux sous-périodes, de caler le modèle sur la première période et de le valider sur la deuxième, puis inversement. Dans cette étude de modélisation, nous avons procédé au calage sur les deux tiers (2/3) de l'échantillon de données disponibles et à la validation sur le dernier tiers.

Afin de juger la performance des modèles, le coefficient de détermination (R^2) est l'un des critères le plus simple pour mesurer la qualité des ajustements réalisés par les modèles, il permet de renseigner sur la bonne occurrence ou non des observations des débits sans en évaluer les intensités. En revanche, deux critères ont été associés à celui du coefficient de corrélation pour estimer l'efficacité de ces modèles à reproduire les écoulements observés, à la fois pour les périodes de calage et de validation. Le premier est le critère de Nash standard calculé à partir des séries de débits bruts, le second est le critère de Nash calculé à partir des séries des racines carrées des débits bruts (voir chapitre 2)

La comparaison du critère de Nash calculé à partir des débits bruts et du critère de Nash calculé à partir des racines carrées des débits bruts permet d'évaluer si les différences en terme de volume d'eau entre l'hydrogramme simulé et celui observé concernent plutôt les périodes de hautes eaux que les périodes de basses eaux (*Lespinas, 2008*).

Dans la suite de ce manuscrit, les différents critères de Nash seront nommés NS pour le critère de Nash et Sutcliffe et NS R(Q) pour le critère sur la racine des débits.

6.1.1. Performance et robustesse du modèle annuel GR1A

Afin d'éprouver la robustesse du modèle GR1A, et comme cité avant, la méthode de *differential splitsample test* a été utilisée pour le calage et la validation des écoulements annuels au niveau de cinq sous-bassins retenus. Les paramètres de GR1A ont été déterminés sur deux sous-périodes comme présentés dans le tableau 6.1

Tableau 6.1. Résultats des calages et validations du modèle GR1A

	Paramètre		Calage			Validation	
	X_1	NS(%)	NS R(Q) (%)	R^2 (%)	NS(%)	NS R(Q) (%)	R^2 (%)
Haut Cheliff		1973 - 2000			2001 - 2013		
Oued Cheliff Harraza	1,19	71,20	73,30	82,27	70,40	52,60	86,64
Oued Rouina Zeddine	1,11	80,20	86,80	83,52	57,70	61,20	62,93
Moyenne	1,15	75,70	80,05	82,90	64,05	56,90	74,79
Moyen Cheliff		1983 - 2003			2004 -2013		
Oued Ras Ouahrane	1,10	75,10	73,90	82,02	72,10	74,90	81,65
Oued Cheliff Tickezal	1,31	60,10	74,10	75,20	60,70	57,40	62,37
Oued Sly	1,01	77,3	76,8	82,54	64,1	73,9	80,23
Moyenne	1,14	70,83	74,93	79,92	65,63	68,73	74,75

L'analyse du tableau, montre que le paramètre X_1 (coefficient de correction de l'évapotranspiration) est supérieur à un dans tous les sous-bassins. Il est compris entre 1,00 et 1,31, cela indique que l'évapotranspiration dans le bassin versant du Haut et Moyen Cheliff est très élevée. Ce paramètre traduit aussi les échanges avec des nappes profondes d'où une infiltration souterraine vers l'alimentation des nappes tout au long de l'oued. En effet, le caractère karstique de notre bassin nous laisse penser qu'il existe des échanges tout au long de l'oued.

Les performances exprimées en terme du critère de Nash (NS) et de racine de Nash (NS R(Q)), obtenues en appliquant le modèle GR1A sont satisfaisantes quel que soit le sous bassin versant. Le coefficient de détermination R^2 est supérieur à 75% en calage et à 62% en validation

La Figure 6.2 présente l'évolution des fréquences cumulées des critères de performance annuelles (NS, NS R(Q)) en calage et en validation pour les cinq sous-bassins retenus. Nous constatons que les valeurs moyennes de NS et NS R(Q) présentent une distribution de fortes valeurs, supérieures à 50%. Le critère NS présente en calage une distribution de valeurs inférieures aux valeurs du critère NS R(Q), Cela indique que les forts débits ne sont pas aussi bien reproduits que les faibles débits.

Les minimas sont situés entre 60% et 71% et entre 73% et 74% respectivement pour les NS et NS R(Q) en calage, en revanche les maximas oscillent entre 77% et 80% et entre 77% et 87% (Tableau 6.1). En validation, les valeurs de NS et NS R(Q) se dégradent, avec des valeurs comprises entre 57,7% et 72.1%, et entre 52,6 et 74,9 respectivement, ce qui s'avère tout à fait acceptable. Les meilleurs résultats sont obtenus en calage pour le sous bassin d'Oued Rouina Zeddine, avec des critères de NS et NS R(Q) de 80,20% et 86,80% et en validation pour le sous bassin d'Oued Ras Ouahrane avec 72,10% et 74,90% respectivement.

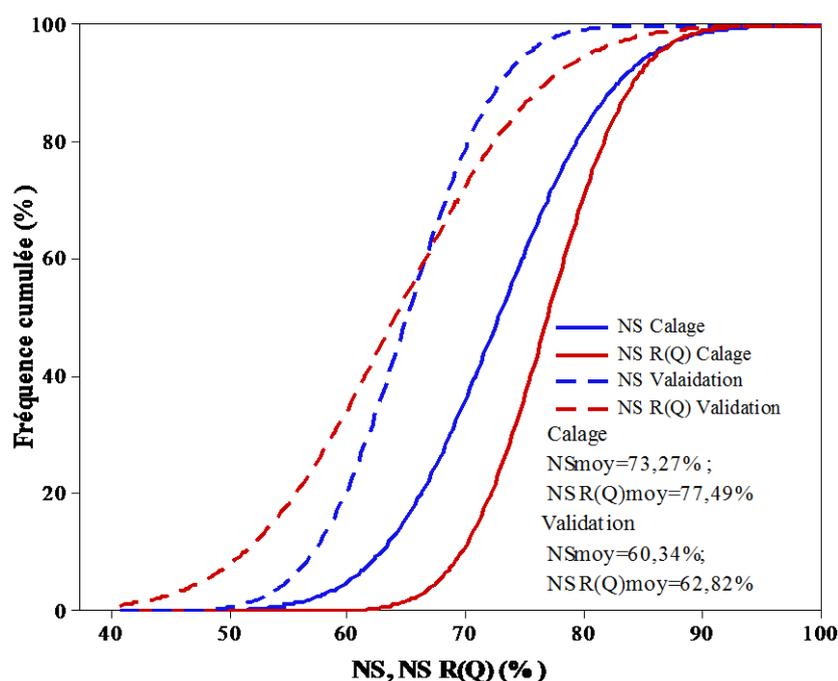


Figure 6.2. Fréquences cumulées des critères de performance NS et NS R(Q) en calage et en validation.

En outre, ces résultats suggèrent que le modèle GR1A est capable d'atteindre des performances très proches pour l'ensemble des sous-bassins versants. Etant donné que le calage est effectué sur une période qui comprend une importante variabilité hydro-pluviométrique, la mauvaise qualité des performances serait donc liée aux caractères variables des précipitations et des débits des sous-bassins étudiés. Les données d'entrée de calage pourraient avoir un impact non négligeable sur les performances du calage

En plus des performances, nous avons fait une analyse comparative des différents débits simulés et observés pour estimer quantitativement les écoulements simulés. Les différents débits observés et simulés (exprimés en lame d'eau) en calage comme en validation sont illustrés dans le tableau 6.2.

Tableau 6.2. Débits observés et simulés par le modèle GR1A en phases de calage et validation

	Calage		Validation	
	Débits observés	Débits simulés	Débits observés	Débits simulés
Haut Cheliff	Période 1973 - 2013			
Oued Cheliff Harraza	56,17	54,23	69,26	72,09
Oued Rouina Zeddine	62,17	61,21	65,26	63,27
Moyenne	59,17	57,72	67,26	67,68
Moyen Cheliff	Période 1983 - 2013			
Oued Ras Ouahrane	31,80	27,91	46,72	40,66
Oued Cheliff Tikazel	16,18	17,50	15,57	16,40
Oued Sly	36,45	37,79	31,75	30,73
Moyenne	28,14	27,73	31,35	29,26

Le tableau 6.2 montre que les débits simulés sont généralement proches des débits observés en calage comme en validation. Dans l'ensemble des sous-bassins, les débits observés sont supérieurs à ceux simulés, sauf au niveau du sous bassin d'Oued Cheliff Tikazel où les débits simulés sont supérieurs aux débits observés dans les deux phases calage et validation. Au niveau d'Oued Cheliff Harraza, le débit simulé est supérieur à celui observé en validation.

Selon l'observation de la forme des hydrogrammes, le modèle GR1A permet de reproduire assez correctement les écoulements annuels au niveau du bassin versant du Haut et Moyen Cheliff, tant en période de calage qu'en période de validation (Figure 6.3). La reconstitution des hydrogrammes peut être qualifiée d'acceptable dans son ensemble, les débits de pointe sont sous-estimés, mais l'écart demeure acceptable.

Etant donné que la validation présente la phase test des modèles, nous constatons que le modèle GR1A a apporté des réponses satisfaisantes quant à la simulation des débits observés, nous pouvons donc, affirmer son applicabilité au bassin du Cheliff.

6.1.2. Robustesse du modèle GR1A

A l'instar, de la fiabilité des modèles identifiés en terme de critère de performance plus particulièrement en validation, la robustesse est l'une des qualités les plus importantes et les plus souhaitables des modèles permettant de leur conférer une bonne crédibilité (Perrin, 2000).

Afin de quantifier la robustesse du modèle GR1A, nous analysons la variation des valeurs moyennes des critères de performances (NS et NS R(Q), lors du passage de la phase de calage à la phase de validation. En évaluant ainsi, la capacité du modèle à fournir en phase de calage, des performances de même qualité qu'en phase de validation.

Les performances du modèle en calage et en validation sont représentées dans le tableau 6.3.

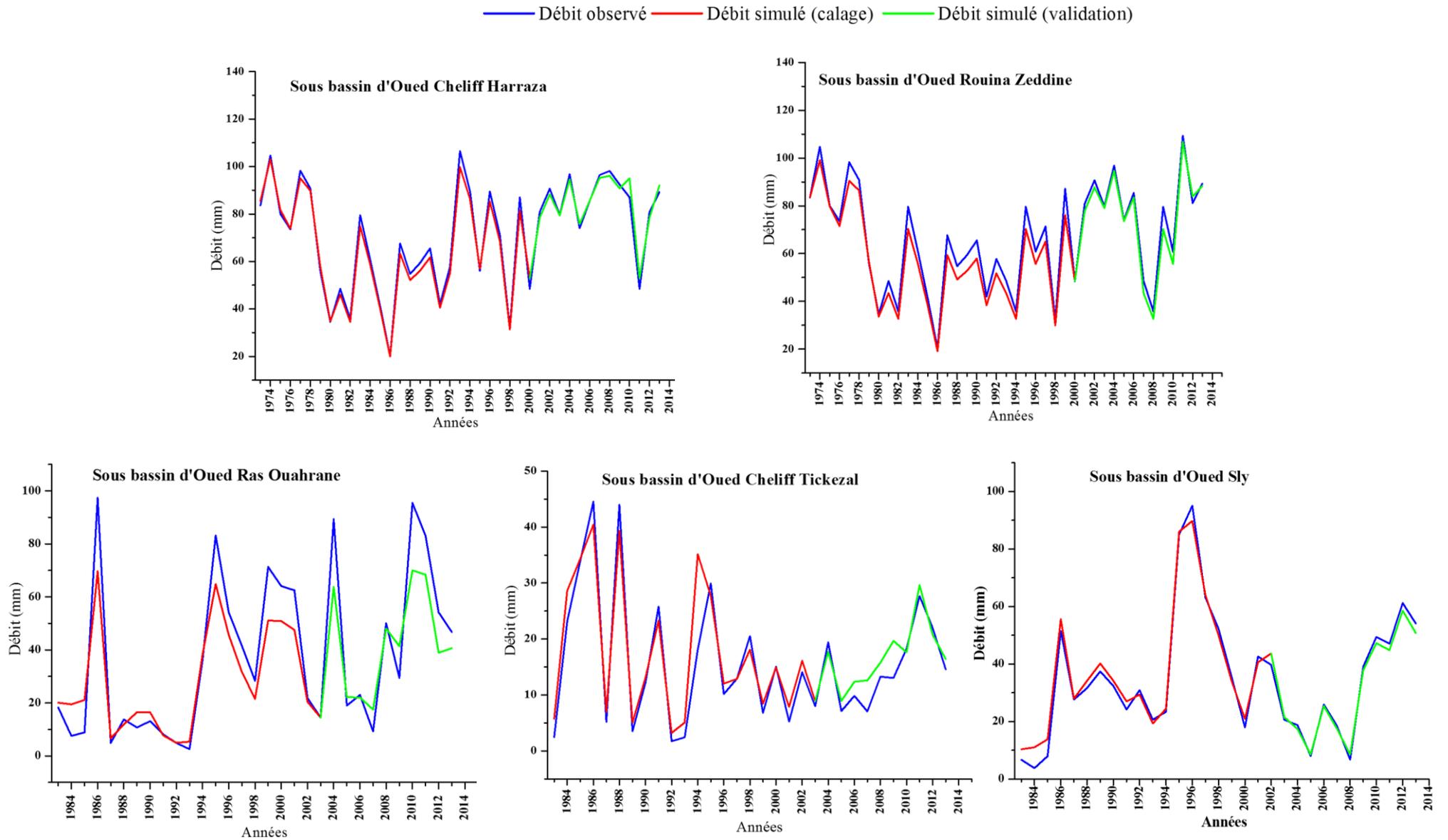


Figure 6.3. Hydrogrammes observés et simulés en phase de calage et validation par le modèle de GR1A pour les sous bassins du Haut et Moyen Cheliff

Tableau 6.3. Variations des performances du modèle GR1A en calage et en validation.

	Calage						Validation					
	NS(%)	NS	R(Q)	NS(%)	NS	R(Q)	NS(%)	NS	R(Q)	NS(%)	NS	R(Q)
		(%)		(%)			(%)	(%)		(%)	(%)	
	1973 - 2000			2001 - 2013			1973 - 2000			2001 - 2013		
Haut Cheliff	Période 1973 - 2013											
Oued Cheliff Harraza	71,20	73,30	67,20	52,20	83,70	88,80	70,40	59,60				
Oued Rouina Zeddine	80,20	86,80	71,40	72,40	73,30	81,40	60,20	61,20				
Moyenne	75,70	80,05	69,30	62,30	78,50	85,10	65,30	60,40				
Moyen Cheliff	Période 1983 - 2013											
	1983 - 2002			2003-2013			1983 - 2002			2003-2013		
Oued Ras Ouahrane	75,10	73,90	79,40	84,50	86,50	87,50	72,10	74,90				
Oued Cheliff Tickezal	63,60	74,10	71,90	66,70	86,10	89,40	60,70	57,40				
Oued Sly	77,30	76,8	65,00	73,50	60,10	60,5	64,10	73,90				
Moyenne	72,00	74,93	72,10	74,90	77,57	79,13	65,63	68,73				

Le tableau 6.3 montre une comparaison des performances du modèle annuel GR1A exprimées en termes de critère de NS et NS R(Q) sur les différentes sous périodes utilisées. D'après le tableau ci-dessus, les performances (les valeurs moyennes de NS et NS R(Q) successivement) en calage au cours de la période sous-1973-2000 (75,70% et 80,05%) restent supérieures à celles de la sous-période 2001-2013 (69,30% et 62,30%). En revanche, pour les trois sous-bassins (Oued Ras Ouahrane, Oued Cheliff Tickezal et Oued Sly) les performances en calage sur la période 1983-2002 sont supérieures ou égales à celles sur la sous-période 2003-2013 (72,00, 74,93 et 72,10, 74,90).

En validation, la même remarque est observée au niveau des critères NS et NS R(Q) sur les deux sous-périodes 1973-2000 et 1983-2002 qui sont supérieures à celles des deux sous-périodes 2001-2013 et 2003-2013 successivement quel que soit le sous bassin. Les valeurs moyennes des critères de 78,50%, 85,10% contre 65,30%, 60,40% au cours des sous-périodes 1973-2000, et 2001-2013, et 77,57%, 79,13% contre 65,63%, 68,73% au cours des sous-périodes 1983-2002 et 2003-2013.

D'une manière générale, Les critères de performances moyennes obtenues en calage et en validation sur toutes les périodes sont supérieures à 60% quel que soit le sous bassin (Tableau 6.4), ce qui traduit la performance du modèle GR1A

L'analyse des performances moyennes dans le tableau 6.4 au cours du calage sur le deux tiers et validation sur le dernier tiers et vice versa, augmente les performances et la robustesse du modèle appliqué pour l'ensemble des sous-bassins versants.

Les valeurs du critère de robustesse (écarts de variation des performances de NS et NS R(Q)) varient entre -9, -8,24 et 7,88, 7,92 pour Oued Rouina Zeddine et Oued Cheliff Harraza respectivement pour la période 1973-2013 (Tableau 6.4).

Tableau 6.4. Performances moyennes et critère de robustesse du modèle annuel GR1A.

	Performance moyenne (calage)		Performance moyenne (validation)		Ecart de variation	
	NS(%)	NS R(Q) (%)	NS(%)	NS R(Q) (%)	NS(%)	NS R(Q) (%)
Haut Cheliff						
Période 1973 - 2013						
Oued Cheliff Harraza	69,20	62,75	77,08	70,67	7,88	7,92
Oued Rouina Zeddine	75,80	79,58	66,80	71,35	-9,00	-8,24
Moyenne	72,50	71,17	71,94	71,01	-0,56	-0,16
Moyen Cheliff						
Période 1983 - 2013						
Oued Ras Ouahrane	77,26	79,18	79,32	81,19	2,06	2,01
Oued Cheliff Tickezal	65,99	70,42	73,38	73,45	7,40	3,03
Oued Sly	71,20	75,20	62,10	67,20	-9,10	-8,00
Moyenne	71,48	74,93	71,60	73,95	0,12	-0,99

En outre, le critère de robustesse pour la période 1983-2013 oscille entre -9,10, -8 et -7,4, 3,03 pour Oued Sly et Oued Cheliff Tickezal successivement. Les valeurs négatives du critère de robustesse ont été obtenues seulement au niveau d'Oued Rouina Zeddine et Oued Sly. Les valeurs moyennes observées du critère de robustesse pour les deux périodes d'études varient entre -0,12, -0,56 et -0,99, -0,16 pour NS et NS R(Q) respectivement.

Les valeurs du critère de robustesse sont toutes inférieures à 10% en valeur absolue (Tableau 6.4), et cela induit que le modèle annuel GR1A est robuste et est capable de reproduire des simulations de qualité supérieure à celles obtenues lors du calage.

6.1.3. Performance et robustesse du modèle mensuel GR2M

Tout comme le modèle annuel GR1A, les mêmes démarches ont été suivies pour réaliser le calage et la validation du modèle mensuel GR2M. Le tableau 6.5 présente les résultats de simulations des écoulements mensuels effectuées au niveau des mêmes sous-bassins retenus avec le modèle GR2M

Tableau 6.5. Résultats des calages et validations du modèle GR2M

	Paramètres			Calage		Validation		
	X ₁ (mm)	X ₂	NS(%)	NS R(Q) (%)	R ²	NS(%)	NS R(Q) (%)	R ² (%)
Haut Cheliff								
1973 - 2000								
Oued Cheliff Harraza	142,59	0,84	82,66	86,21	78,40	84,27	75,33	80,30
Oued Rouina Zeddine	208,51	0,60	80,30	70,30	80,86	87,30	77,30	88,90
Moyenne	175,55	0,72	81,48	78,26	79,63	85,79	76,32	84,60
Moyen Cheliff								
1983 - 2003								
Oued Ras Ouahrane	97,51	0,70	80,50	85,90	95,70	75,00	80,50	95,51
Oued Cheliff Tickezal	109,95	0,88	74,30	86,30	88,34	78,90	72,80	89,35
Oued Sly	148,41	0,65	77,50	81,50	92,22	76,60	80,30	85,43
Moyenne	118,62	0,74	77,45	84,57	92,09	76,85	77,89	90,10

Le calage des cinq sous-bassins versants sectionnés avec le modèle GR2M s'avèrent satisfaisants (Tableau 6.5). Les valeurs moyennes des critères de performances varient de 81,48% pour le NS et de 78,26% pour le NS R(Q) sur la période d'étude 1973-2013. En

revanche, elles sont comprises entre 77,45% pour NS et 84,57% pour NS R(Q) sur la période d'étude 1983-2013.

Les performances en validation sont jugées en fonction du même critère que celui utilisé en calage. Les performances moyennes obtenues sont de 85,79% pour le NS et 76,32% pour le NS R(Q) sur la période d'étude 1973-2013, et de 76,85% pour le NS et 77,89% pour le NS R(Q) (Tableau 6.5).

Les fréquences cumulées des critères de performance mensuelles (NS, NS R(Q)) ont la même allure tant en phase de calage qu'en phase de validation (Figure 6.4) pour l'ensemble des sous-bassins étudiés. Les valeurs moyennes de NS et NS R(Q) présentent une distribution de fortes valeurs, supérieures à 70%. Néanmoins, le critère NS présente une distribution de valeurs systématiquement inférieures aux valeurs du critère NS R(Q) en calage, et cela pourrait signifier que les forts débits sont moins bien simulés que les faibles débits.

Les valeurs moyennes du coefficient de détermination mensuelle (R^2), sur les deux périodes d'études sont supérieures à 79% en calage comme en validation.

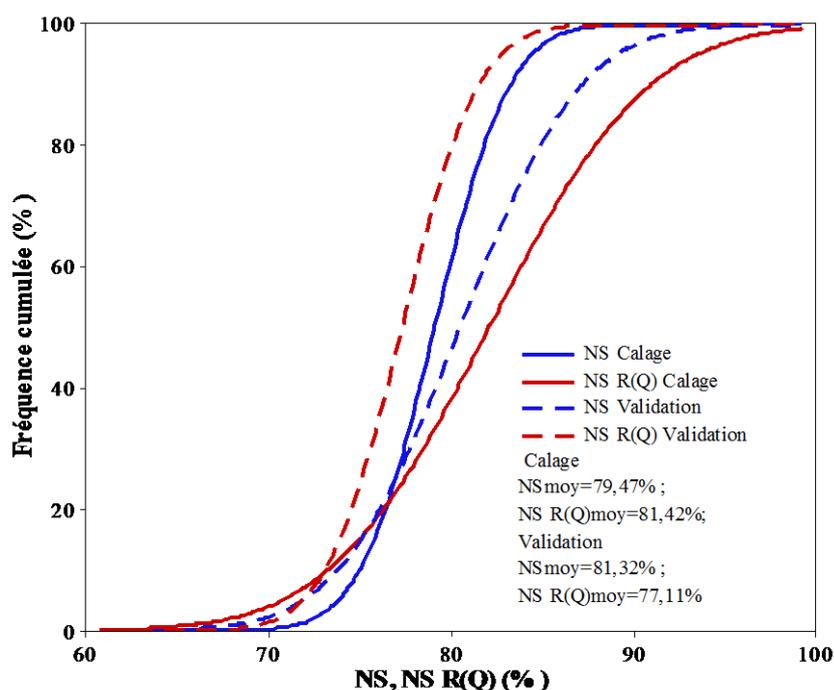


Figure 6.4. Fréquences cumulées des critères de performance NS et NS R(Q) en calage et en validation.

Par ailleurs, les valeurs du paramètre X_1 (la capacité du réservoir de production) varient de 142,59mm à 208,51mm avec une moyenne de 175,55mm sur la période 1973-2013, et entre 97,51mm et 148,41mm avec une moyenne de 118,62mm sur la période 1983-2013. En revanche les valeurs du paramètre X_2 (paramètre d'échange souterrain) sont comprises entre 0,60 et 0,84 avec une moyenne de 0,72 sur la période 1973-2013 et entre 0,65 et 0,88 avec une moyenne de 0,74 sur la période 1983-2013. Les faibles valeurs de X_2 peuvent être expliquées par l'existence d'un apport d'eau externe qui contribue à l'écoulement observé au niveau des sous-bassins concernés. En effet, lorsque X_2 est supérieure à 1, on assiste à une

perte d'eau du réservoir vers les autres bassins versants et dans le cas contraire, c'est plutôt un apport vers le réservoir qu'il traduit (Koffi, 2007).

La forme des hydrogrammes simulés en phases de calage et de validation concorde assez bien avec celle des hydrogrammes observés, cependant les plus forts débits de pointe ne sont pas toujours bien reproduits. Le modèle GR2M parfois les sous-estime ou les surestime, néanmoins, la dynamique des écoulements est bien reproduite en calage comme en validation.

Sur les deux figures 6.5 et 6.6, le modèle GR2M a bien simulé les très faibles débits, notamment ceux qui correspondent à la période de 1981 2004 qui coïncide effectivement avec la persistance de la sécheresse. Les résultats obtenus nous laissent induire que le modèle GR2M arrive à mieux reconstituer les débits pendant la période sèche que le modèle annuel GR1A.

Les débits observés et simulés par le modèle GR2M sont présentés dans le tableau 6.6

Tableau 6.6. Débits observés et simulés (mm) par le modèle GR2M

	Calage		Validation	
	Débits observés	Débits simulés	Débits observés	Débits simulés
Haut Cheliff	Période 1973 - 2013			
Oued Cheliff Harraza	52,96	53,13	35,96	39,01
Oued Rouina Zeddine	54,42	55,59	30,46	34,28
Moyenne	53,69	54,36	33,21	36,65
Moyen Cheliff	Période 1983 - 2013			
Oued Ras Ouahrane	32,08	30,22	34,76	33,53
Oued Cheliff Tikazel	18,964	17,948	16,884	15,848
Oued Sly	35,88	32,82	29,19	27,88
Moyenne	28,97	27,00	26,94	25,75

Le tableau 6.6 confirme la figure 6.5 qui montrent que les débits d'Oued Cheliff Harraza et Oued Rouina Zeddine sont surestimés tant en phase de calage qu'en phase de validation. En outre, pendant la période 1973-2013, le débit moyen observé est de 53,69 mm et le débit simulé est de 54,36 mm en calage (Tableau 6.6), et en validation le débit observé est de 33,21 mm et le débit simulé est de 36,65 mm. Pour la période 1983-2013, en calage le débit moyen observé est égale 28,97 mm et le débit simulé égale à 27 mm, et en validation, le débit observé égale à 26,94 mm et le débit simulé égale à 25,75 mm.

D'une manière générale, les débits simulés par le modèle GR2M en calage comme en validation sont proches, par valeurs supérieures ou par valeurs inférieures, aux débits observés.

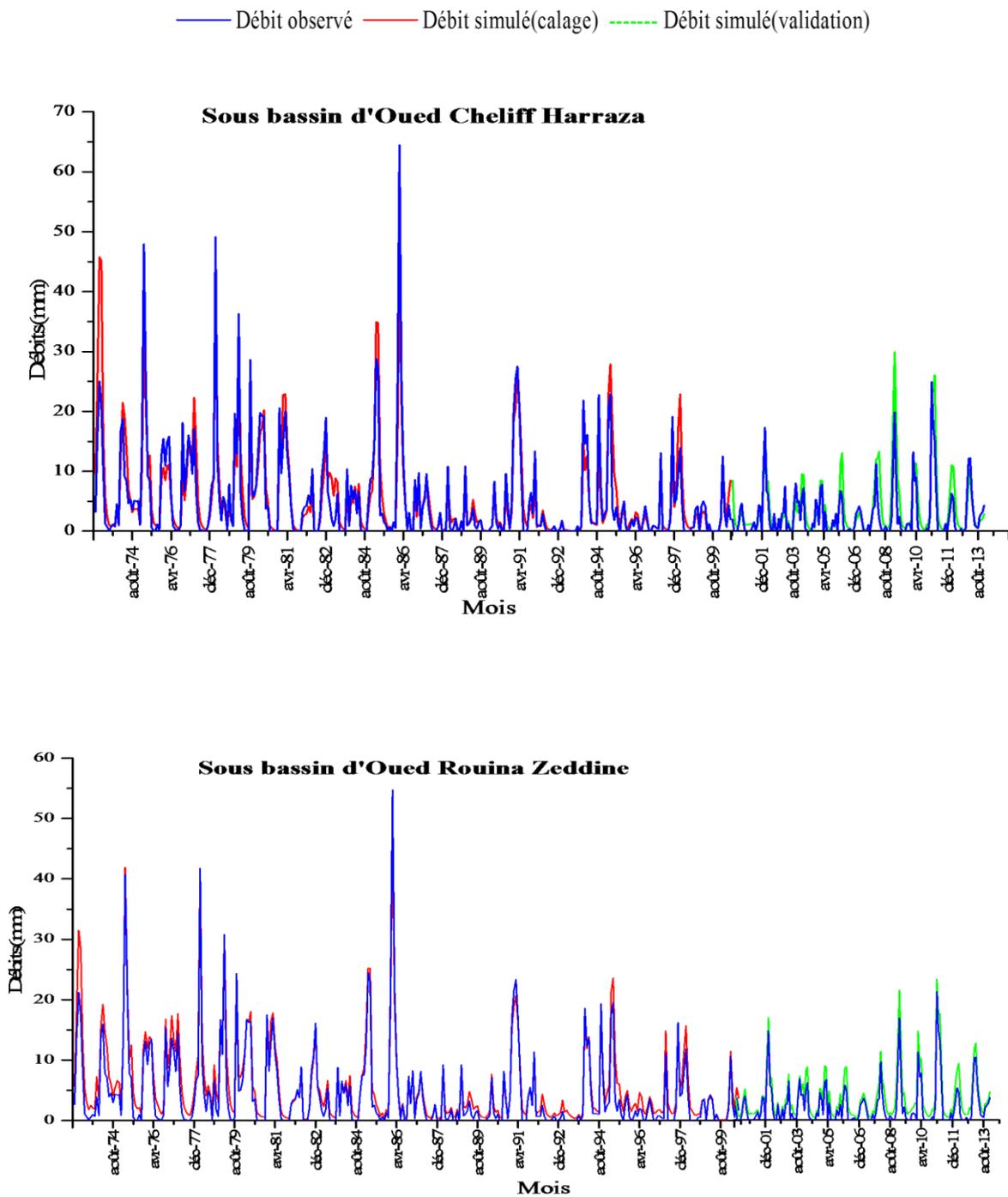


Figure 6.5. Hydrogrammes observés et simulés en phase de calage et validation par le modèle GR2M (1973-2013)

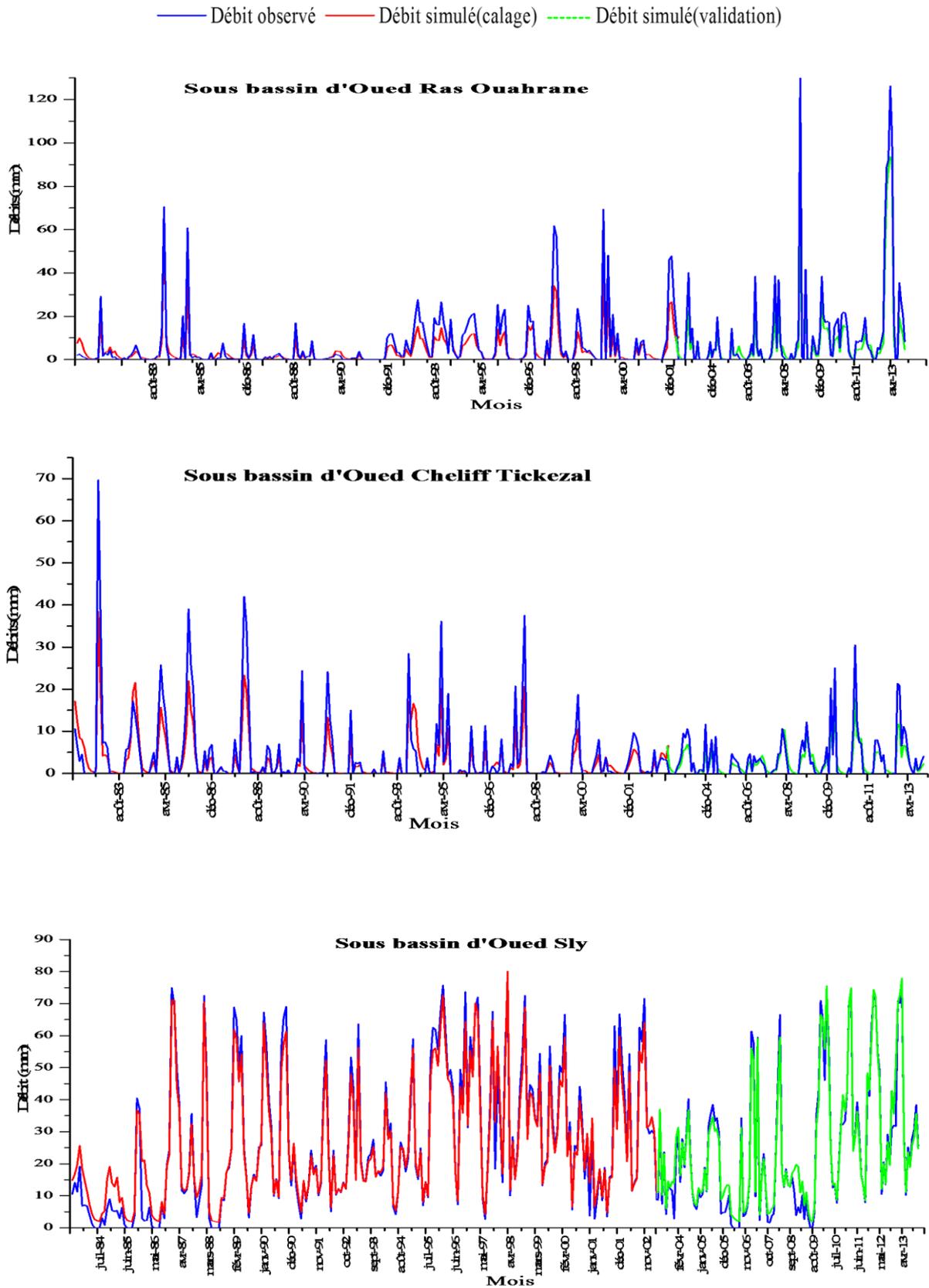


Figure 6.6. Hydrogrammes observés et simulés en phase de calage et validation par le modèle GR2M (1983-2013)

6.1.4. Robustesse du modèle GR2M

Les performances en calage et en validations sur les deux périodes d'études 1973-2013 et 1983-2013 sont récapitulées dans le tableau 6.7. Les résultats du tableau 6.8 mettent en évidence les écarts de variation des performances moyennes obtenues entre la phase de calage et celle de la validation au niveau du modèle GR2M.

Tableau 6.7. Performances moyennes et critère de robustesse du modèle mensuel GR2M.

	Calage				Validation			
	NS(%)	NS R(Q) (%)	NS(%)	NS R(Q) (%)	NS(%)	NS R(Q) (%)	NS(%)	NS R(Q) (%)
	1973 - 2000		2001 - 2013		1973 - 2000		2001 - 2013	
Haut Cheliff	Période 1973 - 2013							
Oued Cheliff Harraza	82,66	86,21	83,40	77,10	76,90	84,8	84,27	75,33
Oued Rouina Zeddine	80,30	70,30	62,10	47,30	65,40	49,10	87,30	77,30
Moyenne	81,48	78,26	72,75	62,20	71,15	66,95	85,79	76,32
	Période 1983 - 2013							
Moyen Cheliff	1983-2002		2003-2013		1983-2002		2003-2013	
Oued Ras Ouahrane	80,50	85,90	75,0	80,50	75,50	84,50	75,00	80,50
Oued Cheliff Tickezal	74,30	86,30	76,6	73,10	71,30	85,0	72,8	89,35
Oued Sly	77,50	81,50	64,96	74,55	63,02	71,62	76,60	80,30
Moyenne	74,54	83,71	71,52	72,00	70,42	82,20	71,91	86,19

Les performances des critères de NS et NS R(Q) lors du calage sur la sous période 1973-2000 sont supérieures à celles obtenues sur la sous période 2001-2013. La même remarque a été enregistrée (Tableau 6.7) sur les performances des critères de NS et NS R(Q) lors du calage sur les deux sous périodes 1983-2002 et 2003-2013. Alors que le contraire est observé en phase de validation, les performances des critères de NS et NS R(Q) sur les deux sous périodes : 1973-2000 et 1983-2002 sont inférieures à celles obtenues sur 2001-2013 et 2003-2013.

Le tableau 6.8 montre que les performances moyennes de NS en calage pour les deux périodes d'étude 1973-2013 et 1983-2013 sont supérieures à celles en validation (77,11% contre 76,48% et 74,82% contre 72,37%). Les performances moyennes de NS R(Q) pour les deux périodes d'études en calage sont inférieures à celles en validation (70,21% contre 71,65% et 80,31% contre 81,88%)

Puisque le critère de NS est le plus pertinent pour l'évaluation des modèles, nous pouvons constater que les performances moyennes en calage sont supérieures à celles de la validation. Ceci affirme que les performances obtenues au niveau du modèle GR2M sont satisfaisantes.

La chute de l'écart de performance, en passant de la phase de calage à la phase de validation, oscille entre -2,46% et 5,21%, avec une moyenne de 1,38% pour le NS sur la période d'étude 1973-2013. Et entre -3,41% et -1,42% avec une moyenne de -2,44 % sur la période d'étude 1983-2013 (Tableau 6.8).

Tableau 6.8. Performances moyennes et critère de robustesse du modèle GR2M

	Performance moyenne (calage)		Performance moyenne (validation)		Ecart de variation	
	NS(%)	NS R(Q) (%)	NS(%)	NS R(Q) (%)	NS(%)	NS R(Q) (%)
Haut Cheliff	Période 1973 - 2013					
Oued Harraza	83,04	81,64	80,58	80,06	-2,46	-1,58
Oued Rouina Zeddine	71,17	58,77	72,38	63,23	5,21	4,45
Moyenne	77,11	70,21	76,48	71,65	1,38	1,44
Moyen Cheliff	Période 1983 - 2013					
Oued Ras Ouahrane	77,76	83,20	75,25	82,50	-2,51	-0,70
Oued Cheliff Tikazel	75,46	79,70	72,05	87,18	-3,41	7,48
Oued Sly	71,23	78,03	69,81	75,96	-1,42	-2,07
Moyenne	74,82	80,31	72,37	81,88	-2,44	1,57

Les valeurs du critère de robustesse obtenues par référence au critère de qualité utilisé (critère de Nash), sont en général inférieures à 10% en valeur absolue, ce qui traduit la qualité de la robustesse du modèle GR2M.

Finalement, les résultats obtenus avec le modèle GR2M dans les cinq sous-bassins retenus et sur les deux périodes d'études sont satisfaisants. Les performances du critère de Nash (NS) sont généralement supérieures à 69% en calage et en validation. Le modèle GR2M est un modèle performant et robuste et représente de façon acceptable la relation entre la pluie moyenne mensuelle estimée sur chaque sous bassin versant et le débit moyen mensuel enregistré à son exutoire.

6.2. Analyse des incertitudes associées aux débits simulés

Afin de quantifier les incertitudes des débits simulés par les modèles pluie-débit utilisés dans notre étude (GR1A et GR2M), nous allons présenter la méthode d'estimation des incertitudes la plus appropriée pour calculer les erreurs en faisant le rapport ($Q_{observé} / Q_{simulé}$).

Les erreurs sont traditionnellement représentées comme des différences ($Q_{observé} - Q_{simulé}$) comme dans le critère de Nash. Mais cette représentation n'est pas assez fiable pour une utilisation pratique, car une même erreur absolue peut-être mineure pour une pointe de crue et excessive pour un étiage (Berthier, 2005).

6.2.1. Incertitudes associées aux débits simulés par le modèle annuel GR1A

Les incertitudes relatives aux débits simulés par le modèle annuel GR1A en phases de calage et de validation sont consignées dans le tableau 6.9

Tableau 6.9. Incertitudes des débits simulés par GR1A en calage et validation

	Calage	Validation
Haut Cheliff	Période 1973 - 2013	
Oued Cheliff Harraza	1,03	0,97
Oued Rouina Zeddine	1,08	1,01
Moyenne	1,06	0,99
Moyen Cheliff	Période 1983 - 2013	
Oued Ras Ouahrane	1,00	1,06
Oued Cheliff Tickezal	0,85	0,87
Oued Sly	0,91	1,01
Moyenne	0,92	0,98

Les valeurs moyennes des incertitudes relatives aux débits simulés par le modèle annuel GR1A sont comprises entre 1,03 au niveau d'Oued Cheliff Harraza et 1,08 à Oued Rouina Zeddine avec une moyenne de 1,06 en phase de calage sur la période d'étude 1973-2013. Elles varient entre 0,85 à Oued Cheliff Tickezal et 1,00 à Oued Ras Ouahrane avec une moyenne de 0,92 sur la période d'étude 1983-2013. En phase de validation, elles oscillent entre 0,97 à Oued Cheliff Harraza et 1,01 à Oued Rouina Zeddine avec une moyenne de 0,99 pendant la période 19713-2013, et entre 0,87 au niveau d'Oued Cheliff Tickezal et 1,06 à Oued Ras Ouahrane avec une moyenne de 0,98 durant la période 1983-2013.

Les incertitudes sont meilleures quand la moyenne des incertitudes associées aux débits simulés par le modèle est plus proche de (un) 1. Aussi, nous pouvons conclure selon les résultats obtenus dans l'ensemble des sous-bassins, les faibles débits au niveau d'Oued Ras Ouahrane sont sous-estimés pendant la période 1983-1994 en calage, et pendant 2004-2009 en validation, mis à part l'année 1986 qui marque une surestimation. Les forts débits sont plus ou moins surestimés pour l'ensemble des sous-bassins (Figures 6.7)

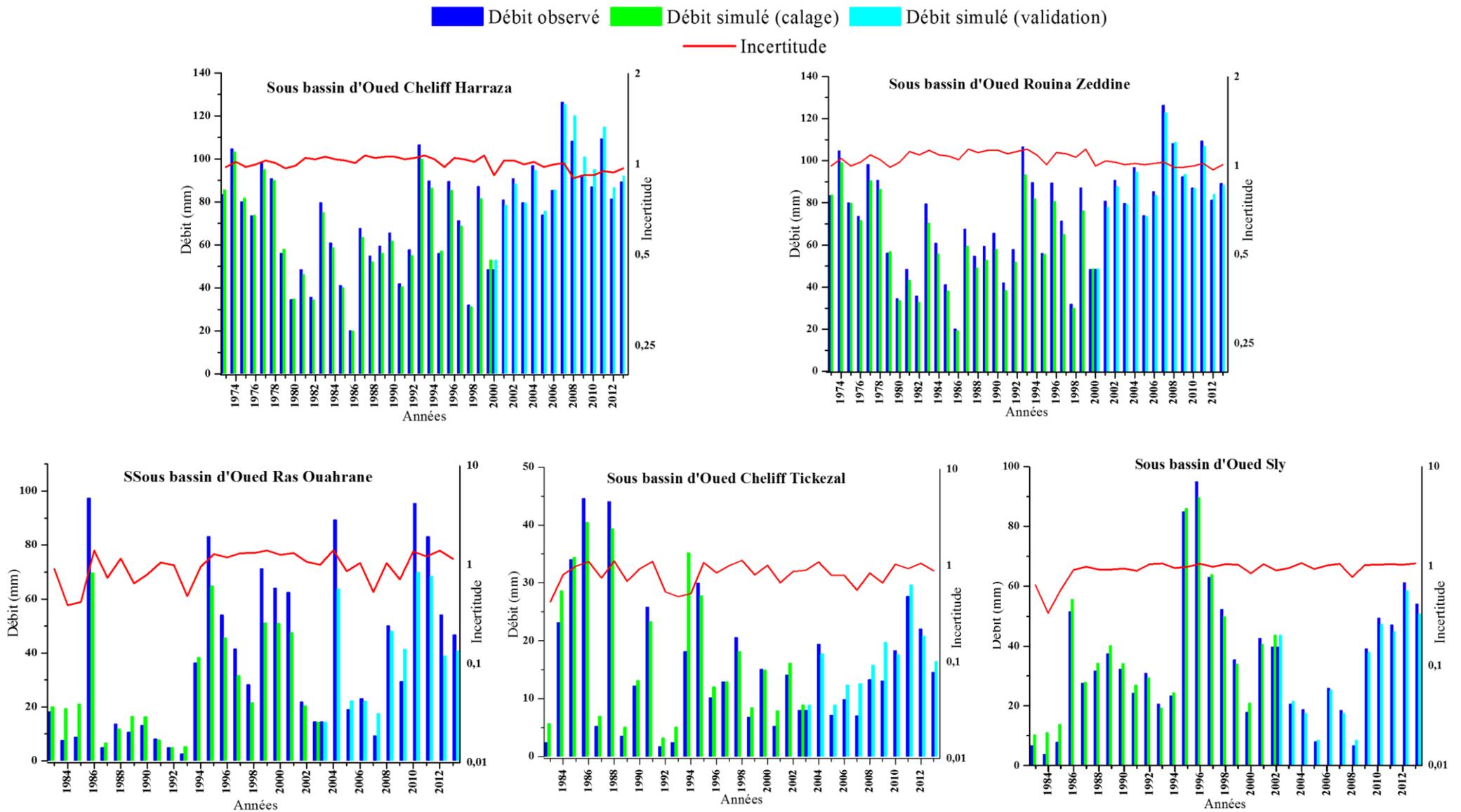


Figure 6.7. Comparaison entre incertitudes et hydrogrammes observés et simulés par le modèle GR1A en calage et validation

6.2.2. Incertitudes associées aux débits simulés par le modèle mensuel GR2M

Les incertitudes associées aux débits simulés au niveau du modèle GR2M pendant le calage et la validation sont illustrées dans le tableau 6.10.

Tableau 6.10. Incertitudes des débits simulés par GR2M en calage et validation

	Calage	Validation
Haut Cheliff	Période 1973 - 2013	
Oued Cheliff Harraza	0,74	0,61
Oued Rouina Zeddine	0,52	0,40
Moyenne	0,63	0,51
Moyen Cheliff	Période 1983 - 2013	
Oued Ras Ouahrane	0,96	1,01
Oued Cheliff Tikazel	0,84	0,81
Oued Sly	1,09	0,96
Moyenne	0,96	0,93

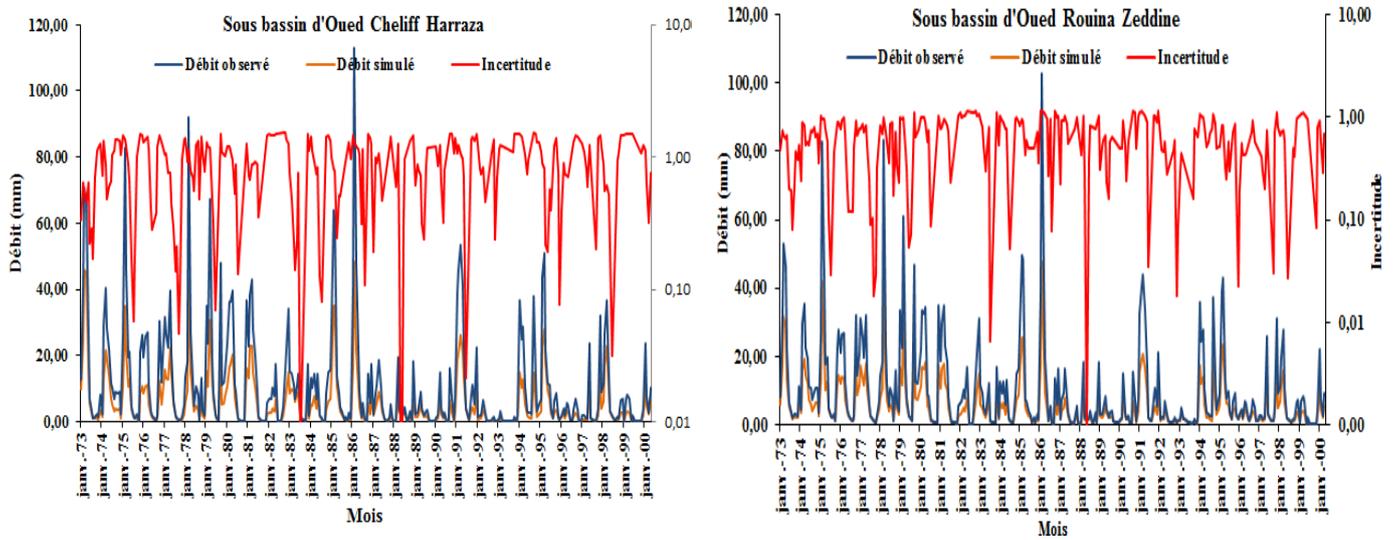
Le tableau 6.10 montre que les valeurs moyennes les plus faibles des incertitudes associées aux débits simulés par le modèle GR2M, ont été enregistrées au niveau d'Oued Cheliff Harraza et Oued Rouina Zeddine en calage comme en validation 0,74, 0,52 contre 0,61, 0,40.

La moyenne des incertitudes pour l'ensemble des sous-bassins est supérieure en phase de calage qu'en phase de validation, avec une moyenne de 0,63 en calage contre 0,51 en validation sur la période d'études 1973-2013. En revanche, sur la période d'étude 1983-2013 une moyenne des incertitudes de 0,96 en calage contre 0,93 en validation.

Pareillement au modèle GR1A, les résultats obtenus révèlent qu'une sous-estimation importante pour les faibles débits et une surestimation plus ou moins remarquable pour les forts débits tant en calage qu'en phase de validation (Figures 6.8 et 6.9). Les incertitudes au niveau du sous bassin d'Oued Sly sont meilleures en calage, ce qui traduit la stabilité de leur courbe durant le calage, à part quelques sous-estimations des faibles débits pour les trois mois de juin, juillet et aout de l'année 1986 et le mois mai de l'année 1988.

De ce fait, et afin de mieux quantifier les erreurs constatées, nous avons représenté sur un fond logarithmique les incertitudes en fonction des débits simulés en phase de calage pour les cinq bassins étudiés (Figure 6.10)

Phase de calage



Phase de validation

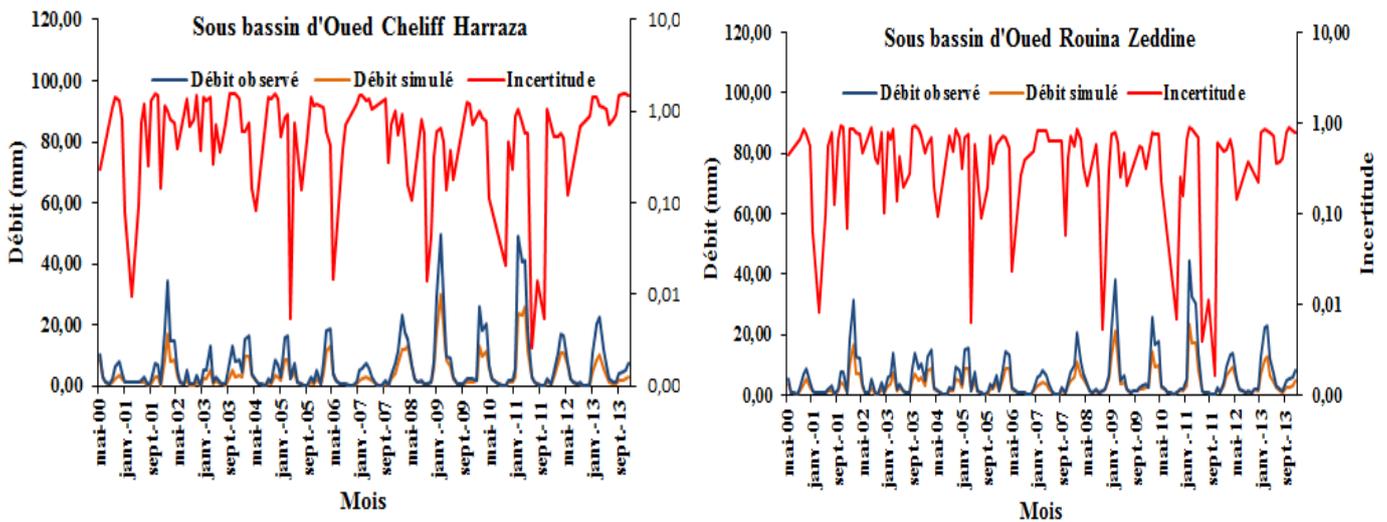
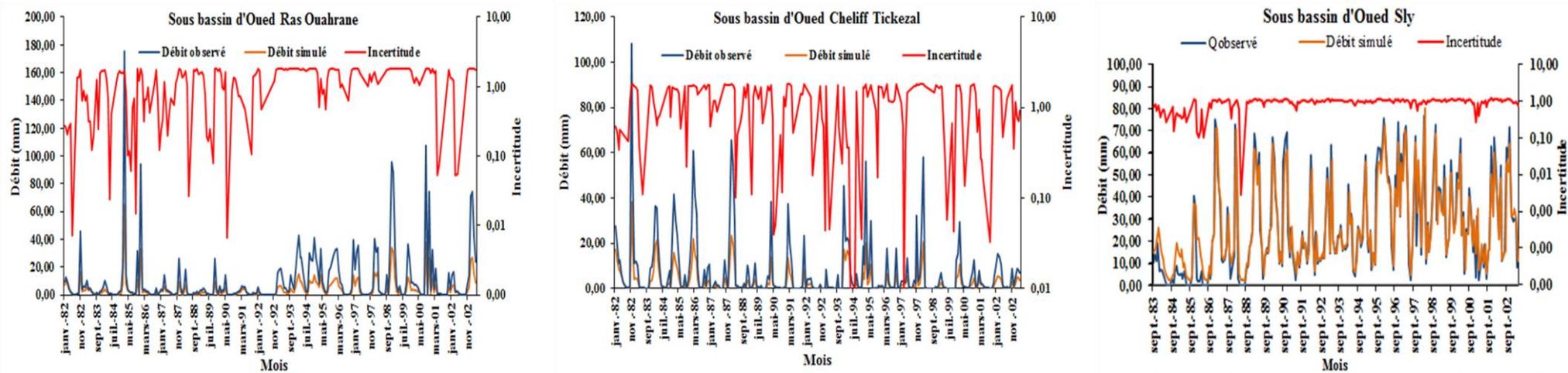


Figure 6.8. Comparaison entre incertitudes et hydrogrammes observés et simulés par le modèle GR2M en calage et validation sur la période d'étude 1973-2013

Phase de calage



Phase de validation

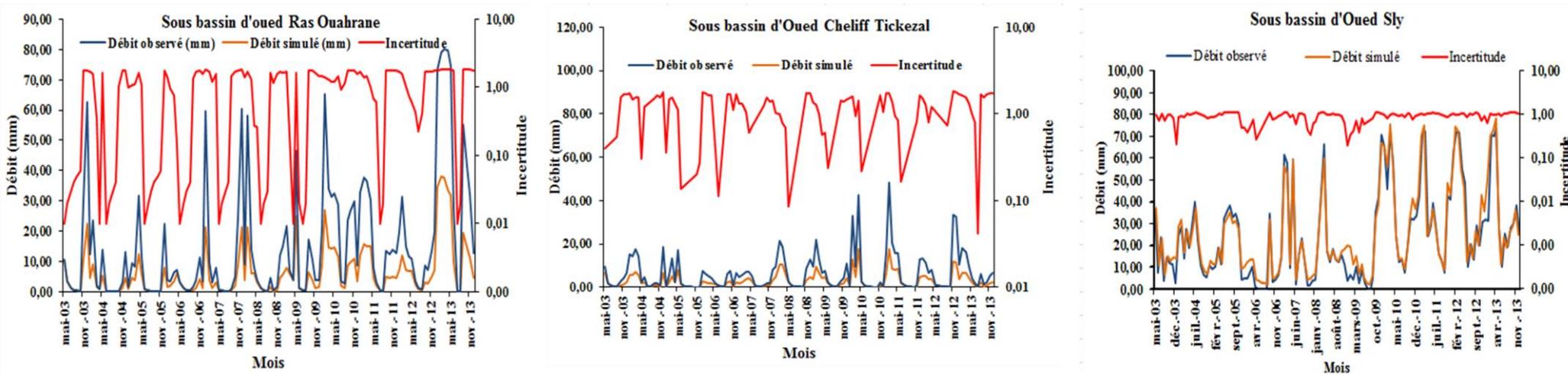


Figure 6.9. Comparaison entre incertitudes et hydrogrammes observés et simulés par le modèle GR2M en calage et validation sur la période d'étude 1983-2013

La représentation des incertitudes en fonction des débits simulés montre que le nuage de points se localise autour des faibles valeurs de débits simulés, et celles-ci s'éloignent de plus en plus de la valeur 0. Cela nous amène à constater que les forts débits sont énormément sous-estimés que les faibles débits qui sont plus moins surestimés. Toutefois, la dispersion des points reste difficile à interpréter.

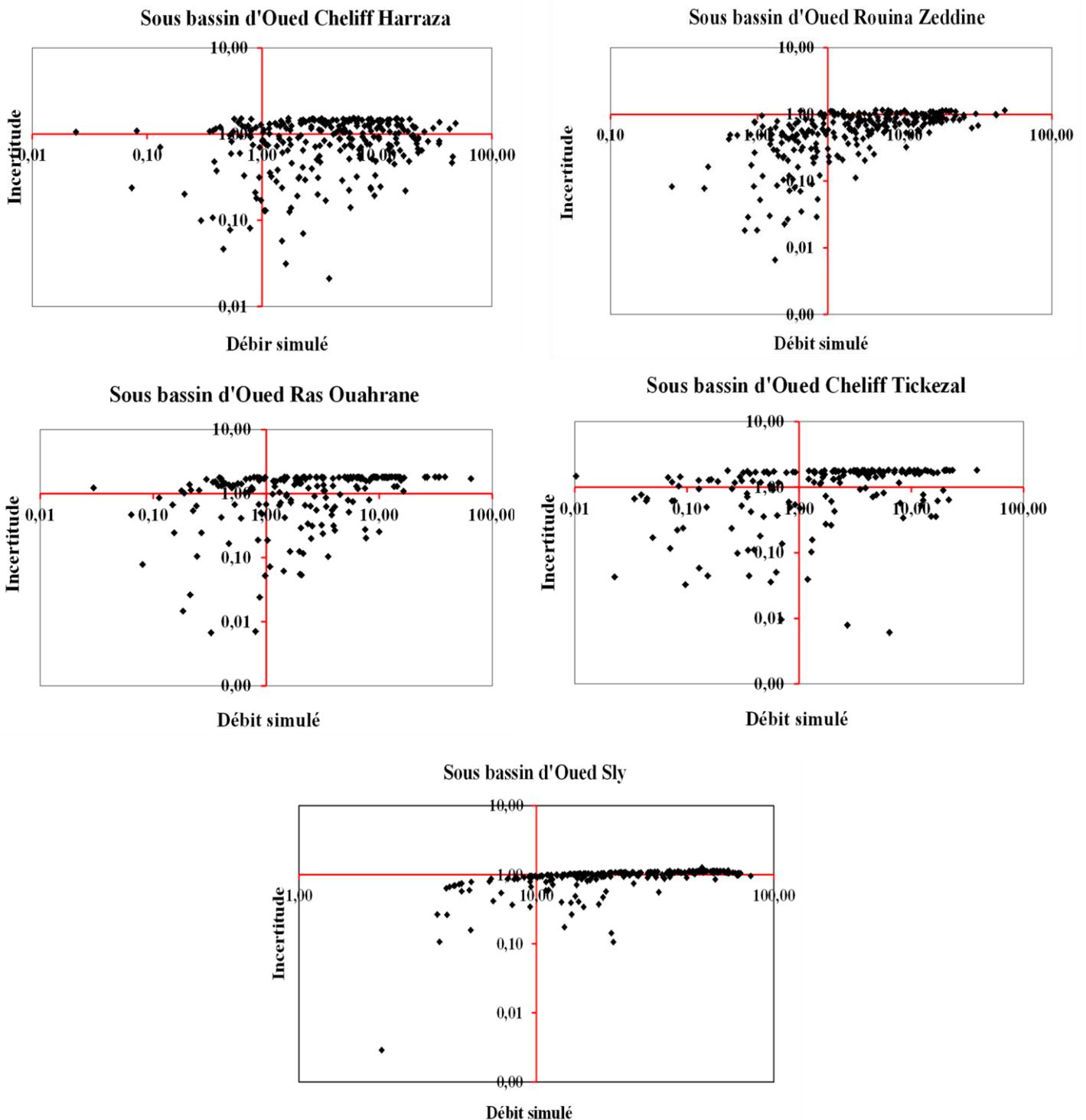


Figure 6.10. Incertitudes associées aux débits simulés en calage pour les cinq sous bassins retenus

D'une manière générale, l'analyse des graphes fait apparaître la relation entre les erreurs estimées et les débits simulés par le modèle GR2M. Elle montre aussi la répartition des faibles valeurs ainsi les fortes que ce soit pour les débits ou pour les erreurs, et cela traduit effectivement la tendance vers une sous-estimation ou une surestimation pour l'ensemble des sous-bassins.

En dépit des résultats obtenus relatifs à l'estimation des incertitudes, la simulation des débits par le modèle GR2M reste acceptable et la dynamique des écoulements est cependant bien reproduite

6.3. Identification de tendances dans la relation pluie-débit : Approche des simulations croisées

Le principe de la méthodologie est tiré des travaux de *Andréassian et al. (2003) et Kouassi et al. (2007)*. A l'aide des modèles de GR1A et GR2M, nous pouvons définir un comportement moyen des sous-bassins pour chaque sous-période de cinq ans. Il suffit pour cela de découper la série des données disponibles en sous-périodes indépendantes d'une durée de cinq ans, et caler les modèles en utilisant les chroniques observées de pluie et de débit

Et comme nous disposons de deux périodes d'études (1973-2013 et 1983-2013), le calage est appliqué sur toutes les autres sous périodes pour chacune de période d'étude. En gardant les mêmes paramètres, nous obtenons l'écoulement qu'aurait donné le bassin s'il était resté dans les conditions de la période de calage. En renouvelant cette opération après chaque contrôle, une matrice de tendance est déterminée.

Etant donné que la variable cible dans notre étude est le débit (annuel et mensuel), nous allons étudier la non-stationnarité de cette variable hydrologique sur les cinq sous bassins-versants retenus. En utilisant deux tests statistiques non-paramétriques (*Andreanssian, 2002 ; Andreanssian et al., 2003*) qui nous permettront d'exploiter les **tableaux de simulations croisées** construits pour caractériser l'évolution de l'écoulement moyen.

- **Test des signes** : Dans la matrice de simulation, chaque valeur est remplacée par un signe, traduisant une évolution croissante ou décroissante du débit moyen. A cet effet, chaque valeur du tableau est remplacée par un « + » ou un « - », suivant que les valeurs sont supérieures ou inférieures à la valeur de la diagonale. La valeur située sur la diagonale représente pour chaque ligne la meilleure référence, dans la mesure où il s'agit de la valeur la plus proche de la valeur réellement observée (car prédite par le modèle calé sur la période en question). La comparaison s'effectue ligne par ligne, car il est nécessaire de se placer dans des conditions d'égale pluviométrie. Si les « + » sont majoritaires, cela signifie que la variable hydrologique simulée dans le tableau a tendance à croître avec le temps, si les « - » sont majoritaires, c'est l'inverse (*Andréassian 2002, Andréassian et al. 2003, Kouassi et al. 2012, Kouamé et al., 2013, Belarbi et al., 2017*).
- **Test des permutations** : L'objectif de ce test est de mieux prendre en compte l'amplitude des changements observés et non plus seulement leur sens. *Andreanssian, 2002* a

choisi d'appliquer un test de permutation conditionnel aux données calculées sur les matrices. Le principe de ce test est très simple. Dans le cas de l'hypothèse H_0 (L'hypothèse nulle H_0 du test est : l'absence de tendance), les valeurs de chaque ligne devraient pouvoir être permutées librement, les lignes résultantes étant toutes équiprobables. Ainsi, à partir d'une matrice 4×4 réellement observée, on peut donc générer $4 \times 3 \times 2$ ou $4!$ matrices équiprobables. On décide de calculer une statistique sur chacune des matrices. Pour cela, on propose de prendre en compte la Somme des Différences avec la valeur de la Diagonale, qu'on appellera *SDD* par la suite (Vinssin, 2007).

Les démarches décrites ci-dessus ont été appliquées aux cinq sous-bassins étudiés et sur les deux périodes d'étude retenues. Les résultats complets (matrices brutes) et les matrices du test *SDD* sont présentés en annexe 3 (tableaux : 6.21 et 6.22).

6.3.1. A l'échelle annuelle : le modèle annuel GR1A

Les résultats obtenus sont exprimés en lames d'eau moyennes annuelles écoulées simulées à partir du modèle GR1A sur les sous-périodes de 5 ans. Les matrices de simulation issues des opérations de simulation croisées sont transformées en matrices de signes. Les résultats de cette transformation sont consignés dans le tableau 6.11.

L'analyse du tableau des matrices de simulation met en évidence une prédominance de signes (-) par rapport aux signes (+) dans l'ensemble des sous-bassins.

En outre, sur la période d'étude 1973-2013, un total de 47 signes (-) a été observé au niveau d'oued Cheliff Harraza contre 9 signes (+), et un ensemble de 51 signes (-) contre 5 signes (+) a été enregistré à Oued Rouina Zeddine.

En revanche, sur la période d'étude 1983-2013, le sous bassin d'Oued Cheliff Tickezal enregistre une prédominance de signes (-) (19) contre 11 signe (+), comparativement aux sous-bassins d'Oued Ras Ouahrane et Oued Sly au niveau desquels les signes (+) sont majoritaires par rapport aux signes (-) : 19 et 20 signes (+) contre 11 et 10 signe (-) respectivement (Tableau 6.12).

Tableau 6.11. Matrices de simulations croisées de l'écoulement moyen sur les sous bassins retenus par le modèle GR1A.

Oued Cheliff Harraza

	73-77	78-82	83-87	88-92	93-97	98-02	03-08	08-13
73 - 77	51,71	+	+	-	-	-	-	-
78 - 82	-	63,34	-	-	-	-	-	-
83 - 87	-	-	63,93	-	-	-	-	-
88 - 92	-	-	-	40,59	-	-	-	-
93 - 97	-	-	-	+	36,67	-	-	-
98 - 02	-	-	-	-	-	22,73	-	+
03 - 08	-	-	-	-	-	-	14,30	+
08 - 13	-	-	-	+	+	+	+	26,30

Oued Ras Ouahrane

	83-87	88-92	93-97	98-02	03-08	08-13
83 - 87	32,27	-	+	+	-	+
88 - 92	-	13,37	+	+	+	+
93 - 97	-	-	31,92	+	-	+
98 - 02	+	+	-	35,68	-	+
03 - 08	-	+	-	-	21,60	+
08 - 13	+	+	+	+	+	44,48

Oued Rouina Zeddine

	73-77	78-82	83-87	88-92	93-97	98-02	03-08	08-13
73 - 77	74,80	-	-	-	-	-	-	-
78 - 82	+	67,90	-	-	-	-	-	-
83 - 87	-	-	45,40	-	-	-	-	-
88 - 92	-	-	-	40,90	-	-	-	-
93 - 97	-	-	-	+	31,40	-	-	-
98 - 02	-	-	-	-	-	25,60	-	+
03 - 08	-	-	-	-	-	-	21,60	+
08 - 13	-	-	-	-	-	-	+	24,40

Oued Cheliff Tickezal

	83-87	88-92	93-97	98-02	03-08	08-13
83 - 87	16,68	-	-	-	-	+
88 - 92	-	12,88	+	-	-	+
93 - 97	-	+	14,40	-	-	+
98 - 02	-	-	-	10,20	-	+
03 - 08	-	-	-	-	9,24	+
08 - 13	-	+	+	+	+	16,32

Oued Sly

	83-87	88-92	93-97	98-02	03-08	08-13
83 - 87	12,38	+	+	+	+	+
88 - 92	+	28,82	+	+	-	+
93 - 97	+	+	48,15	-	-	-
98 - 02	+	+	-	31,79	-	+
03 - 08	+	-	-	-	15,99	+
08 - 13	+	+	-	+	+	38,92

Le tableau 6.12 résume les totaux de signes positives et négatives pour chaque sous bassin. Il montre ainsi, un total de 98 signes (-) contre 14 signes (+) enregistré sur la période d'étude 1973-2013 ce qui présente un taux moyen de 87,50 % pour les signes (-) et 12,50% pour les signes (+). Toutefois, sur la période d'étude 1983-2013, un ensemble de 40 signes (-) contre 50 signes (+) correspondant à un taux moyen de 44,44% pour les signes (-) et 55,56% pour les signes (+).

Tableau 6.12. Synthèse de matrices de signes obtenues pour les sous-bassins retenus

	Total de signes		Pourcentage de signes (%)	
	Signe (-)	Signe (+)	Signe (-)	Signe (+)
Haut Cheliff	Période 1973 - 2013			
Oued Cheliff Harraza	47	9	83,93	16,07
Oued Rouina Zeddine	51	5	91,07	8,93
Total / Moyenne	98	14	87,50	12,50
Moyen Cheliff	Période 1983 - 2013			
Oued Ras Ouahrane	11	19	36,67	63,33
Oued Cheliff Tickezal	19	11	63,33	36,67
Oued Sly	10	20	33,33	66,67
Total / Moyenne	40	50	44,44	55,56

Au regard de ce qui précède, l'exploitation des tableaux de simulations croisées montre une forte prévalence des signes (-) dans les sous-bassins du Haut Cheliff par rapport aux sous-bassins du Moyen Cheliff, et cela dû probablement à une baisse remarquable de l'écoulement dans ces sous-bassins. Toutefois, l'hypothèse de stationnarité pour l'écoulement moyen annuel peut être rejetée sur trois sous-bassins versants : Oued Cheliff Harraza, Oued Rouina Zeddine et Oued Tickezal. Néanmoins, dans les sous bassin d'Oued Ras Ouahrane et Oued Sly l'hypothèse de stationnarité peut être acceptée.

Les résultats obtenus pourraient s'expliquer par un changement hydroclimatique qui a affecté la modification du comportement hydrologique de ces sous-bassins. Par conséquent, cette modification ne serait pas seulement incluse sur les données hydrométriques, pluviométriques et évaporatoires mais aussi sur les caractéristiques physiographiques (relief, sols, végétations, etc.) de chaque sous bassin versant.

La figure 6.11 présente la distribution empirique des valeurs de la statistique SDD (Somme des Différences par rapport à la Diagonale) pour les cinq sous-bassins retenus. Les faibles valeurs de la statistique SDD (se trouvant dans les extrêmes à 5 % de fréquence) ont été enregistrées au niveau de trois sous-bassins (Oued Cheliff Harraza, Oued Rouina Zeddine et Oued Cheliff Tickezal). Cela souligne une tendance à la décroissance au sein de leur comportement hydrologique qui veut dire une diminution de l'écoulement est enregistrée au niveau de ces trois sous-bassins.

En ce qui concerne les valeurs de la statistique SDD d'Oued Ras Ouahrane et Oued Sly, elles sont positives et très élevées par rapport à celles des autres sous-bassins. Sauf que leurs valeurs de la statistique SDD se trouvent dans les 95 % de fréquence, ce qui ne permet pas de conclure à l'existence d'une tendance dans leurs comportements hydrologiques.

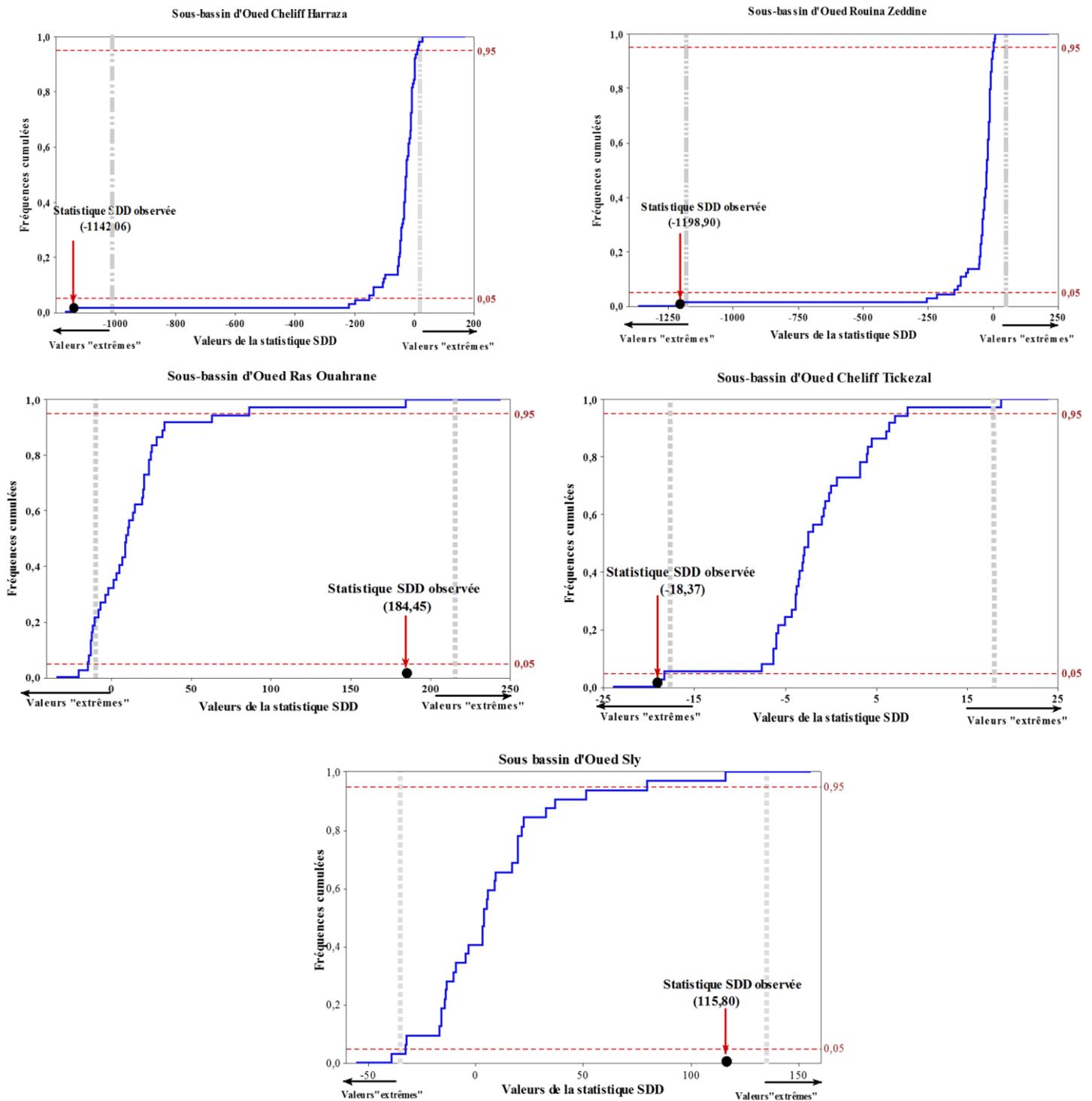


Figure 6.11 Distribution empirique des valeurs de la statistique SDD (Somme des Différences par rapport à la Diagonale) obtenues pour les Matrices des sous bassins en appliquant le modèle GR1A (les lignes en pointillées désignent le domaine des valeurs « extrêmes », à 5 et 95 %)

En fin, nous pouvons conclure que les résultats obtenus par le *test de permutation* confirment les résultats du premier *test des signes* pour les écoulements moyens à partir du modèle GR1A ce qui confirme la tendance enregistrée dans les sous bassins étudiés

6.3.2. A l'échelle mensuelle : le modèle mensuel GR2M

Les mêmes opérations de simulations croisées décrites précédemment et utilisées avec le modèle GR1A, seront réalisées avec le modèle GR2M. Les résultats des matrices brutes et les matrices du test SDD sont illustrés en annexe 3

Tableau 6.13. Matrices de simulations croisées de l'écoulement moyen mensuel sur les sous bassins retenus par le modèle GR2M

Oued Cheliff Harraza

	73-77	78-82	83-87	88-92	93-97	98-02	03-08	08-13
73 - 77	52,01	+	-	-	-	-	-	-
78 - 82	+	56,85	-	-	-	-	-	-
83 - 87	-	-	44,12	-	-	-	-	-
88 - 92	-	-	-	27,42	+	-	-	-
93 - 97	-	-	-	+	29,42	-	-	-
98 - 02	-	-	-	-	-	25,32	-	-
03 - 08	-	-	-	-	-	-	16,29	+
08 - 13	-	-	-	+	+	+	+	35,32

Oued Ras Ouahrane

	83-87	88-92	93-97	98-02	03-08	08-13
83 - 87	31,16	-	+	+	-	+
88 - 92	-	13,04	+	+	+	+
93 - 97	+	-	30,15	+	-	+
98 - 02	-	+	+	34,07	-	+
03 - 08	-	+	-	-	20,10	+
08 - 13	+	+	+	+	+	48,97

Oued Rouina Zeddine

	73-77	78-82	83-87	88-92	93-97	98-02	03-08	08-13
73 - 77	62,05	-	-	-	-	-	-	-
78 - 82	+	64,70	-	-	-	-	-	-
83 - 87	-	-	43,53	-	-	-	-	-
88 - 92	-	-	-	30,87	-	-	-	-
93 - 97	-	-	-	-	33,63	-	-	-
98 - 02	-	-	-	-	-	24,82	-	-
03 - 08	-	-	-	-	-	-	14,32	+
08 - 13	-	-	-	-	-	+	+	21,42

Oued Cheliff Tikezal

	83-87	88-92	93-97	98-02	03-08	08-13
83 - 87	16,02	-	-	-	-	+
88 - 92	-	11,62	-	-	-	+
93 - 97	-	-	13,90	-	-	+
98 - 02	-	-	-	10,15	-	+
03 - 08	-	-	-	-	8,82	+
08 - 13	-	-	+	+	+	18,72

Oued Sly

	83-87	88-92	93-97	98-02	03-08	08-13
83 - 87	18,67	+	+	-	-	+
88 - 92	+	22,77	+	+	-	+
93 - 97	+	+	43,41	-	-	-
98 - 02	+	+	-	26,25	-	+
03 - 08	-	-	-	-	13,93	+
08 - 13	+	+	-	+	+	31,54

Les résultats de la méthode des simulations croisées (Tableau 6.13) par le modèle GR2M montre que les signes (-) sont majoritaires par rapport aux signes (+). Tout comme les résultats obtenus par le modèle GR1A, les mêmes sous-bassins sont caractérisés par la prédominance de signes (-) sur les deux sous périodes d'étude comme le montre le tableau 6.14.

Sur la période d'étude 1973-2013, les deux sous-bassins : Oued Cheliff Harraza et Oued Rouina Zeddine présentent un ensemble de signes (-) 48 et 50 contre un ensemble de signe (+) 8 et 6 successivement. En revanche sur la période 1983- 2013, sauf le sous bassin d'Oued Cheliff Tickezal qui enregistre la majorité de signes (-) 22. Contrairement aux sous-bassins d'Oued Ras Ouahrane et Oued Sly qui présentent toujours une prédominance des signes (+) par rapport aux signes (-) 19 et 18 contre 11 et 12 respectivement.

Tableau 6.14. Synthèse de matrices de signes obtenues pour les sous-bassins retenus

	Total de signes		Pourcentage de signes (%)	
	Signe (-)	Signe (+)	Signe (-)	Signe (+)
Haut Cheliff	Période 1973 - 2013			
Oued Cheliff Harraza	48	8	85,71	14,29
Oued Rouina Zeddine	50	6	89,29	10,71
Total / Moyenne	98	14	87,50	12,50
Moyen Cheliff	Période 1983 - 2013			
Oued Ras Ouahrane	11	19	36,67	63,33
Oued Cheliff Tickezal	22	8	73,33	26,67
Oued Sly	12	18	40,00	60,00
Total / Moyenne	45	45	50,00	50,00

D'une manière générale, sur la période 1973-2013 un total de 98 signes (-) contre 14 signes (+) a été enregistré avec un taux moyen de 87,50% pour les signes (-). En outre, une égalité entre le nombre de signes (-) et signes (+) sur la période 1983-2013 (Tableau 6.14).

Le même constat peut-être tiré sur les deux périodes d'étude qui ont été influencées par une variabilité hydro-climatique ce qui a pu impacter sur la modification dans le comportement hydrologique de ces sous-bassins.

L'application du test statistique *SDD* au modèle GR2M a révélé les mêmes tendances à la baisse hydrologique (diminution des débits) des trois sous-bassins identifiés que celles décelées par le GR1A : Oued Cheliff Harraza, Oued Rouina Zeddine et Oued Cheliff Tickezal (Figure 6.12).

Aussi, les sous bassin d'Oued Ras Ouahrane et Oued Sly présentent des valeurs de la *SDD* toujours positives et supérieures aux celles des trois sous-bassins, mais celle d'Oued Ras Ouahrane se situe dans les extrêmes à 5 % de fréquence, ce qui nous amène à affirmer l'existence d'une tendance à la hausse (augmentation des débits) dans son comportement hydrologique. Alors que la valeur de *SDD* d'Oued Sly se trouve dans les 95 % de fréquence, ce qui ne permet pas de conclure à l'existence d'une tendance dans le comportement hydrologique de ce sous bassin.

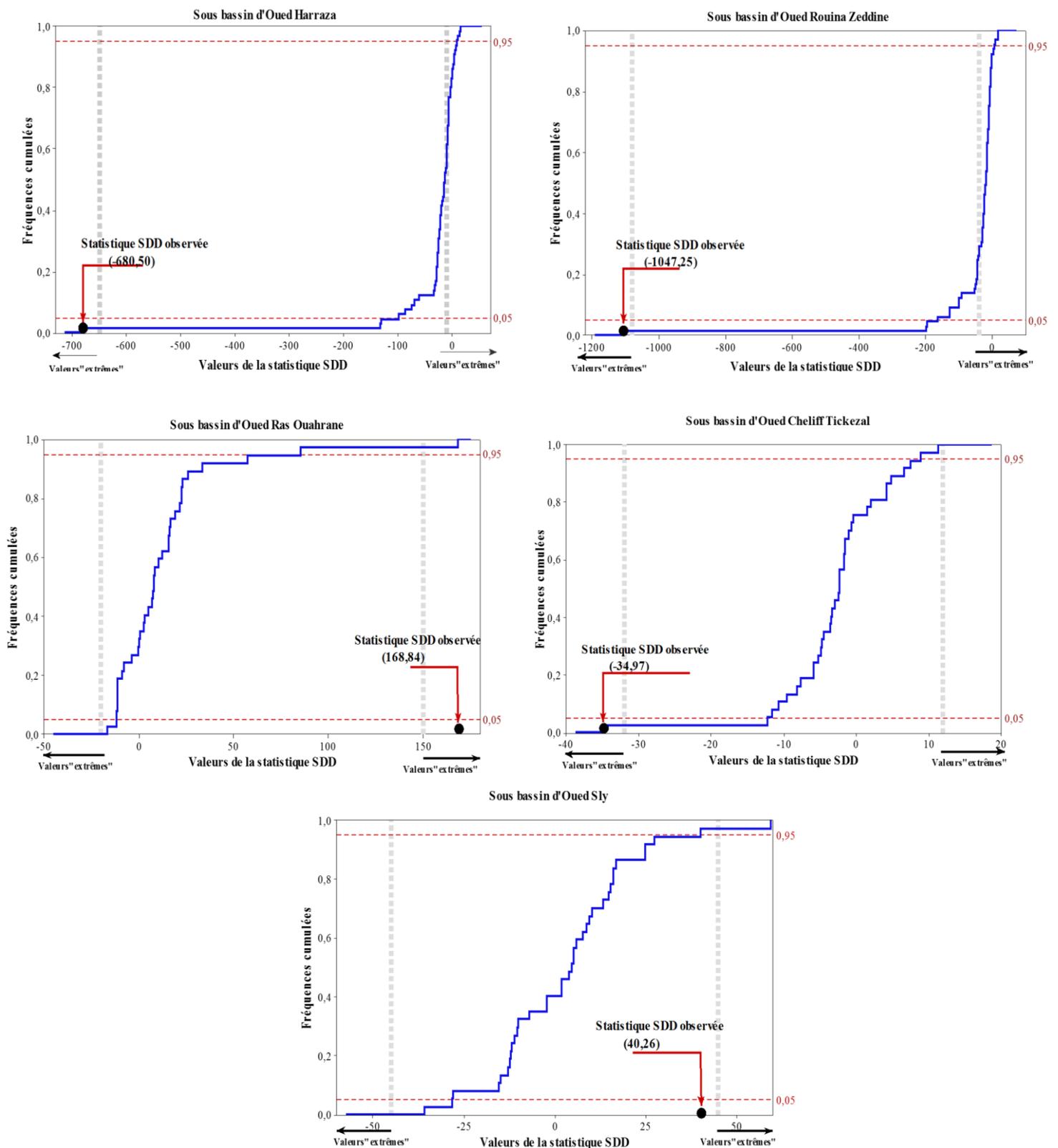


Figure 6.12 Distribution empirique des valeurs de la statistique SDD (Somme des Différences par rapport à la Diagonale) obtenues pour les Matrices des sous bassins en appliquant le modèle GR2M (les lignes en pointillées désignent le domaine des valeurs « extrêmes », à 5 et 95 %)

Enfin, les deux tests appliqués aux modèles GR1A et GR2M sur les deux périodes d'étude, ont identifié la non-stationnarité du comportement hydrologique de l'ensemble des sous-bassins. Les résultats obtenus dans cette étude de tendance mettent en évidence une modification de la relation pluie-débit. Cette modification est traduite par l'existence de deux tendances opposées, la première est à la baisse aux seins du comportement hydrologique de trois sous-bassins (Oued Cheliff Harraza, Oued Rouina Zeddine et Oued Cheliff Tickezal). La seconde est à la hausse dans le comportement hydrologique du sous bassin d'Oued Ras Ouahrane, le cinquième sous bassin d'Oued Sly où nous ne pouvons pas tirer une conclusion pertinente.

6.4. Etude comparative de modélisation

En complément dans ce qui précède, nous étudions, comparons et interprétons les résultats des simulations de 3 modèles conceptuels globaux et/ou semi-distribués sur le sous bassin versant d'Oued Cheliff Harraza. Il s'agit de modèles : GR4J, HBV Light et GARDÉNIA. Ces trois modèles utilisent des schémas à réservoirs et pour chacun d'eux définissent un échange entre l'eau de pluie à la surface et un réservoir eau souterraine.

La comparaison des modèles est basée principalement sur l'étude des performances de ces modèles au sens de leur robustesse et de leur extrapolation vers les extrêmes. Néanmoins, la première différence notable concerne le nombre de paramètres libres (Tableau 6.15), qui s'avère plus important pour HBV Light (15) et GARDÉNIA (8) que pour GR4J (4).

Afin d'évaluer les performances des modèles testés, nous utiliserons les critères de qualité les plus célèbres et les plus utilisés : le critère de Nash-Sutcliffe (NS) et celui du coefficient de détermination (R^2). Par ailleurs, nous aurons également recours à la méthode graphique dont les courbes des débits observés en fonction des débits simulés pour explorer l'évaluation du calage ainsi que la validation. Mais ces deux critères ne donnent pas une entière satisfaction lors d'une comparaison des modèles, notamment le coefficient de détermination (R^2) qui ne doit pas être utilisé seul.

De ce fait, nous retiendrons deux autres critères, le premier est l'erreur quadratique moyenne (RMSE) entre deux séries (débits observés et débits simulés) qui représente la distance entre les moyennes de ces deux séries. Plus la RMSE est d'autant plus proche de zéro plus les deux séries considérées sont similaires. Le second critère est l'erreur absolue moyenne or Mean Absolute Error (MAE) qui représente la moyenne des écarts entre les données des deux séries prises deux à deux. Tout comme la RMSE, les deux séries considérées sont similaires quand la MAE est d'autant plus proche de zéro.

Tableau 6.15. Présentation des modèles retenus

Caractéristiques	GR4J	HBV Light	GARDÉNIA
Auteur et dates	Première publication <i>Edijatno et al. (1999)</i>	Première publication : <i>Bergström et Forsman (1973)</i>	Première publication: <i>Thiery (1982)</i>
Institut - Pays	IRSTEA, Antony, France	Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI), Norrköping, Suède	Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), Orléans, France
Type de modèle	Conceptuel global	Conceptuel semi-distribué	Conceptuel global
Paramètres	4	15	8
	X ₁ (mm) Capacité maximale du réservoir de production	TT, CFMAX CFR Paramètres du module neige	Correction globale de l'ETP
	X ₂ (mm/j) Capacité maximale du réservoir de routage	SFCF (-) Facteur de correction de chutes de neige CWH (-) Capacité de rétention d'eau	Capacité du réservoir RU (mm)
	X ₃ (mm) Durée de l'hydrogramme unitaire	FC (-) Capacité maximale du réservoir sol LP (-) Seuil d'évapotranspiration potentielle	Capacité du réservoir sol progressif (mm)
	X ₄ (jour) Paramètre d'échanges souterrains	BETA (-) Exposant de vidange du réservoir PERC (mm/d) Percolations du réservoir intermédiaire vers le réservoir profond UZL (mm) Seuil de déclenchement du débit de surface	Hauteur de répartition ruissellement percolation (mm) Temps de ½ montée (mois) Temps de ½ de tarissement souterrain (mois)
		K0, K1, K2 Coefficients de vidange dans le réseau hydrographique (1/d) MAXBAS (d) Temps de base de l'hydrogramme unitaire	Retard de propagation des débits (mois) Facteur d'échange externe (%)
		Cet (1/°C) Facteur potentiel de correction de l'évaporation	
	Variables d'entrées (journalières)	Précipitations, ETP, Débit, Superficie	Précipitations, Températures, Débit, ETP mensuelles, Superficie
Variables de sorties	Débit moyen journalier simulé	Débit moyen journalier simulé. Evapotranspiration réelle	Débit moyen journalier simulé et/ou le niveau piézométrique en un point de la nappe libre sous-jacente

6.4.1. Techniques de calage et validation des modèles

- **Le modèle GR4J**

Le modèle GR4J est un modèle hydrologique conceptuel global journalier comportant quatre paramètres X_1 , X_2 , X_3 et X_4 (Tableau 6.14). Il utilise un réservoir de production et un autre réservoir de routage pour simuler le flux sortant en fonction de deux entrées de données. La version utilisée a été téléchargé du site Internet de l'IRSTEA. Les données indispensables au modèle GR4J sont la superficie du bassin versant, les précipitations, les débits et l'évapotranspiration potentielle qui a été calculée à l'aide du modèle empirique d'évapotranspiration potentielle proposé par Oudin (*Oudin, 2004*)

Le calage se fait manuellement de telle sorte d'approcher au plus les valeurs de Nash et celle du coefficient de détermination R^2 de 100%, en modifiant les valeurs des quatre paramètres pour obtenir des débits simulés aussi proches que possible des débits observés.

- **Le modèle HBV Light**

Le Modèle HBV est un modèle hydrologique conceptuel semi-distribué. La structure du modèle repose sur deux réservoirs superposés. Des séries chronologiques de températures et de précipitations observées sont nécessaires pour chaque étape du modèle, ainsi que des estimations mensuelles de l'évapotranspiration potentielle et de l'altitude pour la discrétisation spatiale dans les zones homogènes du bassin. Les processus hydrologiques considérés par le modèle sont l'accumulation et la fonte de la neige, l'évapotranspiration, le ruissellement direct et retardé, l'infiltration vers le sol, la percolation et l'écoulement dans le réseau hydrographique. En tout, quinze à dix-huit paramètres sont mis en jeu pour la mise en œuvre de ces phénomènes.

Afin de comprendre le manuel de l'utilisation de ce modèle, nous avons effectué un calage manuel. En suivant *Dakhlaoui, 2014* dans son travail « *Vers une Procédure de Calage Automatique plus Efficace du modèle HBV* », le calage manuel fondé sur l'expertise de l'opérateur, ce calage est basé sur l'analyse par essais et erreurs, des résultats du modèle. En effet l'opérateur essaye en modifiant les paramètres du modèle d'obtenir des débits simulés qui soient les plus proches possible des observations. Ce calage est généralement basé sur le diagnostic visuel fait par l'opérateur des hydrogrammes des débits (observés et calculés) ainsi que sur l'appréciation de certains indices de performance du modèle (erreur quadratique, Nash, Biais, etc.). L'opérateur essaye de bien reconstituer les pics, les réponses retardées, les débits d'étiages, la courbe des débits classés, tout en ayant un bon bilan en eau. La tâche de l'opérateur repose ainsi sur l'appréciation des critères quantitatifs et qualitatifs.

- **Le modèle de GARDÉNIA**

Le modèle GARDÉNIA est un modèle global à réservoirs utilisé pour la simulation des débits et des niveaux aquifères. C'est un modèle conceptuel adapté pour le calcul de débit à l'exutoire et/ou pour le niveau en point d'une nappe libre grâce à la simulation du cycle de l'eau d'un bassin versant par l'intermédiaire d'une succession de trois à quatre réservoirs.

Le calage du modèle est la phase qui permet d'obtenir la fonction de transfert, entre la pluie, et les débits. Cette phase de calage a été réalisée semi automatiquement par le logiciel GARDÉNIA sous contrôle de l'utilisateur. Les paramètres doivent être ajustés et optimisés sur une période d'observation commune des pluies et des débits afin de simuler au mieux les débits d'étiage et obtenir ainsi un coefficient d'ajustement maximal. Les données mesurées d'entrée et de calage (pluie, ETP, débit) sont les mêmes que celles utilisées pour GR4J et HBV Light.

- **Validation des modèles**

La validation est l'étape de confrontation entre les débits observés et simulés par les opérations du calage. Elle consiste à appliquer les modèles déjà calés à une autre période qui n'a pas servi au calage. En calculant ainsi les performances des modèles à l'aide des mêmes critères de performances avec lesquels ils ont été calés.

Dans cette partie d'étude, la période 2002-2013 a été retenue comme période de référence, car c'est celle pour laquelle les données de chroniques de températures sont fournies sur cette période. Utilisant la méthode de *differential splitsample test*, cette période est divisée en deux sous périodes. La première sous période relative au calage présente les deux premiers tiers de la période de référence, en revanche, le dernier tiers est la seconde sous période destinée à la validation. Notons que la première année sert à l'initialisation du modèle.

Comme cité avant, les trois modèles ont été testés sur le sous bassin d'Oued Cheliff Harraza. Les données d'entrées et les périodes du calage et celles de validation sont illustrées dans le tableau 6.16

Tableau 6.16. Périodes de calage et de validation

Sous bassin versant	Période de calage	Période de validation
Oued Cheliff Harraza	01 septembre 2002 - 31 août 2009	01 septembre 2009 - 27 mai 2013

6.4.2. Analyse des résultats et discussions

D'abord, nous présenterons et discuterons les résultats obtenus en calage et validation de chaque modèle sur le sous bassin étudié. Ensuite, nous procéderons à la comparaison entre les trois modèles testés à travers les résultats obtenus.

1) Calage et validation du modèle GR4J

Les résultats obtenus en calage et en validation du modèle GR4J réalisé sur le sous bassin d'Oued Cheliff Harraza sont consignés dans le tableau 6.17

Tableau 6.17. Résultat du calage et validation du modèle GR4J

		Paramètres	Oued Cheliff Harraza
Paramètres de Calage et validation		X ₁ (mm)	132,95
		X ₂ (mm/j)	-5,00
		X ₃ (mm)	54,60
		X ₄ (j)	1,50
Critères de performances	Calage	NS	0,81
		R ²	0,90
		RMSE	0,03
		MAE	0,01
	Validation	NS	0,74
		R ²	0,89
		RMSE	0,03
		MAE	0,01

Le tableau montre que les valeurs optimisées des paramètres sont très peu variables pour le sous bassin d'Oued Cheliff. La capacité du réservoir de production traduit par le paramètre X₁, est de 133 mm, le paramètre X₂ (qui représente la fonction d'échange entre le bassin versant et l'extérieur) prend une valeur négative (-5mm/j) au niveau du sous bassin d'Oued Cheliff Harraza, cela induit la simulation d'une perte d'eau et/ou l'existence de phénomènes de flux souterrains.

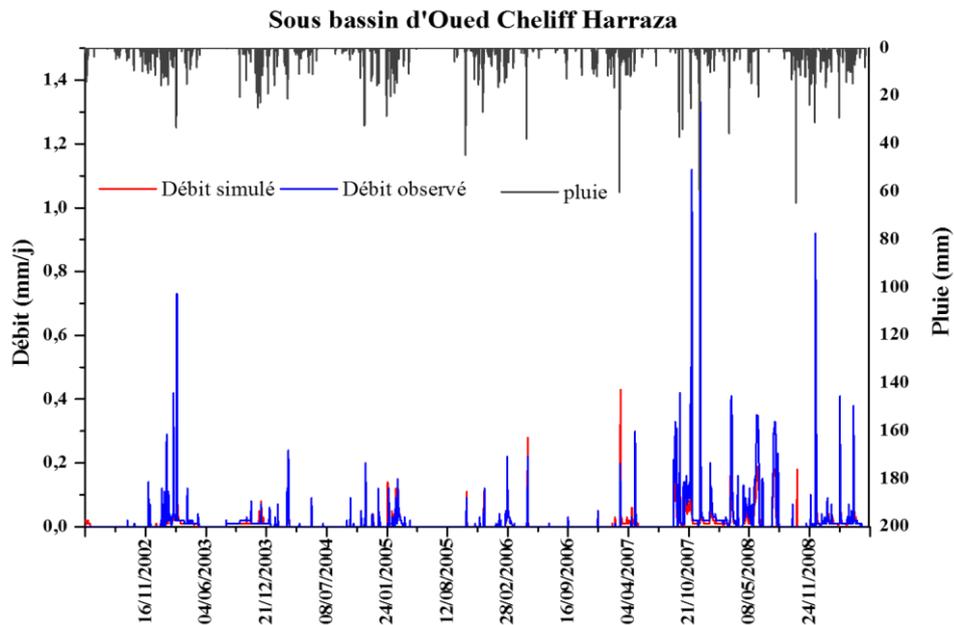
Le volume de routage exprimé par le paramètre X₃ est de 54,60 mm. En outre, le délai avec lequel l'eau précipitée est transformée en débit à l'exutoire du sous bassin (noté par le paramètre X₄) est de 1,5 jour à oued Cheliff Harraza

Le Tableau 6.17 présente les critères de performances de la calibration et de la validation du modèle GR4J, ainsi sa bonne capacité à reproduire les débits journaliers observés, avec des critères satisfaisants. La valeur de NS est de 0,74 et 0,81 en calage comme en validation. Le modèle GR4J présente donc une bonne robustesse à simuler les écoulements moyens dans le sous bassin d'Oued Cheliff Harraza.

La Figure 6.13 montre les hydrogrammes des débits simulés et observés. La reconstitution des débits journaliers est assez satisfaisante. Une tendance à la sous-estimation a été remarquée sur le sous bassin d'Oued Cheliff Harraza en calage et en validation.

En général, les pics de crue en calage et en validation sont mal simulés. Une tendance à la sous-estimation a été observée dans notre sous bassin. De plus les valeurs de RMSE et MAE sont assez proches de zéro témoignant ainsi d'une bonne corrélation entre les débits observés et les débits simulés (Tableau 6.17).

Calage



Validation

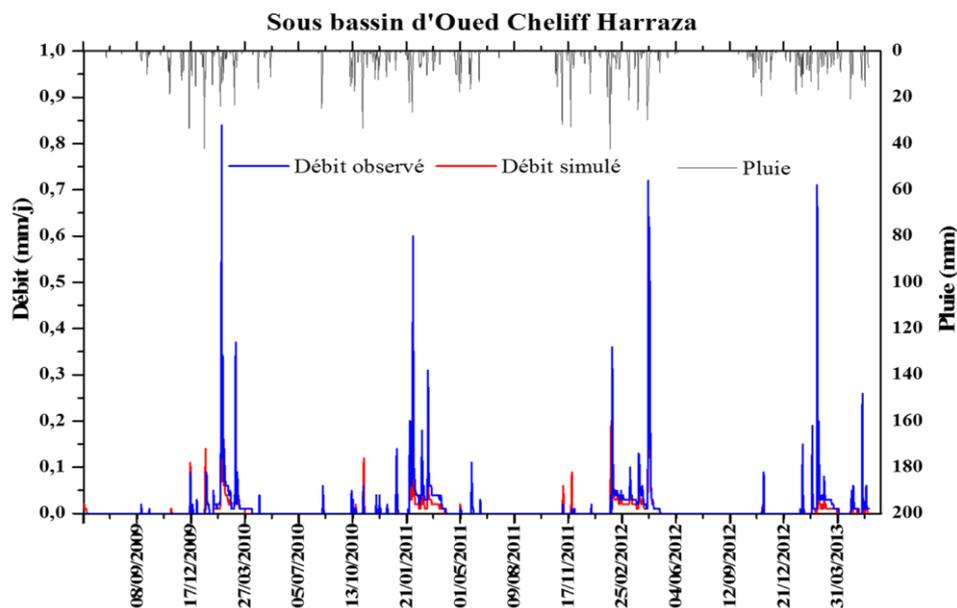


Figure 6.13. Hydrogrammes des Débits observés et simulés par GR4J du sous bassin d'Oued Cheliff Harraza.

2) Calage et validation du modèle HBV Light

Suivant les étapes d'optimisation des paramètres décrits précédemment pour le calage du modèle HBV Light, nous avons obtenus les résultats durant le calage et la validation qui sont regroupés dans le tableau 6.18.

Tableau 6.18. Résultat du calage et validation du modèle HBV Light.

		Paramètres	Oued Cheliff Harraza
Paramètres de calage et validation		TT	5
		CFMAX	0
		SP	1
		SFCF	1
		CFR	2
		CWH	1
		FC	20
		LP	1
		BETA	2
		PERC	2,5
		UZL	8
		K0	0,01
		K1	0,1
		K2	0,01
		MBXBAS	4
	Cet	0,1	
Critères de performances	Calage	NS	0,82
		R ²	0,87
		RMSE	0,03
		MAE	0,01
	Validation	NS	0,78
		R ²	0,86
		RMSE	0,02
		MAE	0,01

D'après la valeur du critère de Nash (NS) présentée dans le tableau ci-dessus pour le sous bassin Oued Cheliff Harraza (0,82), nous pouvons dire que le calage est acceptable et satisfaisant. La figure 6.14 présente la corrélation entre les débits observés et simulés avec un coefficient de détermination R² est de 0,87, nous permettant d'estimer que la corrélation est bonne. Toutefois, nous remarquons que le modèle HBV Light a tendance à surestimer les débits écoulés de notre sous bassin en phase de calage et a sous-estimé ses débits en validation. En observant le graphe des débits simulés, nous remarquons que le modèle arrive à reconstituer fidèlement les crues en calage comme en validation. Mais avec une tendance à la sous-estimation des pics.

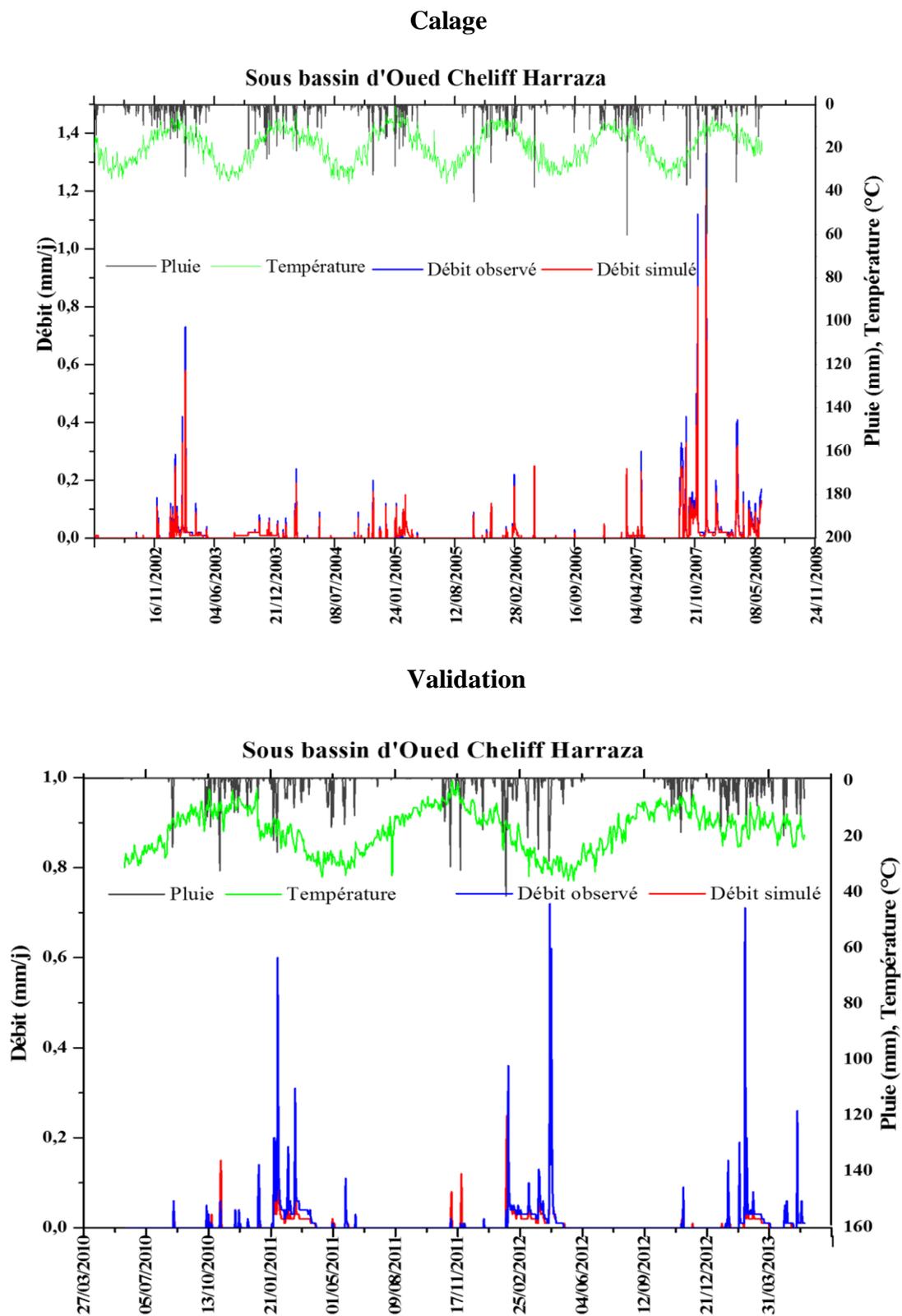


Figure 6.14. Calage et validation par le modèle HBV Light des écoulements dans le sous bassin d'Oued Cheliff Harraza

En effet, La figure 6.14 confirme la superposition des courbes des débits simulés et observés par le modèle HBV Light pour le sous bassin d'Oued Cheliff Harraza.

En ce qui concerne la validation, les performances du modèle HBV Light semblent être identiques que celles obtenues en calage notamment au niveau du coefficient de détermination R^2 . Une légère dégradation sur la valeur de NS (0,78) en validation.

3) Calage et validation du modèle GARDÉNIA

Suite aux indications du didacticiel GARDÉNIA nous avons choisis l'utilisation simple que l'utilisation avancée, cette dernière serait nécessaire pour réaliser des prévisions, prendre en compte la fonte de la neige. Après avoir optimisé les paramètres suivants :

- ✓ La correction globale de l'ETP ;
- ✓ Capacité du réservoir sol progressif ;
- ✓ Hauteur de répartition Ruissellement-Percolation ;
- ✓ Temps de 1/2 montée (temps de 1/2 percolation) ;
- ✓ Temps de 1/2 tarissement ;
- ✓ Temps de réaction (retard) des débits ;
- ✓ Facteur d'échange externe ;

La calibration s'est réalisée automatique. Après plusieurs itérations, nous obtiendrons les résultats illustrés dans le tableau 6.19.

Tableau 6.19. Résultat du calage et validation du modèle GARDÉNIA.

		Paramètres	Oued Cheliff Harraza
Paramètres de Calage et validation		Correction globale de l'ETP	15.00
		Capacité du réservoir RU (mm)	17.67
		Capacité du réservoir sol progressif (mm)	34.81
		Hauteur de répartition ruissèlement = percolation (mois)	74.33
		Temps de 1/2 montée (mois)	0,05
		Temps de 1/2 de tarissement souterrain (mois)	15.00
		Retard de propagation des débits (jour)	0.30
		Facteur d'échange externe (%)	-70.00
Critères de performances	Calage	NS	0,50
		R^2	0,58
		RMSE	0,34
		MAE	0,27
	Validation	NS	0,32
		R^2	0,17
		RMSE	0,53
		MAE	0,48

Le coefficient d'ajustement de GARDÉNIA (R) apparait sous la courbe est la racine carrée du coefficient de Nash.

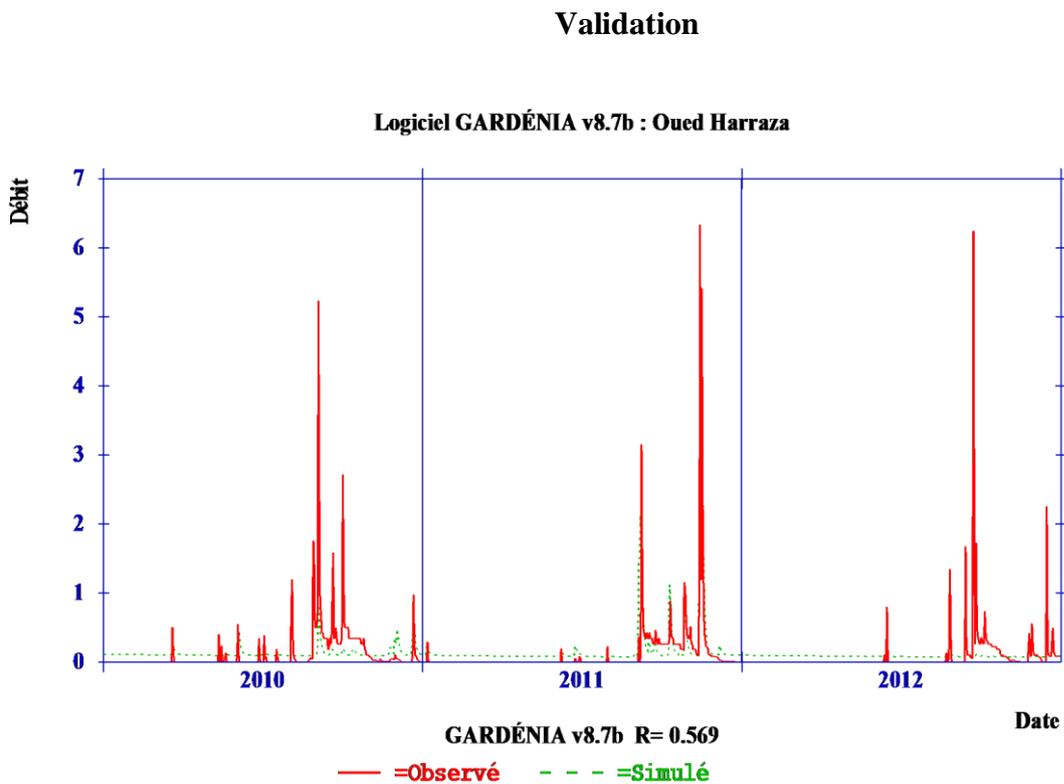
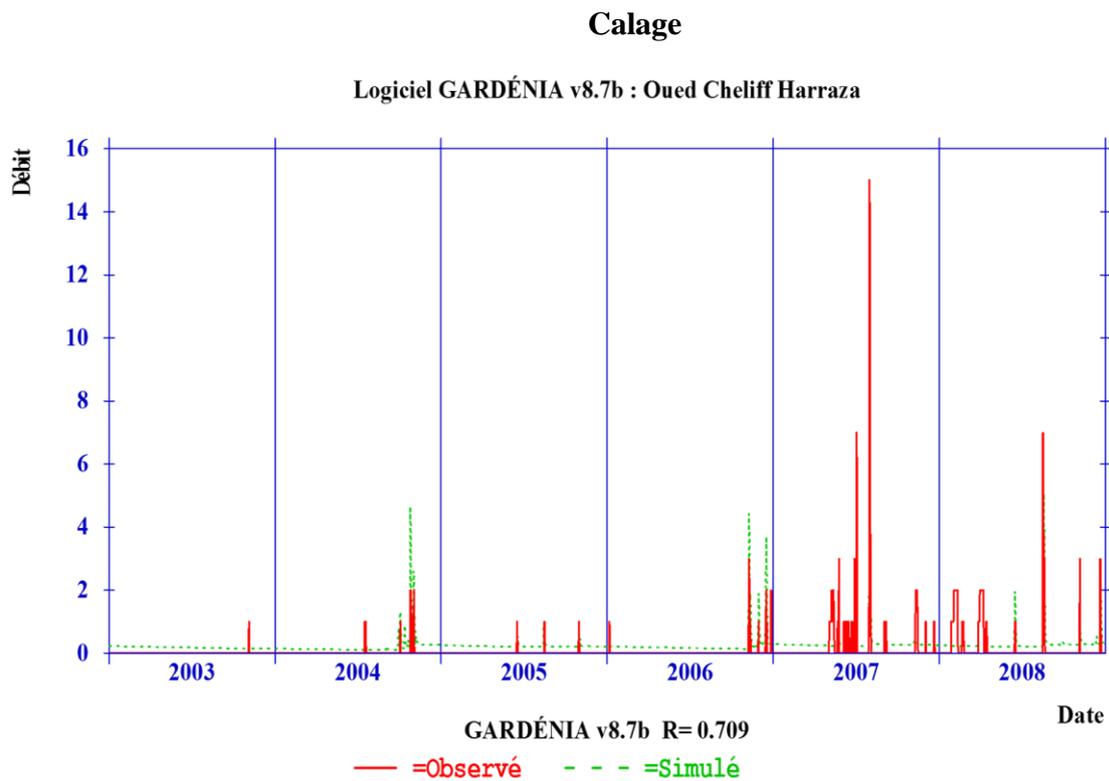


Figure 6.15. Calage et validation du sous bassin d'Oued Cheliff Harraza par le modèle GARDÉNIA

La simulation des débits par le modèle GARDÉNIA n'est pas vraiment satisfaisante comme celle des deux modèles précédents.

En phase de calage, le critère de Nash est de 0,50. C'est une valeur assez faible qui traduit une qualité moyenne du modèle à représenter les débits observés. Néanmoins, la corrélation entre les débits observés et simulés reste acceptable notamment en phase de calage. Le coefficient de détermination est de 0,58 en calage, en revanche, il se dégrade à 0,17 en validation.

La simulation des débits observés par GARDÉNIA est assez acceptable pour Oued Cheliff Harraza comme en témoigne les figures 6.15 et 6.16

6.4.3. Comparaison des modèles GR4J, HBV Light et GARDÉNIA

Dans cette étude, trois modèles globaux et conceptuels et/ou semi-distribués ont été testés sur le sous bassin d'Oued Cheliff Harraza. Sur les trois modèles utilisés, les modèles GR4J et HBV Light, présentent de très bonnes performances à la fois en calage et en validation, alors que GARDÉNIA n'est pas assez performant.

L'analyse du tableau 6.20 et des figures 6.16 et 6.17 fait ressortir que les deux modèles GR4J et HBV Light présentent de très bons résultats en calage. En effet, les critères de Nash (NS) et les coefficients de détermination R^2 varient respectivement de 0.81 à 0.82 et 0.87 à 0.90 pour ces deux modèles. Pour GARDÉNIA, ces deux critères de performance sont respectivement 0.50 et 0,58 pour le calage, que l'on pourrait considérer acceptables selon des auteurs tels *Moriasi et al. (2007)* qui suggèrent que toute valeur de R^2 supérieur à 0,5 pour des comparaisons des débits journaliers est un seuil acceptable en simulation hydrologique.

Par ailleurs, les valeurs de RMSE et MAE obtenues, sont proches de zéro et identiques pour les deux modèles GR4J et HBV Light en calage comme en validation (RMSE compris entre 0.02 et 0.03 et MAE est égale à 0.01) confirment une grande similitude entre les débits observés et débits simulés pour ces modèles (Tableau 6.20).

En validation, une dégradation a été remarquée sur les performances de GARDÉNIA au niveau d'Oued Cheliff Harraza, dont le critère de NS est de 0,32 % et le coefficient de détermination R^2 est de 0,17%. Les valeurs de RMSE et MAE varient entre (0,34 et 0,53 contre 0,27 et 0,48) respectivement en calage et en validation, ce qui confirme la simulation assez moyenne entre les débits observés et débits simulés pour ce modèle.

Tableau 6.20. Performances des modèles GR4J, HBV Light et GARDÉNIA

	Calage	Validation
Oued Cheliff Harraza		
NS		
GR4J	0,81	0,74
HBV Light	0,82	0,78
GARDÉNIA	0,50	0,32
R²		
GR4J	0,90	0,89
HBV Light	0,87	0,86
GARDÉNIA	0,58	0,17
RMSE		
GR4J	0,03	0,03
HBV Light	0,03	0,02
GARDÉNIA	0,34	0,53
MAE		
GR4J	0,01	0,01
HBV Light	0,01	0,01
GARDÉNIA	0,27	0,48

D'une manière générale, les trois modèles présentent des performances plus ou moins similaires, du fait qu'ils ont été construits presque entièrement à partir du seul objectif pour une meilleure adéquation entre les sorties des modèles et les débits réels. Mais le nombre différent de paramètre de chaque modèle joue un rôle très significatif. Un modèle simple comme GR4J est ajusté à l'aide de seulement quatre paramètres donne une bonne qualité de simulation ; toutefois il semble être trop parcimonieux vu sa capacité à décrire les échanges hydrologiques dans un bassin versant. En dépit de la complexité d'optimisation de nombre paramètres des modèles HVB Light et GARDÉNIA, en réalité, il n'y a pas un avantage systématique pour l'un des trois modèles, si en se basant sur le niveau de complémentarité. Car la diversité du comportement hydrologique des bassins versants en général, demeure problématique pour ces trois modèles et plus si nécessaire, ce qui s'explique en partie par les limites inhérentes des modèles et par le fait que ces modèles peuvent satisfaire un certain nombre de préconceptions sur le cycle hydrologique dans un bassin versant.

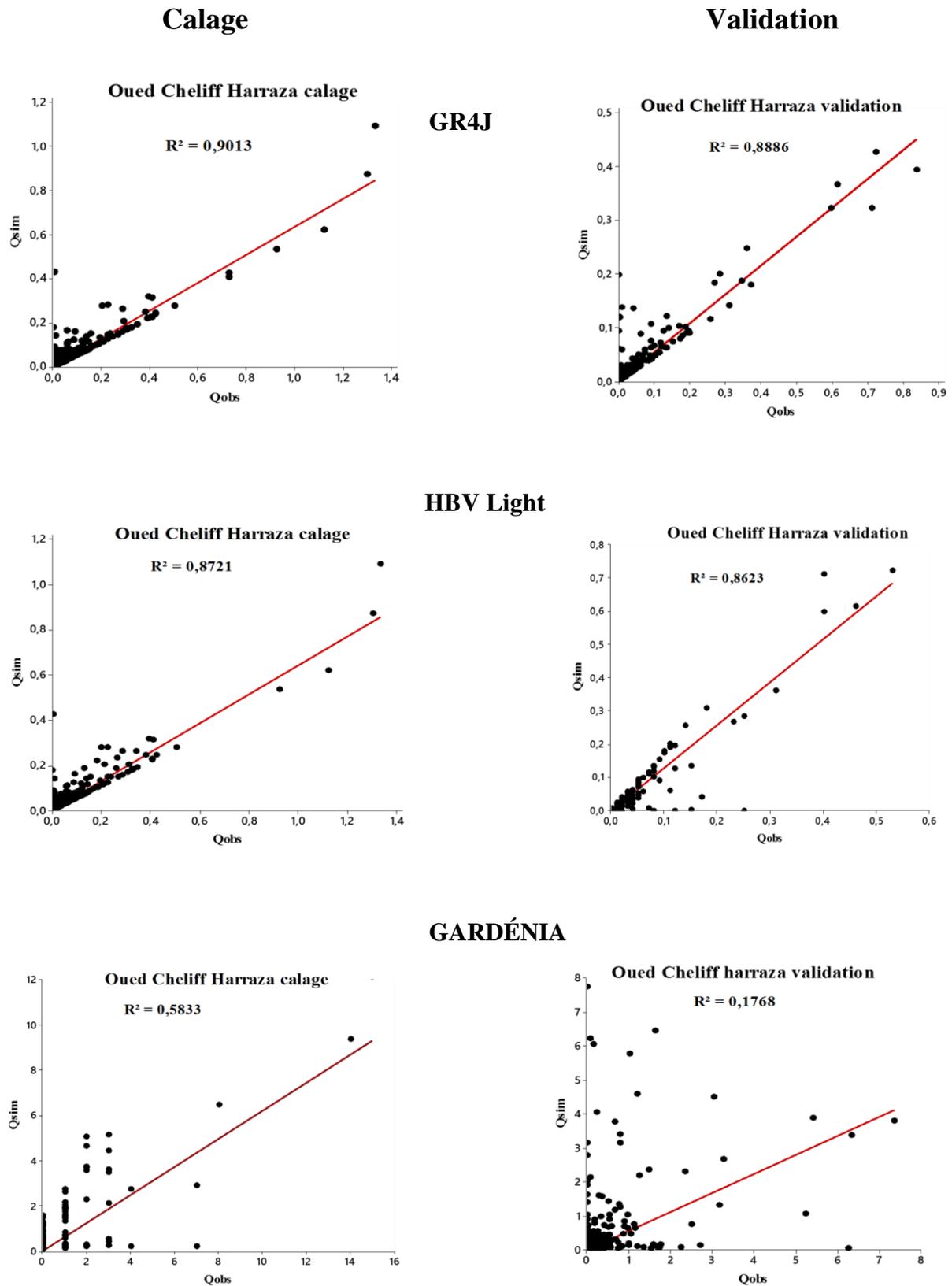


Figure 6.16. Corrélation débits observés et simulés dans le sous bassin d'Oued Cheliff Harraza en calage et validation avec GR4J, HBV Light et GARDÉNIA

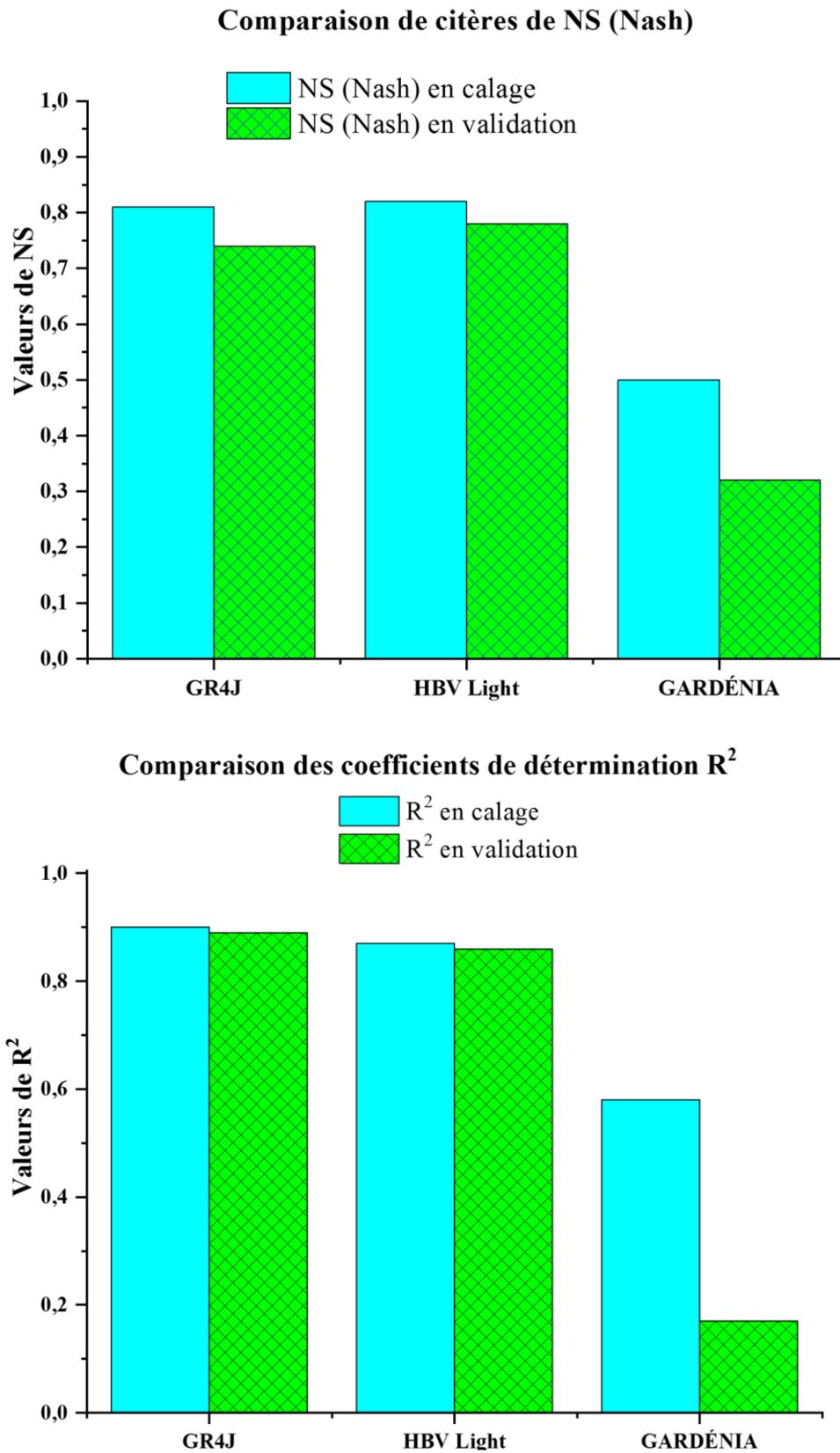


Figure 6.17. Comparaison des critères de Nash (NS) et de détermination (R²) pour les trois modèles : GR4J, HBV Light et GARDÉNIA

Conclusion

Au cours de ce chapitre, nous avons étudié la modélisation des écoulements du bassin versant du Haut et Moyen Cheliff par différents pas de temps, annuel, mensuel et journalier. Cette étude est faite sur deux étapes.

Dans un premier temps, nous avons développé cette simulation en utilisant les modèles GR1A et GR2M qui ont été testés sur cinq sous-bassins versants. A travers l'analyse de l'évaluation de performances et robustesse de ces modèles, nous avons constaté que le modèle GR1A a apporté des réponses satisfaisantes quant à la simulation des débits observés. Les valeurs du critère de robustesse sont toutes inférieures à 10% en valeur absolue. Les performances moyennes obtenues en calage et en validation sur toutes les périodes sélectionnées sont supérieures à 60% quel que soit le sous bassin, ce qui traduit la performance et la robustesse du modèle de GR1A.

Les résultats obtenus avec le modèle GR2M dans les cinq sous-bassins retenus et sur les deux périodes d'études sont satisfaisants. Les performances du critère de Nash (NS) sont généralement supérieures à 70% en calage et en validation. Le modèle GR2M est un modèle performant et robuste et représente de façon acceptable la relation entre la pluie moyenne mensuelle estimée sur chaque sous bassin versant et le débit moyen mensuel enregistré à son exutoire.

Nous avons adopté une approche d'identification de tendances au sein de la relation pluie-débit dans le comportement hydrologique des sous bassins-versants retenue. Cette approche est fondée sur les tableaux de simulations croisées utilisés à l'IRSTEA pour construire deux tests statistiques non-paramétriques d'interprétation. Les deux tests appliqués aux modèles GR1A et GR2M sur les deux périodes d'étude, ont identifié la non-stationnarité du comportement hydrologique de l'ensemble des sous-bassins. Les résultats obtenus dans cette étude de tendance mettent en évidence une modification de la relation pluie-débit. Cette modification est traduite par l'existence de deux tendances opposées, la première est à la décroissance (diminution de l'écoulement) aux seins du comportement hydrologique de trois sous-bassins (Oued Cheliff Harraza, Oued Rouina Zeddine et Oued Cheliff Tickezal). La seconde est à la croissance (augmentation des débits) dans le comportement hydrologique du sous bassin d'Oued Ras Ouahrane. Quant au cinquième sous bassin d'Oued Sly aucun jugement n'a été tiré sur l'existence d'une tendance dans son comportement hydrologique.

Dans une seconde étape, nous avons effectué une étude comparative entre trois modèles à pas de temps journalier, globaux et conceptuels et/ou semi-distribués sur le sous bassin d'Oued Cheliff Harraza. Il s'agit de modèles : GR4J, HBV Light et GARDÉNIA. Sur les trois modèles utilisés, seul le modèle GARDÉNIA présente des performances moyennes. Quant aux modèles GR4J et HBV Light, ils présentent de très bonnes performances à la fois en calage et en validation.

En réalité, il n'y a pas un avantage systématique pour l'un des trois modèles, si en se basant sur le niveau de complémentarité. Car la diversité du comportement hydrologique des bassins

versants en général, demeure problématique pour ces trois modèles et d'autre si nécessaire, ce qui s'explique en partie par les limites inhérentes des modèles et par le fait que ces modèles peuvent satisfaire un certain nombre de préconceptions sur le cycle hydrologique dans un bassin versant.

Conclusion générale et perspectives

L'objectif principal de cette thèse étant de mettre en place un diagnostic du fonctionnement hydrologique du bassin versant du Haut et Moyen Cheliff, aussi, d'évaluer la capacité des modèles pluie-débit (GR1A et GR2M) à détecter des changements dans le comportement hydrologique au sein des sous-bassins. En s'appuyant sur des analyses approfondies sur la variabilité spatiale et temporelle des régimes pluviométriques et hydrologiques dans le contexte du changement ou de la variabilité climatique.

Après avoir fait un rapide état de l'art des connaissances sur la modélisation pluie-débit et le changement climatique et son impact sur le cycle hydrologique à l'échelle globale qu'à l'échelle locale, nous avons exposé le choix de modèles hydrologiques retenus dans notre étude.

Afin d'atteindre l'objectif principal de notre travail, nous rappelons les principales conclusions obtenues au cours de cette étude.

Situé au centre-ouest du nord de l'Algérie, le bassin versant du Haut et Moyen Cheliff, occupant une superficie de 10930 km², s'étend de l'étranglement qui le sépare du sous bassin à l'amont de Boughzoul jusqu'au seuil de Boukadir, où prend naissance le bassin du Bas Cheliff et de la Mina.

Ce bassin présente un chevelu hydrographique très dense, avec un réseau de l'ordre de 2 200 km d'oueds permanents et de 5 600 km d'oueds temporaires. Long de 349 km, le cours d'eau principal d'oued Cheliff résulte de la jonction des deux grands oueds Touil et Nahr Ouassel. (ABH CZ, 2004). La densité de drainage varie entre 0,57 et 1,54 km·km⁻². Les faibles valeurs de Dd caractérisent les terrains à faibles pentes qui sont surtout localisés sur les hautes plaines et résultent de faibles précipitations sur des formations perméables.

Le bassin du Haut et Moyen Cheliff regroupe 11 sous-bassins hydrographiques codés de 0113 à 0123 de formes allongées dont les indices de compacité varient entre 1,75 pour les oueds Cheliff Tikazel et Fodda et 1,32 pour l'oued Cheliff Ghrib.

Le sol du Haut et du Moyen Cheliff est nu et rocheux, et la couverture végétale est très dégradée.

Le climat de notre zone d'étude est semi-aride, caractérisé par des étés chauds et des hivers tièdes. Le régime de pluie est très irrégulier, d'une région à l'autre, notamment entre le Nord et le Sud et entre l'Est et l'Ouest. Sur la majeure partie du bassin, les précipitations observées varient entre moyenne et forte (300 à 600 mm). La température moyenne interannuelle oscille entre de 15 à 21°C, et les valeurs maximales de l'évapotranspiration sont enregistrées dans la vallée du Haut et Moyen Cheliff.

Afin de conserver une répartition géographique de manière à couvrir toute la superficie de notre région d'étude, nous disposons de dix-neuf (19) séries pluviométriques sur une période s'étendant de 1972/1973–2012/2013, de sept (7) séries hydrométriques sur trois périodes

différentes (de 1973/1974 à 2012/2013, de 1983/1984 à 2012-2013 et de 1990/1991 à 2012/2013), de quatre (4) séries thermométriques sur trois périodes (1973/1974 - 2015/2016, 1973/1974 - 2015/2016 et 2001/2002 - 2015/2016), à cela s'ajoutent les séries d'évapotranspirations qui ont été obtenues sur la base des séries thermométriques.

Le bassin versant du Haut et Moyen Cheliff connaît une variabilité pluviométrique marquée par une longue période sèche amorcée depuis la fin des années 1970 qui s'est amplifiée pendant les années 1980 et les années 1990. Le déficit pluviométrique évalué fluctue entre 16% et 29%. L'analyse des variations de la pluviométrie moyenne mensuelle montre que la variabilité pluviométrique se manifeste également par une baisse importante de la pluviométrie mensuelle. Les mois de la saison humide sont plus affectés, dans l'ensemble, que ceux de la saison sèche. Nous noterons en particulier que les mois de juin et juillet sont généralement déficitaires.

L'analyse de la caractérisation de la sécheresse dans la zone d'étude à partir des indices standardisés de précipitations SPI, a mis en évidence la succession de deux phases, un épisode globalement excédentaire entre 1972/73 et 1980/81, suivie d'un épisode déficitaire de 1981/82 à 2006/07. L'analyse spatiotemporelle par l'ACP avec rotation a permis aussi d'extraire deux périodes distinctes sur l'ensemble du bassin versant ; la première regroupe les années humides allant de 1972 jusqu'à 1980, et une deuxième période déficitaire qui persiste jusqu'à nos jours à l'exception des années, 1995, 2010 et 2012 qui étaient globalement excédentaires.

L'évolution des débits dans le bassin du Haut et Moyen Cheliff a montré de fortes fluctuations de débits d'une année à une autre, ainsi qu'une abondance de l'écoulement durant la période 1973 à 1986 et une indigence de 1987 à 2005.

Les corrélations entre les termes du bilan hydrologique présentent, sur les sous bassins d'Oued Cheliff Harraza, Oued Cheliff Tickezal et Oued Ras Ouahrane, des valeurs élevées, montrant l'influence des lames d'eau précipitées sur les autres termes du bilan (écoulement et déficit d'écoulement). En revanche les coefficients d'écoulements semblent peu dépendants des hauteurs des pluies annuelles et cela souligne que la réponse du bassin est plutôt régie plus par l'intensité des événements pluviométriques que le total annuel des précipitations.

La modélisation des écoulements du bassin versant du Haut et Moyen Cheliff par différents pas de temps, annuel, mensuel et journalier est faite sur deux étapes.

Dans un premier temps, nous avons développé cette simulation en utilisant les modèles GR1A et GR2M qui ont été testés sur cinq sous-bassins versants. A travers l'analyse de l'évaluation de performances et robustesse de ces modèles, nous avons constaté que le modèle GR1A a apporté des réponses satisfaisantes quant à la simulation des débits observés. Les valeurs du critère de robustesse sont toutes inférieures à 10% en valeur absolue. Les performances moyennes obtenues en calage et en validation sur toutes les périodes sélectionnées sont supérieures à 60% quel que soit le sous bassin, ce qui traduit la performance et la robustesse du modèle de GR1A.

Les résultats obtenus avec le modèle GR2M dans les cinq sous-bassins retenus et sur les deux périodes d'études sont satisfaisants. Les performances du critère de Nash (NS) sont généralement supérieures à 63% en calage et en validation. Le modèle GR2M est un modèle performant et robuste et représente de façon acceptable la relation entre la pluie moyenne mensuelle estimée sur chaque sous bassin versant et le débit moyen mensuel enregistré à son exutoire.

Nous avons adopté une approche d'identification de tendances au sein de la relation pluie-débit dans le comportement hydrologique des sous bassins-versants retenue. Cette approche est fondée sur les tableaux de simulations croisées utilisés à l'IRSTEA pour construire deux tests statistiques non-paramétriques d'interprétation. Les deux tests appliqués aux modèles GR1A et GR2M sur les deux périodes d'étude, ont identifié la non-stationnarité du comportement hydrologique de l'ensemble des sous-bassins. Les résultats obtenus dans cette étude de tendance mettent en évidence une modification de la relation pluie-débit. Cette modification est traduite par l'existence de deux tendances opposées, la première est à la baisse (diminution des débits) aux seins du comportement hydrologique de trois sous-bassins (Oued Cheliff Harraza, Oued Rouina Zeddine et Oued Cheliff Tickezal). La seconde est à la hausse (augmentation des débits) dans le comportement hydrologique du sous bassin d'Oued Ras Ouahrane. Quant au cinquième sous bassin d'Oued Sly, les tests statistiques n'ont pas pu identifier avec les modèles, une tendance dans son comportement hydrologique.

Dans une seconde étape, nous avons effectué une étude comparative entre trois modèles à pas de temps journalier, globaux et conceptuels et/ou semi-distribués sur le sous bassin d'Oued Cheliff Harraza. Il s'agit de modèles : GR4J, HBV Light et GARDÉNIA. Sur les trois modèles utilisés, seul le modèle GARDÉNIA présente des performances moyennes. Quant aux modèles GR4J et HBV Light, ils présentent de très bonnes performances à la fois en calage et en validation.

La comparaison entre les modèles montre qu'il n'y a pas un avantage systématique pour l'un des trois modèles, si en se basant sur le niveau de complémentarité. Car la diversité du comportement hydrologique des bassins versants en général, demeure problématique pour ces trois modèles et d'autre si nécessaire, ce qui s'explique en partie par les limites inhérentes des modèles et par le fait que ces modèles peuvent satisfaire un certain nombre de préconceptions sur le cycle hydrologique dans un bassin versant grâce aux modules associés à ses paramètres.

Comme ce travail qui fait la suite de ce qui a été réalisé sur le bassin hydrographique du Cheliff Amont de Boughzoul (*Amiar, 2014*), nous constatons que les modèles GR sont plus adaptés dans le bassin du Cheliff, notamment dans les cinq sous-bassins retenus dans cette étude et le sous bassin d'Oued Touil.

Perspectives de l'étude

Cette thèse a été divisée en deux parties abordant deux sujets distincts. La première a exposé la caractérisation de la variabilité hydro-pluviométrique du bassin versant du Haut et Moyen Cheliff. La deuxième a présenté la modélisation des écoulements de ce bassin par différents pas de temps, annuel, mensuel et journalier en utilisant les modèles GR, HBV Light et GARDÉNIA.

En dépit de la diversité des résultats obtenus dans l'ensemble du bassin, toutefois, quelques zones d'ombre subsistent, du fait du manque d'observations hydrométriques en particulier. Les données disponibles que nous avons pu avoir auprès de l'ANRH pour cette étude, ne couvrent pas tous les onze sous-bassins appartenant au bassin versant du Haut et Moyen Cheliff. Et celles existantes sont parfois fragmentaires, souvent incomplètes et courtes pour des limites des modèles hydrologiques ou celles des modèles climatiques.

Pour une poursuite de notre travail, il serait important d'analyser les causes des tendances identifiées dans les comportements des sous-bassins du Haut et Moyen Cheliff, en utilisant les méthodes appropriées. Aussi, pour une meilleure identification des tendances, Il serait intéressant de refaire l'étude de la non-stationnarité dans la relation pluie-débit à un pas de temps plus fin (journalier) afin de détecter des tendances invisibles (le cas de sous bassin d'Oued Sly) à des pas de temps plus grands (annuel et mensuel).

Les modèles hydrologiques pluie-débit retenus dans cette étude ont donné des performances satisfaisantes, il serait important de les alimenter avec des scénarios climatiques. Ce type de modèle est largement utilisé pour générer des scénarios hydrologiques dans des études d'impact du changement climatique.

Certes, les modèles GR combinaient parcimonie (un faible nombre de paramètres rendant leur optimisation facile) et la performance, mais il serait intéressant d'utiliser des modèles pour l'estimation de la recharge des nappes ; ou des modèles qui prennent en compte des variables descriptives des bassins versants tels que les caractéristiques de sol, les indices de végétation ou de croissance de la végétation, etc ; Ou d'autres modèles couplés eau de surface-eau souterraine, afin de mieux estimer l'impact de la variabilité hydro-climatique sur les ressources en eau souterraines.

Références bibliographiques

- Abadie B.**, 2006. *Simulation des crues du Rhin par des modèles hydrologiques mettant en œuvre différentes stratégies d'agrégation*. Master 2ème année, Sciences de la Terre spécialité Hydrologie, Hydrogéologie et Sols. Université Paris Sud, Orsay, France, 124 p.
- Abbott M B., Bathurt J C., Cunge J A., et al.**, 1986. *AN introduction to the European Hydrological System – Système Hydrologique Européen, " SHE", 2. Structure of a physically-based, distributed modelling system* Journal of Hydrology, 61-77 p.
- Actu-Environnement.**, 2015. Dictionnaire environnement. Voir en ligne : [https://www.actu-environnement.com/ae/dictionnaire environnement/definition/ozone o3](https://www.actu-environnement.com/ae/dictionnaire%20environnement/definition/ozone%20o3).
- Agence Du Bassin Hydrographique Cheliff Zahrez (ABH-CZ).**, 2004. *Cadastre hydraulique du bassin hydrographie du Cheliff - Aval du barrage de Boughzoul. Première partie : Haut et Moyen Cheliff*. 62 p.
- Aissani B.**, 1990. *Système d'information et gestion des données de ressources en eau à l'A.N.R.H.* communication à la conférence : Stratégies de gestion des eaux dans les pays méditerranéens, Alger, 28-30 mai 1990, Ministère de l'Equipement.
- Alterre Bourgogne.**, 2008. *Les journées de l'Education relative à l'environnement – le changement climatique – guide pédagogique*, 09 p.
- Ambroise B.**, 1998. *La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant - Processus, Facteurs, Modèles.* *H*G*A* (Ed.), Bucarest, 200 p.
- Ambroise B.**, 1999. *La dynamique des cycles de l'eau dans un bassin versant- Processus, Facteurs, Modèles.* Editions *H*G*A*, Bucarest, 204 p.
- Ambroise B., Perrin J.L. and Reutenauer D.**, 1995. *Multicriterion validation of a semidistributed conceptual model of the water cycle in the Fecht catchment (Vosges massif, France)*. Water Resources Research, 31(6): 1467-1481 p
- Amiar S.**, 2014. *Modélisation pluie-débit : Outil de prévision des crues le mieux adapté par le modèle hydrologique GR*. Mémoire de Magister. Université de Tlemcen. 107-120 p.
- Amoussou E.**, 2010. *Variabilité pluviométrique et dynamique hydro-sédimentaire du bassin-versant du complexe fluvio-lagunaire Mono-Ahémé-Couffo (Afrique de l'Ouest)*. thèse de doctorat. Université de Bourgogne. 156 p.
- Amrani R.**, 2011. *Variabilité spatio-temporelle de la sécheresse dans le bassin versant de l'Oued Chéliff*. Mémoire de magister, Université de Chlèf, Algérie, 51 p.
- Andreassian V.**, 2002. *Impact de l'évolution du couvert forestier sur le comportement hydrologique des bassins versants*. Thèse de doctorat, Université de Paris 6 83 p.
- Andreassian V., Charles P., Claude M.**, 2007. *Modèles hydrologiques du Génie Rural (GR)-Cemagref, UR Hydrosystèmes et Bioprocédés*, 16 p.
- Andreassian V., Parent E., Michel C.**, 2003. *A distribution-free test to detect gradual changes in watershed behaviour*. In *Water Resources research*, vol.39, n°. 9, 1252, doi :10.1029/2003WR002081. 1-11 p.
- André et Christophe H.**, 2003. *Hydrologie.1, Une science de la nature*. Presses polytechniques et universitaires romandes
- Ardoin S.**, 2004. *Variabilité hydroclimatique et impact sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone soudano-sahélienne*. Thèse de doctorat université de montpellier II. 148 p.
- Ariza, C et Rueff, H.**, 2016. *The climate change, migration and economic development nexus in North Africa: An overview*. Swiss Agency for Development and Cooperation. Voir [en ligne] https://www.weadapt.org/sites/weadapt.org/files/2017/november/tip1_06june2016_caandhr_weadapt.pdf
- Arnold J. G. and N. Fohrer.**, 2005. *SWAT2000. Current capabilities and research opportunities in applied watershed modelling*. Hydrological Processes 19(3): 563-572 p.
- Arnold J.**, et al. 1998. *Large area hydrologic modeling and assessment partI : model development*. Journal of the American Water Ressources Association 34(1): 73-89 p.

- Azzi A.**, 2013. *Analyse des changements climatiques dans le bassin versant de la Soummam : réflexion en termes de conséquences hydrologiques*. Thèse de doctorat, Université de Sciences et Technologie Houari Boumediene, Algérie, 55 p.
- Bakreti A., I. Braud, E. Leblois et A. Benali.**, 2013. *Analyse conjointe des régimes pluviométriques et hydrologiques dans le bassin de la Tafna, Algérie Occidentale*. *Hydrol. Sci. J.*, 58, 133-151p.
- Bakriti A.**, 2014. *Modélisation hydrologique du bassin de la Tafna*. Thèse de doctorat, Université d'Oran, 178 p.
- Bates B., Z.W. Kundzewicz, S. WU et J. Palutikof.**, 2008. *Le changement climatique et l'eau*. Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), Secrétariat du GIEC, Genève, Suisse, 210, 236p
- Bekkoussa B., M. Meddi et H. Jourde.**, 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)*. *Sécheresse*, 18, 173-184p.
- Belarbi H., B. Touaibia, B. Boumechra, S. Amiar et N. Baghli.**, 2017. *Sécheresse et modification de la relation pluie-débit. Cas du bassin versant de l'Oued Sebdu (Algérie Occidentale)*. *Hydrol. Sci. J.*, 62, 124-136p.
- Belaroui A., Haouchine F Z.**, 2017. *Modélisation Hydrologique du bassin versant d'oued El Harrach amont à l'aide des modèles globaux (pluie-débit)*. At: Conference:Eau-Société-Climat'2017 (ESC-2017) Hammamet le 2, 3 et 4 Octobre 2017.
- Bendjema Lina.**, 2020. *Contribution de la modélisation hydrologique à l'évaluation de l'impact de la variabilité climatique sur la ressource en eau. Cas du bassin versant d'Oued Mellah (NE algérien)*. Thèse de doctorat. Université de Tlemcen.
- Benkaci S., Dehbia Abir D., Oumellal A., Remini B.**, 2018. *Modélisation de l'érosion du bassin haut et moyen Cheliff par l'application Model builder sur ArcGis*. *Journal Of Materials And Engineering Structures* 5 81–93p.
- Bergström S., Harlin J., et Lindström., G.** 1992. *Spillway design floods in Sweden. I: New guidelines*. *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 37, No. 5, p. 505-519 p.
- Berthet L.**, 2010. *Prévision des crues au pas de temps horaire : pour une meilleure assimilation de l'information de débit dans un modèle hydrologique*, Institut des Sciences et de l'Industrie du Vivant et de l'Environnement (AgroParisTech), 603 p.
- Berthier, C.H.**, 2005. *Quantification des incertitudes des débits calculés par un modèle pluie-débit empirique*. Mémoire de DEA. CEMAGRE. 23 p.
- Bessaoud O, Pellissier J.-P, Rolland J.-P et Khechimi W.**, 2019. *Rapport de synthèse sur l'agriculture en Algérie*. Projet D'appui A L'initiative ENPARD Mediterranee
- Bettahar N., Ali Benamara A, Kettab A, Douaoui A.**, 2009. *Risque de pollution nitratée des zones semi-arides : cas de la vallée du moyen Cheliff occidental (Nord Algérien)*. *Revue des sciences de l'eau*, Volume 22, numéro 1, 69-78 p.
- Beven K.J et KirkbyM.J.**, 1979. *A physically based variable contributing area model of basin hydrology*. *Hydrol. Sci. Bull.*, 24(1), 43-69 p.
- Boe J.**, 2007. *Changement global et cycle hydrologique : Une étude de régionalisation sur la France*. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier - Toulouse III, France. 278p.
- Bolle H.-J.**, 2003. *Climate, climate variability and impacts in the Mediterranean area: an overview*. Dans: Bolle H.-J. (Ed): *Mediterranean Climate – Variability and Trends*. Springer Verlag, 5-86 p.
- Borrell-E V.**, 2004. *Vers une modélisation hydrologique adaptée à la prévision opérationnelle des crues éclair*. Application à de petits bassins versants du sud de la France, Institut National Polytechnique de Toulouse, Toulouse, 254 p.
- Bouanani A., Baba-Hamed K., Bouanani R.** 2010. *Utilisation d'un modèle global pour la modélisation pluie-débit : Cas du bassin de l'Oued Sikkak (Tafna – NW algérien)*. *1er Congrès sur la géologie du Maghreb*. 83-87p.

- Bouanani R.**, 2010. *Modélisation de la fonction pluie - débit. Application au bassin versant de la Tafna (NW Algérien)*. Mémoire de Magister, Université de Tlemcen, 110 p.
- Boucherf D.**, 2012. *Variabilité et changement climatique en Algérie*. Actes du Centre de recherche scientifique et technique sur les régions arides de Biskra, Algérie, pp. 113-126 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, 264 p.
- Bourek R.** 2010. *Modélisation pluie – débit. Application au bassin versant de la Mactaa (NW Algérien)*. Mémoire de Magister, Université de Tlemcen, 118 p.
- Bouvier C. et Delclaux F.**, 1996. *ATHYS : a hydrological environment for spatial modelling and coupling with a GIS*, Proceedings HydroGIS96. IAHS publication. 87-102 p.
- Brigode P.**, 2013. *Changement climatique et risque hydrologique : évaluation de la méthode SCHADDEX en contexte non-stationnaire*. Université Pierre Et Marie Curie. 8 p.
- Chaabane A.**, 2010. *Flore et Végétations Méditerranéennes*. Document pédagogique. Université Virtuelle de Tunis (UVT). 10-12 p.
- Champeaux J.-L., Tamburini A.**, 1996. *Zonage climatique de la France à partir des séries de précipitations (1971-1990) du réseau climatologique de l'État*. La Météorologie, série 8, n° 14, p. 4-44p.
- Chappell A. et C.T. Agnew.**, 2004. *Modelling climate change in West African Sahel rainfall (1931-90) as an artifact of changing station locations*. Int. J. Climatol., 24, 547-554 p.
- Cherifi S.**, 2006. *Application de modèle GR2M sur le bassin de la Soummam et de l'Isser*. Mémoire de Magister, Ecole National Polytechnique, Alger.
- Coalition Eau.**, 2015. *Eau Et Climat : relever les défis pour un développement durable et juste*, 3 p.
- Coron L.**, 2013. *Les modèles hydrologiques conceptuels sont-ils robustes face à un climat en évolution ? Diagnostic sur un échantillon de bassins versants français et australiens*. Thèse de doctorat. L'Institut des Sciences et Industries du Vivant et de l'Environnement (AgroParisTech), 8 p.
- Couret S et Lavigne J.**, 2010. *Aménagement des eaux superficielles*. Guide AquaTerra des solutions douces pour l'aménagement des lacs et cours d'eau. OIE/33687. Chap.10 B-Le Climat Mediterranéen P.124 A P.141 p.
- Coustau M.**, 2011. *Contribution à la prévision des crues sur le bassin du Lez : Modélisation de la relation pluie-débit en zone karstique et impact de l'assimilation de débits*. Thèse de doctorat. Université de Montpellier II, 32- 33, 36 p.
- CPDN.**, 2015. *Contribution Prévue Déterminée au niveau National –ALGERIE-* 4-5 p.
- Dai A., P.J. Lamb, K.E. Trenberth, M. Hulme, P.D. Jones and P. Xie.**, 2004. *The recent Sahel drought is real*. Int. J. Climatol., 24, 1323-1331 p.
- Dakhlaoui H.**, 2014. *Vers une procédure de calage automatique plus efficiente du modèle HBV*. Thèse de doctorat, Université de Tunis El Manar, 249 p.
- Douaoui A., Hartani T., Lakehal M.**, 2006. *La salinisation dans la plaine du Bas-Cheliff : acquis et perspectives*. Project: Irrigated Systems in the Maghreb (SIRMA). Economies d'eau en Systèmes IRrigués au Maghreb. Deuxième atelier régional du projet Sirma, Marrakech, Maroc, 29-31 mai 2006.
- De Marsily, G.**, 1994. *Quelques réflexions sur l'utilisation des modèles en hydrologie (Free Opinion)*. Revue des Sciences de l'Eau, 7, 219-234 p.
- Descroix L., Nouvelot J. F., Estrada J., and Lebel T.**, 2001. *Complémentarités et convergences de méthodes de régionalisation des précipitations : application à une région endoréique du Nord-Mexique*. Revue Des Sciences De L'eau, Rev. Sci. Eau 14/3(2001) 281-305 p.
- Djeda F.**, 1987. *Étude hydrogéologique et simulation par modèles mathématiques de la nappe de Khemis Miliana (bassin du Haut Cheliff, Algérie)*. Thèse doctorat. Université de Franche-Comté. France. 173 p.

- Djellouli F., Bouanani A, Baba-Hamed K.,** 2019. *Towards an efficient characterization of the hydrological behavior of the watershed of wadi Louza (NW-Algeria) using the GARDÉNIA model.* SSRN Electronic Journal. DOI: 10.2139/ssrn.3211234.
- Douguédroit A.,** 1997. Climat du Bassin méditerranéen dans *Le climat, l'eau et les hommes. Ouvrage en l'honneur de Jean Mounier.* Presses Universitaires de Rennes, Rennes, 251-280 p.
- Dubreuil P.,** 1974. *Initiation à l'analyse hydrologie.* Masson & Cie Editeurs. Paris VI.
- Dumas, A.,** 2006. *Méthode de maximisation : estimation des crues maximales probables (CMP).* La Houille Blanche, n° 5, 74-79 p.
- Edijatno et Michel C.,** 1989. *Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres.* La Houille Blanche, n° 2, 113-121 p.
- Elhoussaoui A., Baba-Hamed K., Bouanani A.,** 2016. *Modélisation de la fonction pluie-débit : cas de l'oued Tamanrasset.* : Editions Européennes. Allemagne
- Elmeddahi Y.,** 2016. *Les changements climatiques et leurs impacts sur les ressources en eau, cas du bassin du Cheliff.* Thèse de doctorat, Université de Hassiba Benbouali de Chlef, Algérie, 99 p.
- FAO.,** 2020. *Faire face au changement climatique et autres questions relatives à l'environnement.* Trente-quatrième session. Voir en ligne : <http://www.fao.org/3/ne711fr/ne711fr.pdf>
- Faye C.,** 2013. *Évaluation et gestion intégrée des ressources en eau dans un contexte de variabilité hydroclimatique : cas du bassin versant de la Falémé,* Thèse de Doctorat, Université Cheikh Anta Diop de Dakar, 309 p.
- Faye C., Diop E H S et Mbaye I.,** 2015. *Impacts des changements de climat et des aménagements sur les ressources en eau du fleuve Sénégal : caractérisation et évolution des régimes hydrologiques de sous-bassins versants naturels et aménagés.* belgeo/17626 ; DOI : 10.4000/belgeo.17626 p.
- Florence H, Julien B, Michel D, Agnès D, Simon G, Hachour A, Eric M, Christian P, Eric S, Laurent T, Dominique T, Oudin L, Pascal V, Syavain T.,** 2011. *Impact du changement climatique sur les ressources en eau du bassin versant de la Seine, Programme Interdisciplinaire de Recherche sur l'Environnement de la Seine - Eau Seine Normandie,* Résultats du projet, GICC – RexHySS.11 p.
- Fourmigué P. and Lavabre, J.,** 2005. *Prévision de crues avec le modèle conceptuel pluiedébit GR3H. Adaptabilité aux incertitudes sur la pluie.* Revue des Sciences de l'Eau, 18(1):
- Franchini M., Wendling J., Obled C. and Todini, E.,** 1996. *Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL.* Journal of Hydrology, 175: 293-338 p.
- Gaume E.,** 2002. *Éléments d'analyse sur les crues éclair, Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts,* 359 pp. 16(2): 173-197 p.
- Ghenim A., Megnounif A., Djelloul Smir S.M.,** 2011. *Tendance de la pluviométrie à l'extrême nord-ouest de l'Algérie.* Revue Algérie Equipement, 48, 46-52. Disponible sur : <http://www.entp.edu.dz/>
- Ghenim A., Megnounif A., Seddini A., Terfous A.,** 2010. *Fluctuations hydro-pluviométrique du bassin versant de l'oued Tafna à Béni-Bahdel.* (Nord-Ouest algérien). Sécheresse, 21(2), 115-120.
- Gherissi R.,** 2018. *Modélisation hydrologique d'un bassin versant en climat méditerranéen par l'approche conceptuelle globale. Cas de l'oued Lakhdar (ex : Chouly) (Tafna Nord-Ouest Algérien).* Thèse de doctorat. Université de Tlemcen.
- GIEC.,** 1992. *Changement climatique - Les évaluations du GIEC de 1990 à 1992: Premier Rapport d'évaluation du GIEC Aperçu général et Résumés destinés aux décideurs et Supplément 1992 du GIEC*
- GIEC.,** 2001. *Troisième rapport d'évaluation du GIEC. Changements climatiques 2001.* Résumé à l'intention des décideurs
- GIEC.,** 2007. *Résumé à l'intention des décideurs.* In: Bilan 2007 des changements climatiques : Les bases scientifiques physiques. Contribution du Groupe de travail I au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat.

- GIEC.**, 2013 *Changements climatiques 2013, les éléments scientifiques. Résumé à l'attention des décideurs*. Voir [en ligne]: http://www.ipcc.ch/pdf/assessmentreport/ar5/wg1/WG1AR5_SummaryVolume_FINAL_FRENCH.pdf
- GIEC.**, 2014. *Changements climatiques 2014*. Rapport de synthèse. Rapport Du Groupe D'experts Intergouvernemental Sur L'évolution Du Climat.
- 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. Cemagref de Lyon, 38 p.
- Gopta VK., Sorooshian S.**, 1985. *The relationship between data and the precision of parametre estimates of hydrologic models*. J. Hydrol. 81, 57-77 p.
- Gopta VK., Sorooshian S.**, 1995. *Model Calibration*. In: *Computer Models of Watersheds Hydrology* (ed. by V. P. Singh), water Resources Publications, 23-68 p.
- Grayson, R. and Blöschl, G.**, 2000. *Spatial Patterns in Catchment Hydrology*. Cambridge University Press, Cambridge, U.K.
- Gutierrez M-A L.**, 2003. Modélisation stochastique des régimes Pluviométriques à l'échelle régionale Pour la prévision des crues au nord-Mexique. Thèse de doctorat. Institut National Polytechnique De Grenoble. 111 p.
- Habets F., Boe J., Deque M., Ducharne A., Gascoïn S., Hachour A., Martin E., Page C., Sauquet E., Terray L., Thiery D., Oudin L., Viennot P., Therry S.**, 2011. Programme PIREN-SEINE . *Impact du changement climatique sur les ressources en eau du bassin versant de la Seine*. Résultats du projet GICCRExHySS #13 Agence de l'eau Seine-Normandie, 48 p.
- Haziza E.**, 2003. Modélisation Mensuelle pluie-débit/ Apports de la spatialisation- Cas des données de sols. Mémoire d'EA en Sience de l'Eau dans l'Environnement Continental. Université Montpellier II, 38 p.
- Hisdal H et Tallaksen L M.**, 2003. *Estimation of Regional Meteorological and Hydrological Drought Characteristics*. Journal of Hydrology 281:230-247 p.
- Hufty A.**, 1976. *Introduction à la climatologie*. P.U.F. Collection Magellan, Paris. 264 p.
- 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*. These de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 40-41p.
- ICC-HYDROQUAL.**, 2010. *Impact du Changement Climatique sur l'hydrosystème Loire : HYDROlogie, regime thermique, QUALité des eaux*, Action 1 : Evolution hydroclimatique de la Loire et de ses affluents sous changement climatique. Rapport final, 107p.
- IOM.**, 2016. *Assessing the Evidences. Migration, Environment and Climate Change: Morocco*.
- IPCC.**, 2013. *Climate Change 2013. The Physical Science Basis*. Cambridge Universirty Press, Cambridge, United Kingdom and New-York, NY, USA, 1535 p.
- IRD.**, 2016. *The Mediterranean Region under Climate Change, A scientific update*. Voir [en ligne] <http://www.editions.ird.fr/produit/433/9782709922210/The%20Mediterranean%20Region%20under%20Climate%20Change>
- Joina J.L., Coudraya J. et Longworth K.**, 1997. *Using principal components analysis and Na/Cl ratios to trace groundwater circulation in a volcanic island: the example of Reunion*. Journal of Hydrology, Vol. 190, (1-2). 1-18p.
- Kendall M.G.**, 1975. *Rank correlation methods*. 4e édition, Charles Griffin, London, Royaume-Uni, 202 p.
- Kettab A., D. Ait Mouhoub, T. Ouarda et B. Bobee.**, 2004. *Contribution à l'étude du phénomène de la sécheresse sur les régions littorales de l'Algérie*. École Nationale Polytechnique Alger, Algérie, 12 p. http://www.univ-tebessa.dz/fichiers/ENP/20041014_kettab_Foggia.pdf
- Khadraoui A.**, 1991. *Etude des fluctuations des nappes phréatiques dans les périmètres irrigués de la Vallée du Cheliff [Algérie]*. Hommes Terre et Eaux, 1991 - agris.fao.org.
- Klemēs V.**, 1986. *Operational testing of hydrologic simulation models*. *Hydrol. Sci. J.*, 31(1),13-24 p.

- Koffi, Y.B.**, 2007. *Etude du calage, de la validation et des performances des réseaux de neurones formels à partir des données hydro-climatiques du bassin versant du Bandama blanc en Côte d'Ivoire*. Thèse de Doctorat. Université de Cocody Abidjan.
- Kottek M., Grieser J., Beck C., Rudolf B. et Rubel F.**, 2006. *World Map of the KöppenGeiger climate classification updated*. *Meteorol. Z.*, **15**, 259-263. doi: 10.1127/0941-2948/2006/0130.
- Kouamé, K.F., Kouassi, A.M., N'Guessan Bi, T.M., Kouao, J.M., Lasm, T., Saley, M.B.**, 2013. Analyse de tendances dans la relation pluie-débit dans un contexte de changements climatiques : cas du bassin versant du N'zo-Sassandra (Ouest de la Côte d'Ivoire). *International Journal of Innovation and Applied Studies*, 2(2), 92-103 p. Disponible sur : <http://www.issr-journals.org/ijias/>
- Kouassi A. M., Kouame K. F., Saley M. B., Yao B. K.**, 2007. *Identification de tendances dans la relation pluie-débit et recharge des aquifères dans un contexte de variabilité hydroclimatique: cas du bassin versant du N'zi (Bandama) en Côte d'Ivoire*. *European Journal of Scientific Research*, vol. 16, n°3, pp.412-427 p.
- Kouassi, A.M., N'Guessan Bi, T.M., Kouamé, K.F., Kouamé, K.A., Okaingni, J.C., Biémi, J.**, 2012. Application de la méthode des simulations croisées à l'analyse de tendances dans la relation pluie-débit à partir du modèle GR2M : cas du bassin versant du N'zi-Bandama (Côte d'Ivoire). *Comptes Rendus Geoscience*, 344, 288-296 p. doi: 10.1016/j.crte.2012.02.003
- Launay J.**, 2016. *Produire plus! Nature et Environnement*. Livre-BoD - Books on Demand, 76 p.
- Lespinas F.**, 2008. *Impact du changement climatique sur l'hydrologie des fleuves cotiers en région Languedoc-Roussillon*. Thèse de doctorat. Université Perpignan. 185 p.
- Lionello P., Malanotte P. et Boscolo R.** (eds), 2006. *Mediterranean Climate Variability*, Elsevier B.V., 421 p
- Loumagne C. et al.**, 2001. *Integration of remote sensing data into hydrological models for reservoir management*. *Hydrological Sciences Journal*, 46(1): 89-102 p.
- Lubes-Niel H., Masson J.M., Paturol J.E., Servat, E.**, 1998. *Variabilité climatique et statistiques. Etude par simulation de la puissance et de la robustesse de quelques tests utilisés pour vérifier l'homogénéité de chroniques*. *Revue des Sciences de l'Eau*, 3, 383-408 p.
- Mac Donald et Partners.**, 1997. *Etude de l'aménagement hydro-agricole de la plaine de la Mitidja, Analyse économique et effets sur l'environnement*, Atkins International Limited, BNEDER.
- Madsen H.**, 2000. *Automatic calibration of a conceptual rainfall-runoff model using multiple objectives*. *Journal of Hydrology*, 235: 276-288.
- Maftai C.**, 2002. *Etudes concernant les écoulements superficiels*. Doctoral dissertation, PhD Thesis Montpellier 2 University, France and "Ovidius" University of Constanta, Romania
- Mann H.B.**, 1945. *Nonparametric tests against trend*. *Econometrica*, 13, 245-259 p.
- Margat J., MEDHYCOS.**, 2008. <http://medhycos.mpl.ird.fr/en/t1.resi&gn=Margat.inc&menu=fresimf.inc.html>
- MATE, GEF/PNUD 00039149.**, 2010 : *Seconde communication nationale de l'Algérie sur les changements climatiques à la CCNUCC*, 211p.
- Mattauer M.**, 1958. *Etude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie)*. Thèse. Doctorat Es-science Besancon, France, 343 p.
- Mebarki A.**, 2005. *Hydrologie des bassins de l'Est algérien: ressources en eau, aménagement et environnement*. Thèse d'Etat, Université Mentouri de Constantine, 360 p
- Meddi H. et M. Meddi .**, 2007. *Variabilité spatiale et temporelle des précipitations du Nord-Ouest de l'Algérie*. *Geographia Technica*, 2, 49-55.
- Meddi H., Meddi M.**, 2009. *Variabilité des précipitations annuelles du nord-ouest de l'Algérie*. *Sécheresse*, 20(1), 57-65. Doi : 10.1684/sec.2009.0169
- Meddi M., Talia A., and Martin M.**, 2009. *Évolution récente des conditions climatiques et des écoulements sur le bassin versant de la Macta (Nord-Ouest de l'Algérie)*. *OpenEdition Journals*. Volume 3. 61-84 p. <https://doi.org/10.4000/physio-geo.686>

- Medjerab A et Henia L.,** 2005. *Régionalisation des pluies annuelles dans l'Algérie nord-occidentale*. Revue Géographique de l'Est. vol. 45 / 2 | 2005 doi.org/10.4000/rge.501 p.
- Mehaiguene M.,** 2006. *Bilan hydrologique et ressources en eau de surface du bassin Cheliff-Zahrez*. Mémoire de magister. Université Hassiba Ben Bouali de Chlef. 66 p.
- Mehaiguene M.,** 2013. *Etude des étiages et des débits de base Au nord-ouest de l'Algérie*. Thèse de Doctorat. ENSH de Blida. 66 p.
- Melching CS.,** 1995. *Reliability estimation In : Computer models of watershed hydrology*. Editor Vijay p. singh, Water resources Publication, Louisiana, USA, 69-118 p
- Melone F., S. Barbetta, T. Diomede, S. Peruccacci, M. Rossi1, A. Tessorolo, M. Verdecchia.,** 2005. *RISK AWARE ,RISK-Advanced Weather forecast system to Advise on Risk Events and management :Review and selection of hydrological models – Integration of hydrological models and meteorological inputs*. Report, Gennaio
- Moati P., Albitre J et al.,** 1960. *Le développement agricole du département d'Orléansville*. Alger Imprimerie Baconnier, 12 p.
- MoE/UNDP/GEF.,** 2015. *Economic Costs to Lebanon from Climate Change: A First Look*. Beirut, Lebanon.
- Moriasi D N., Arnold J G., Van Liew M W., Bingner R. L., Harmel R. D., and Veith T L.,** 2007. *Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations*, American Society of Agricultural and Biological Engineers, 50(3):885-900.
- 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. ENGREFE . CEMAGREF, Antony 3 p.
- Mutin G.,** 2011. *L'eau dans le monde arabe : menaces, enjeux, conflits*. Paris : Ellipses, 176 p.
- Nadjib I., Baba Hamed K., Gherissi R.,** 2020. *Application du modèle hydrologique GARDÉNIA. Cas du bassin versant de l'oued Boukiou (NW algérien)*. Editions Européennes. Allemagne.
- Neitsch S. L., et al** 2000. *Soil and Water Assessment Too*. Theoretical Documentation, Version 2009, Texas Water Resources Institute Technical Report No. 406.
- Nicholson S.E. et J.C. Selato.,** 2000. *The influence of La Niña on African rainfall*. *Int. J. Climatol.*, 20, 1761-1776.
- Obled Ch.,** 1979. Contribution à l'analyse des données en hydrométéorologie. Thèse de docteur d'état éssciences physiques, INPG.
- Ondo J.C.,** 2002. *Étude comparative des tests de stationnarité*. Thèse de doctorat, Université. Québec, Institut national de la recherche scientifique, Canada, 288 p.
- Otmane A., Baba-Hamed K., Safa A.** 2015. *Prédétermination des valeurs de pluies et crues extrêmes dans le bassin versant d'Oued Mekerra*. Revue TSM 7/8 2017 - Page(s) 27-48. <https://doi.org/10.1051/tsm/201778027>
- 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, 52(2), 318-337 p.
- Oudin, L.,** 2004. *Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinente comme entrée d'un modèle pluiedébit global*. Thèse de doctorat en science de l'eau. Paris : Engref, 495 p.
- Ouici F Z., Baba-Hamed K., Bouanani A.,** 2019. *Etude de la performance du modèle hydrologique HBV. Appliqué au bassin versant d'oued Sebdou (Tafna, Algérie)*. Editions Européennes. Allemagne
- Parde M.,** 1968. *Fleuves et rivières*, Paris, A. Colin, 245 p.
- Perrin C.,** 2000. *Vers une amélioration d'un modèle golbal pluie-débit au travers d'une approche comaparative*. Thèse de Doctorat. Institut National Polytechnique de Grenoble. 276 p.
- Perrin C., Michel C., Andréassian V.,** 2003. *Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation*. Journal of Hydrology 279 (1-4), 275-289 p.

- Perrin C., Michel C., Andreassian V.**, 2007. *Modèles hydrologiques du Génie Rural (GR)*. Cemagref, UR Hydrosystèmes et Bioprocédés, <http://www.cemagref.fr/webgr>. 16 p.
- Perrodon A.**, 1957. *Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie Nord Occidentale*, Thèse de Doctorat, 115 p.
- Pettitt A.N.**, 1979. *A non-parametric approach to the change-point problem*. *Appl. Stat.*, 28, 126-135 p.
- PNC.**, 2018. Plan National Climat de 2018
- Pouffary S., Guillaume., Antonini A., Quefelec S., Dittrick L.**, 2018. *Les défis du changement climatique en méditerranée*. ENERGIES 2050, FEMISE et Institut de la Méditerranée.
- Quesney A. et al.**, 2000. *Estimation of watershed soil moisture index from ERS/SAR data*. *Remote Sens. Environ.*, 72(3): 290-303 p.
- Quesney et Loumagne et al.**, 2000. *Estimation of watershed soil moisture index from ERS/SAR data*. *Remote Sens. Environ.*, 72(3): 290-303 p.
- R. Cissokho R.**, 2011. *Développement d'un indice de vulnérabilité à l'érosion éolienne à partir d'images satellitaires, dans le bassin arachidier du Sénégal : cas de la région de Thiès*. Thèse de doctorat, Université de Montréal.
- Refsgaard J C et Storm B.**, 1996. *Construction, calibration and validation of hydrological models*. In: *Distributed Hydrological Modelling*. Kluwae Academic Publishers. Netherland, 41-42 p
- Renaud, J.**, 2004. *Mise en place du modèle agri-environnemental SWAT sur le bassin versant du Mercube (Haute-Savoie) : Vers une modélisation des transferts de Phosphore*, INRA, 75 p.
- Rodier J.**, 1964., *Régimes hydrologiques de l'Afrique Noire à l'Ouest du Congo*. ORSTOM/PARIS, 137 p.
- Rossi A.**, 2010. *Analyse spatio-temporelle de la variabilité hydrologique du bassin versant du Mississippi: rôle des fluctuations climatiques et déduction de l'impact des modifications du milieu physique*. Thèse en hydrologie. Rouen : Université de Rouen, 333 p.
- Safar-Zitoun M.**, 2019. *Plan national Secheresse Algerie Lignes directrices en vue de son Operationnalisation*. Convention des Nations Unies sur la lutte contre la désertification CNULCD
- Sahnoune F., Belhamel M., Zelmat, M., & Kerbashi, R.**, 2013. *Climate Change in Algeria: Vulnerability and Strategy of Mitigation and Adaptation*.
Voir [en ligne] <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1876610213012319>
- Salama H.**, 2011. *Régionalisation pluviométrique du bassin Tensift (Maroc)*. Larhyss Journal, ISSN 1112-3680, n° 09, Septembre 2010, 111-119 p.
- Sauquet E., dupeyrat., Hendrickx Perrin.,** 2010. *Imagine 2030, climat et aménagements de la Garonne : quelles incertitudes sur la ressource en eau en 2030? Rapport final*, 149 p.
- Saylan, L. (n.d.)**. *Potential impacts of climate change on agriculture in turkey*(Rep.). Voir [en ligne] <http://www.cost734.eu/reports-and-presentations/7th-management-committee-meeting/potential-impacts-ofclimate-change-on-agriculture-in-turkey>
- SCET ARG1 (1).**, 1985. *Hydrologie – Hydrogéologie et bilan des ressources, Etude du réaménagement et de l'extension du périmètre du moyen Chélif*: Rap A1.1. 2. Pub. Ministère de l'Hydraulique. 72 p.
- Senouci M.**, 2009 Membre du GIEC Association de Recherche sur le Climat et l'Environnement Oran, Algérie
- Servat E., Paturol J.E., Kouame B., Travaglio M., Ouedraogo M., Boyer J.F., Lubes-Niel H., Fritsch J.M., Masson J.M., Marieu B.**, 1998. *Identification, caractérisation et conséquences d'une variabilité hydrologique en Afrique de l'Ouest et centrale*. IAHS Publication, 252, 323-337 p.
- Sow A A.**, 2007. *L'hydrologie du Sud-est du Sénégal et de ses confins guinéo-maliens : les bassins de la Gambie et de la Falémé*, Thèse doctorat d'Etat ès lettres et sciences humaines, UCAD, FLSH, Département de Géographie, 1232 p.
- Stéphane P, Guillaume d L, Antoine A, Stéphane Q et Laurent D.**, 2018.. *Les défis du changement climatique en méditerranée. Le bassin méditerranéen dans le nouvel agenda climatique international* .ENERGIES 2050

- Stockton C W.**, 1988. *Current research progress toward understanding drought*. In: Sécheresse, gestion des eaux et production alimentaire. Mohammédia : Imprimerie Fédala, 21-35 p.
- Sutcliffe J. V. et Piper B. S.**, 1986. *Bilan hydrologique en Guinée et Togo-Bénin*. *Hydrol. continent.*, vol I, n°1, 51-61 p.
- Taibi S.**, 2011. *Analyse du régime climatique au Nord de l'Algérie*. Mémoire de magister, École Nationale Supérieure Agronomique, Algérie, 85 p.
- Tangara M.**, 2005. *Nouvelle méthode de prévision de crue utilisant un modèle pluie-débit global*, Ecole pratique des hautes études de Paris, CEMAGREF, 374 p.
- Thiéry D.**, 2015a. *Validation du code de calcul GARDÉNIA par modélisations physiques comparatives*. Rapport BRGM/RP-64500-FR, 48 p., 28 fig. <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-64500-FR.pdf>. (Accès Février 2019)
- Thiéry D.**, 2009. *Modèles à réservoirs en hydrogéologie*. in *Traité d'hydraulique environnementale* .Volume 4 - Modèles mathématiques en hydraulique maritime et modèles de transport. Tanguy J.M. (Ed.) - Éditions Hermès - Lavoisier. Chapitre 7 pp. 239-249. ISBN 978-2-7462-2006-5.
- Thiéry D.**, 2010a. *Modélisation des écoulements souterrains en milieu poreux avec MARTHE*. in *Traité d'hydraulique environnementale*. Volume 9. Logiciels d'ingénierie du cycle de l'eau. Tanguy J.M. (Ed.) - Éditions Hermès - Lavoisier. Chapitre 4 pp. 77-94. ISBN 978-2-7462-2339-4
- Thiéry D.**, 2013. *Didacticiel du code de calcul Gardénia v8.1*. Vos premières modélisations. Rapport BRGM/RP-61720-FR, 130 p., 93 fig. <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-61720-FR.pdf> . (Accès Février 2019).
- Thiéry D.**, 2011. *Plaquette de présentation du code de calcul du BRGM GARDÉNIA v8.1*. Note technique NT EAU 2011/05. http://www.brgm.fr/sites/default/files/logiciel_GARDÉNIA.pdf. (Accès Octobre 2018).
- Thiéry D.**,2014. *Logiciel GARDÉNIA, version v8.2. Guide d'utilisation*. Rapport BRGM/RP62797-FR, 126 p., 65 fig.<http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-62797-FR.pdf>. (Accès Octobre 2018).
- Tomas D, G.Vanderstichele et M. Despiegelaere.**, 2008. Climat, Eau et Développement. Brochure, 7; 24 p.
- Touaibia B., Inegliz S., et Ould Amara A.**, 2006: *Couplage d'une analyse en composantes principales et d'une approche géostatistique pour l'élaboration de cartes pluviométriques du centre de l'Algérie du Nord*. Revue des Sciences de l'Eau 19(3) 2006, 213-219 p.
- Tourre Y., Van Grunderbeeck P., Allal H., Elandaloussi H, Niesor T., Rouyer J L., Blanc F., Pouffary S., Colleu C., MISSAOUI R., Osman N., Yboye R., Coudert E., Gimet C, Laria S., Miran P., Prengere R., Quefelec S., et Thivet G.**, 2008. *Changement climatique et énergie en Méditerranée*. Plan bleu. 1-38-1-40 p.
- Trenberth K. E., Smith L., Qian T., Dai A. et Fasullo J.**, 2006. *Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data*, J. Hydrometeor., GEWEX issue.
- Valérie M.**, 2003. *Variabilité du climat et du cycle de l'eau : géochimie isotopique des précipitations*. Mémoire de thèse d'habilitation à diriger des recherches. Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement 13 p.
- Vieux B.E. et Bedient P.B.**, 2004. *Assessing urban hydrologic prediction accuracy through event reconstitution*. Journal of Hydrology, 299: 217-236 p.
- Vissin E.**, 2007. *Impact de la variabilité climatique et de la dynamique des états de surface sur les écoulements du bassin béninois du fleuve*. Thèse de doctorat. Université de Bourgogne. 212 p.
- Weisse A., Oudin L. and Loumagne, C.**, 2003. *Assimilation de données d'humidité des sols pour la prévision de crues: comparaison d'un modèle pluie-débit conceptuel et d'un modèle intégrant une interface sol-végétation-atmosphère*. Revue des Sciences de l'Eau,
- Wendling J.**, 1988. *Modélisation pluie/débit en zone méditerranéenne: comparaison d'approches globales/distribuées, conceptuelles/physico-déterministes. Influence de la variabilité spatiale des pluies (application au bassin versant du real collobrier)*. Thèse de doctorat. Grenoble, INPG.
- Yacono X.**, 1955. *La colonisation des plaines du Chélif : de Lavigerie au confluent de la Mina*. Alger ; Impr. Imbert, 61-62 p.

Yapo PO., Gupta H.V., Sorooshian S., 1996. *Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: sensitivity to calibration data.* J. Hydrol. 181, 23-48 p.

Yebdri D., Errih M., Hamlattidjani A., El-BariTidjani A., El-Bari., 2007. *The Water Resources Management Study of the Wadi Tafna Basin (Algeria) Using the Swat Model.* Journal of the American Institute of Hydrology. Hydrological Science and Technology, Volume 22, N° 1-4

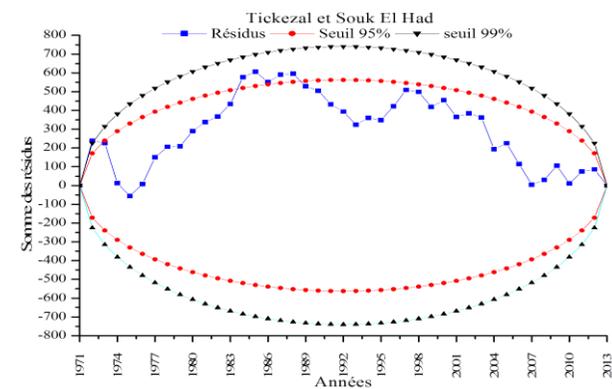
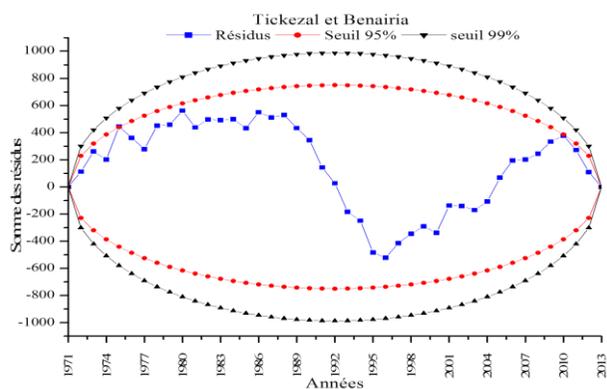
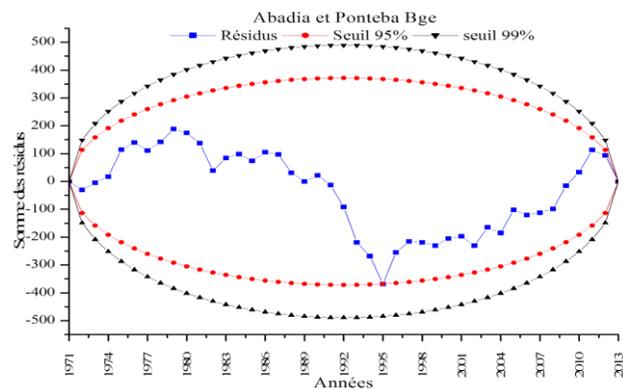
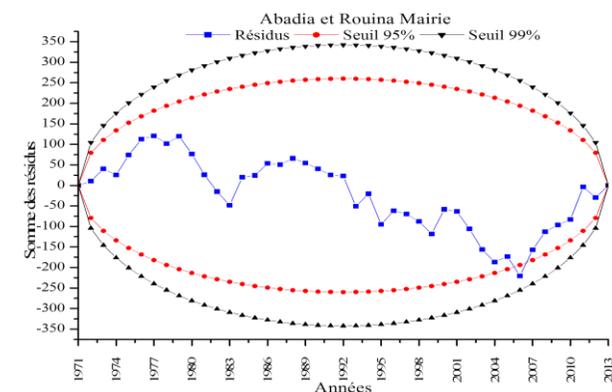
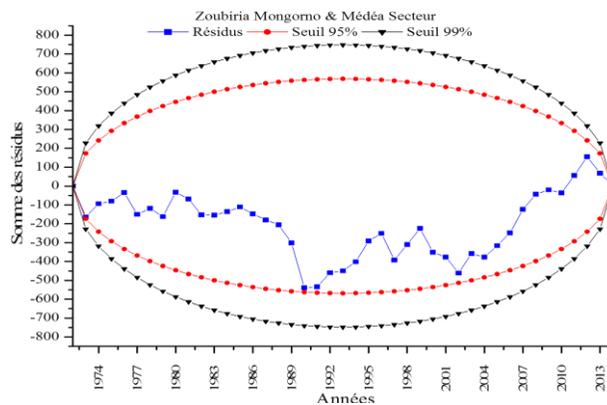
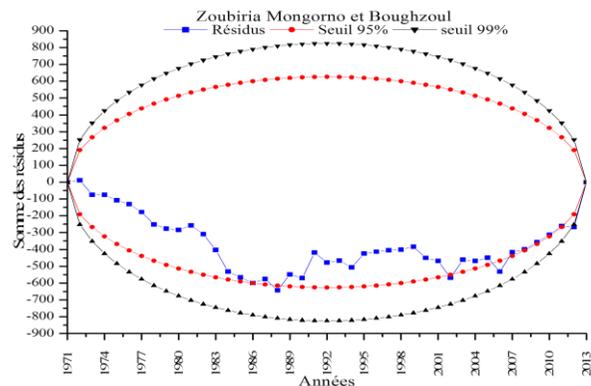
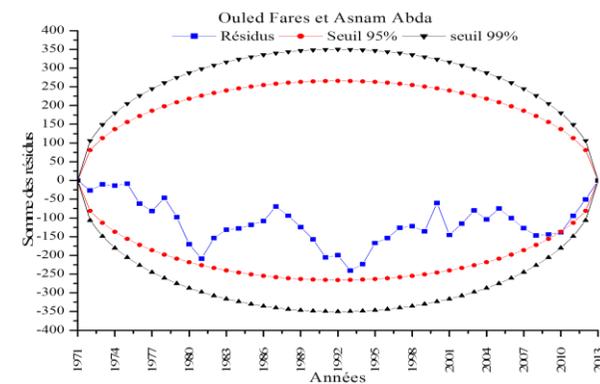
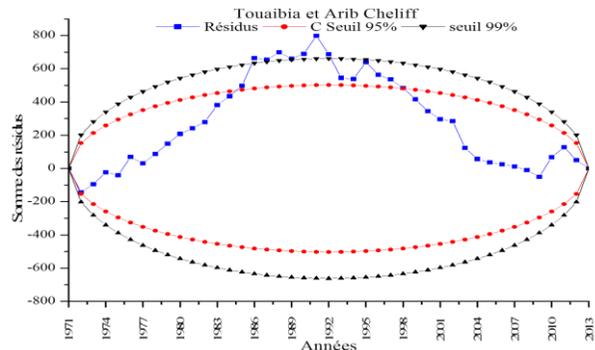
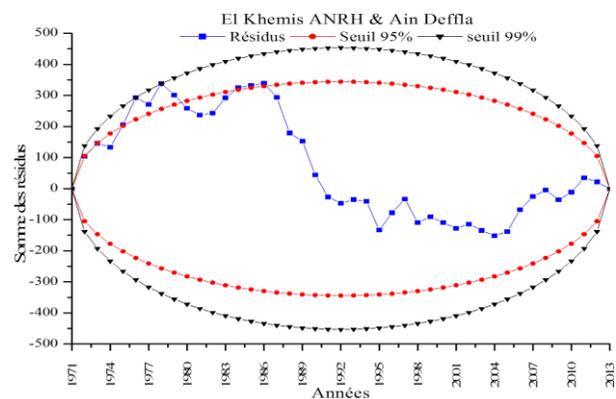
Zekouda N. et M. Meddi., 2015. *Les tendances hydro-pluviométriques du bassin versant de Cheliff (Haut et Moyen Cheliff).* Actes du 3e Colloque International sur la Géologie du Sahara, 9-10 décembre 2015, Université de Kasdi Merbah Ouargla, Algérie, 237 p.

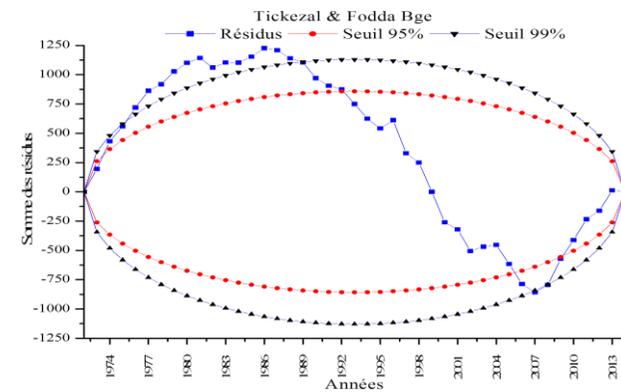
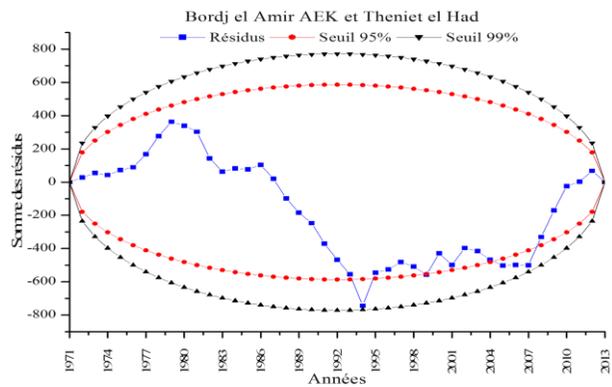
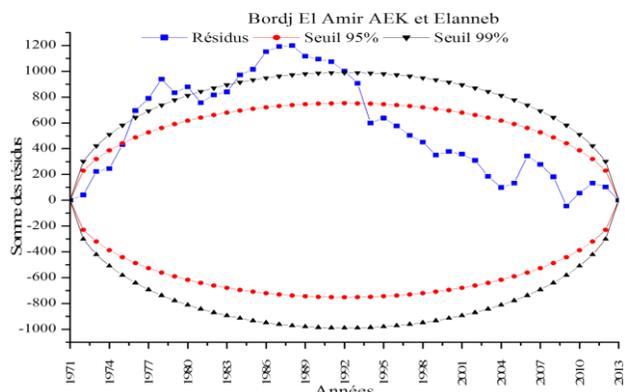
Zekouda N., Ezziane K., Remaoun M., 2011. *Modélisation des crues d'oued Ouahrane pour la gestion intégrée des risques d'inondation.* SNHYC11 UHB Chlef 23/24 Novembre 2011.

Zerarka S., 2018. *Les Ressources en eaux dans la Plaine du Moyen Cheliff.* Bulletin de la Société de Géographie d'Egypte 91(1):89-99 DOI: 10.21608/bsge.2018.90308

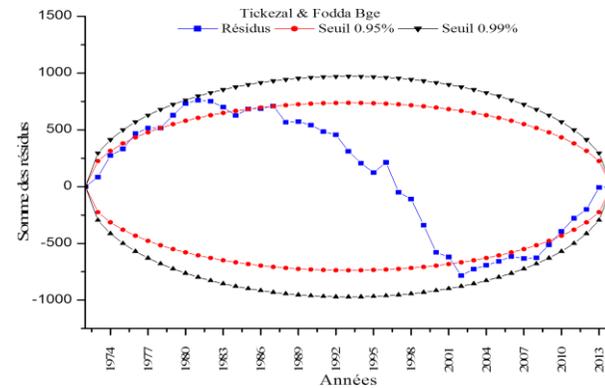
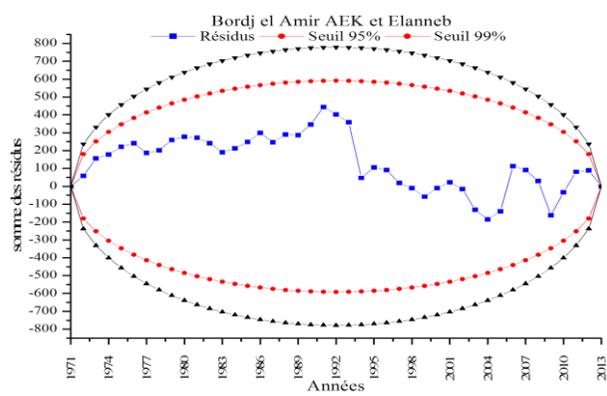
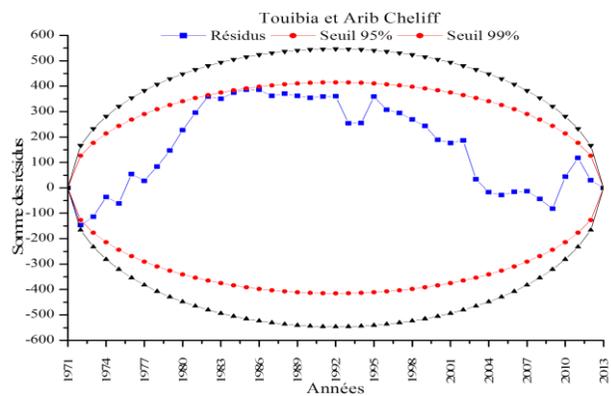
Annexe 1

Annexe 4.1 Détection des anomalies des stations pluviométriques par la méthode des résidus

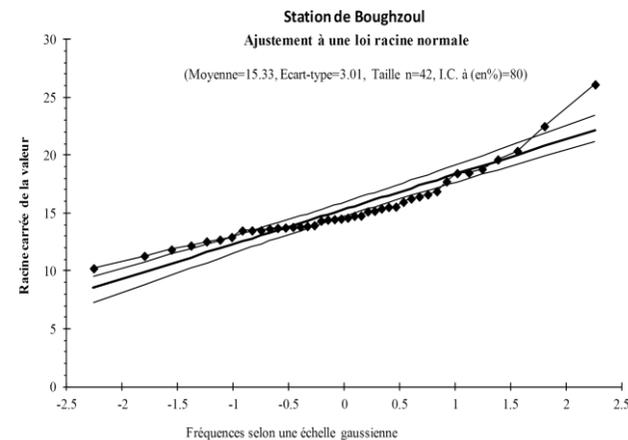
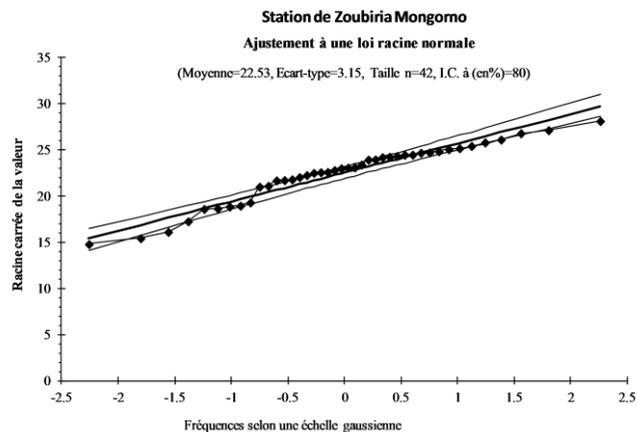
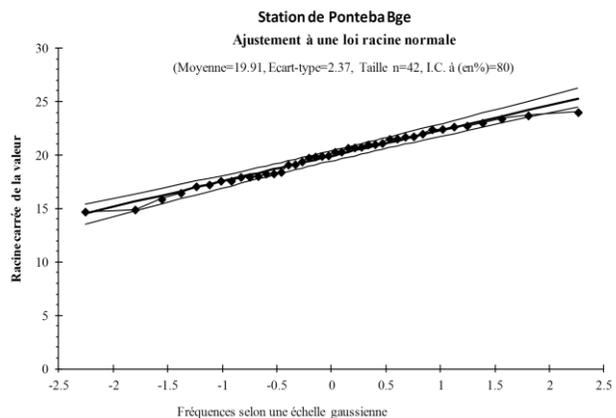
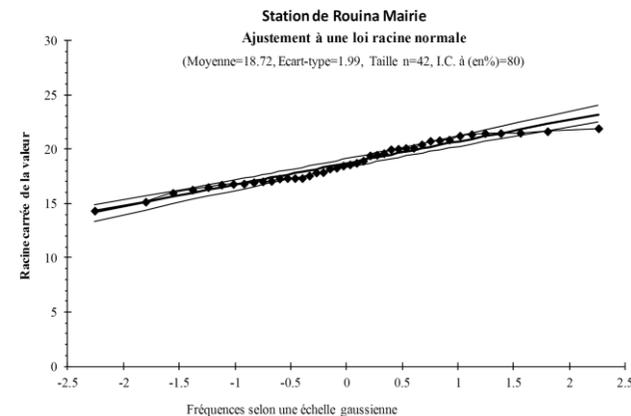
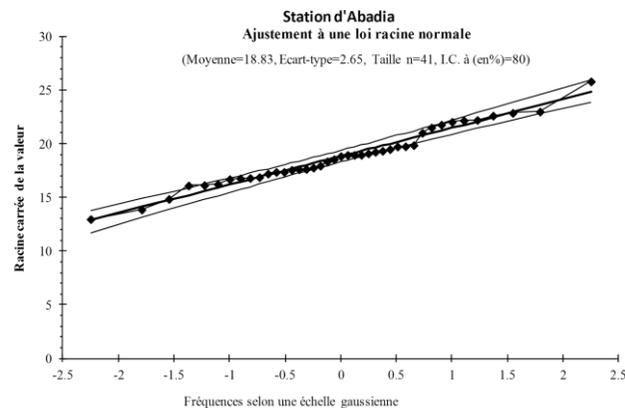
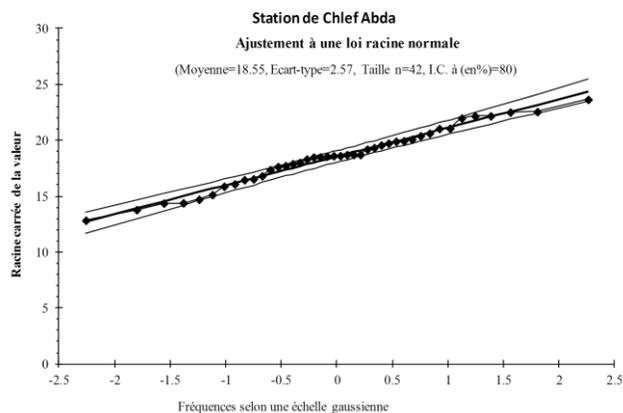
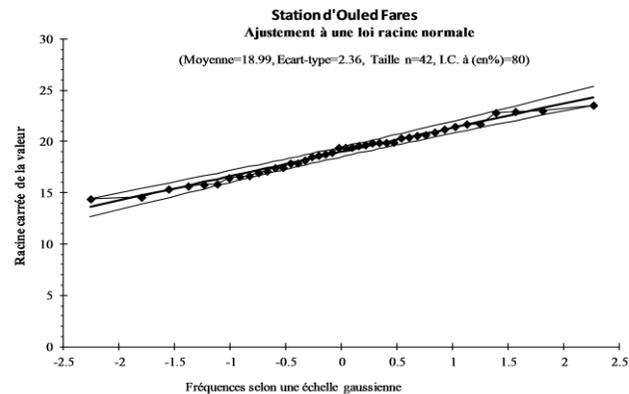
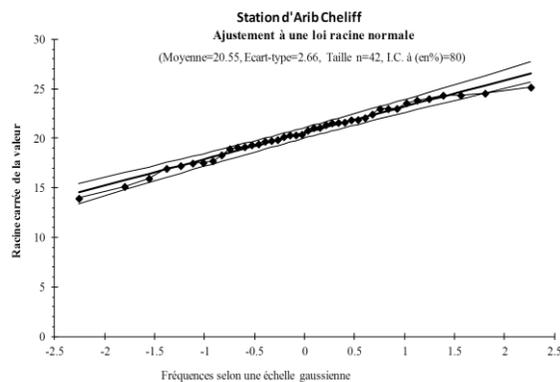
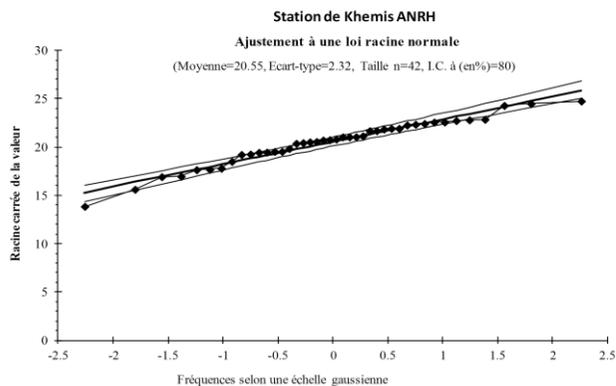


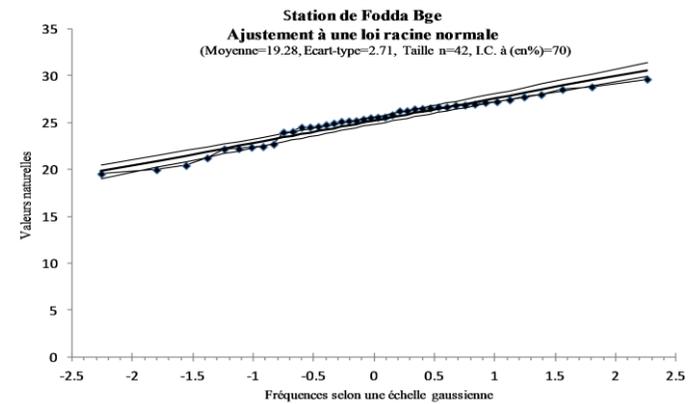
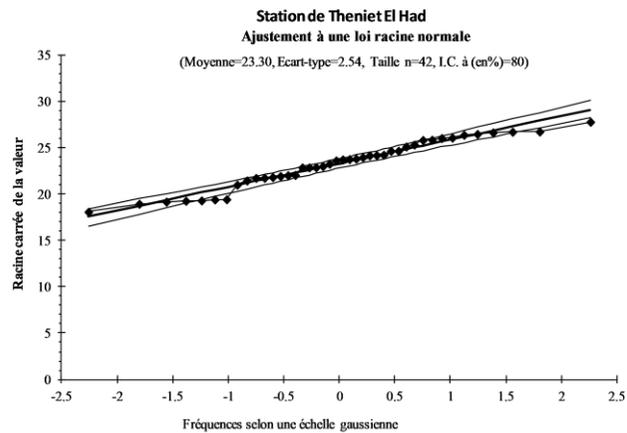
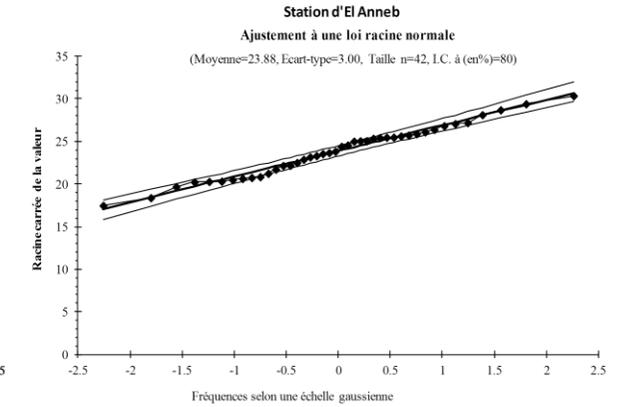
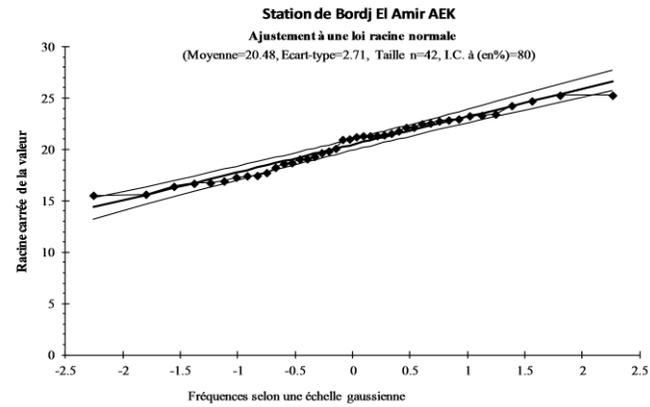
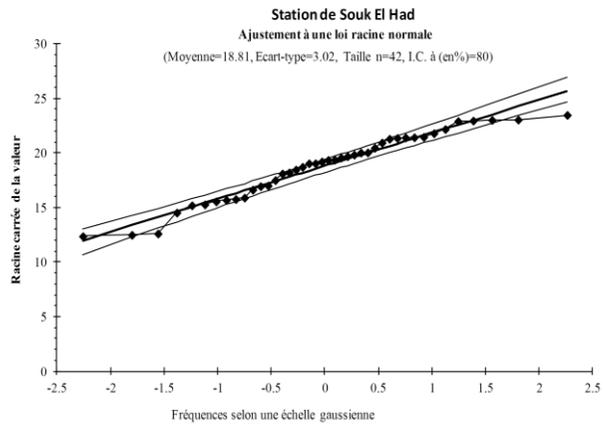
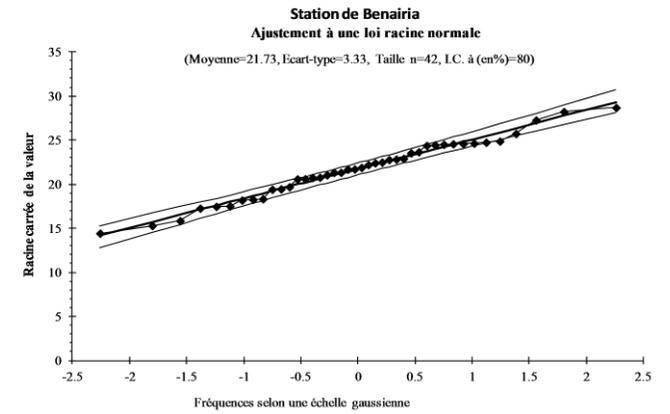
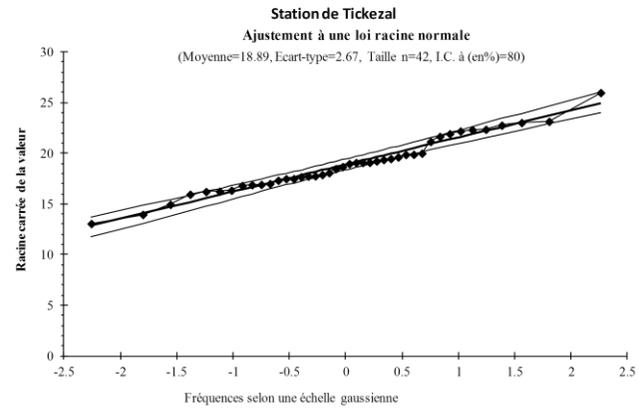
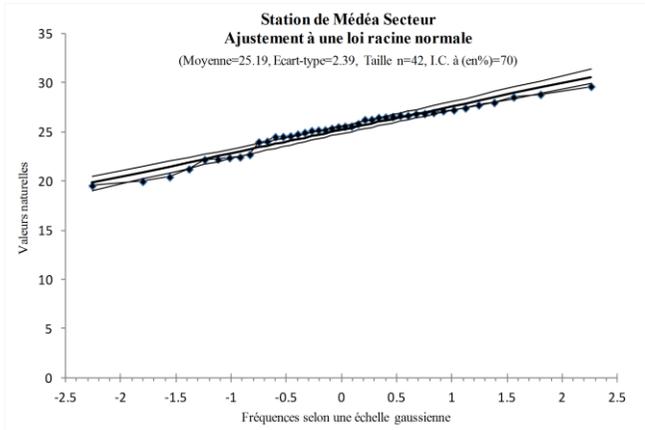


Correction des anomalies des stations détectées



Annexe 4.2 Ajustement à une loi Racine Normale des pluies annuelles (période 1972/1973-2012/2013); valeurs exprimées en racines de dixièmes de mm par Hydrolab 2018





Estimation de l'évapotranspiration.

• **Formule de THORNTHWAITE**

Cette formule a été établie en 1948 et tient compte de l'indice thermique et de la température moyenne mensuelle.

La formule de l'ETP est la suivante :

$$ETP = 1.6.K \left(\frac{10t}{I} \right)^a \text{ (mm)} \dots\dots\dots(4.1)$$

$$I = \sum_{i=1}^{12} i \quad \text{Où} \quad i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1.514} \dots\dots\dots(4.2)$$

T : Température moyenne annuelle en °C.

I : Indice thermique annuel.

i : Indice thermique mensuel.

K : Facteur de correction, qui dépend de la latitude.

a : Coefficient calculé par la formule suivante:

$$a = 1.6 \left(\frac{I}{100} \right) + 0.5 \dots\dots\dots(4.3)$$

Etude fréquentielle des séries hydro-pluviométriques

▪ **Loi normale ou loi de Gauss**

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^u e^{-\frac{u^2}{2}} du \dots\dots\dots(4.4)$$

Avec $u = \frac{x - \bar{X}}{\partial_e}$

u: Variable réduite de Gauss ;

\bar{X} : Moyenne de l'échantillon ;

∂ : Ecart-type de l'échantillon.

Détermination des paramètres par la méthode du maximum de vraisemblance

Moyenne : $\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \dots\dots\dots(4.5)$

avec n, nombre d'observation dans l'échantillon

Ecart-type $\partial = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(x_i - \bar{x})^2}{n-1}} \dots\dots\dots(4.6)$

▪ **Loi Racine Normale**

L'expression de la loi racine-normale est :

$$F(P) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^u e^{-\frac{u^2}{2}} \dots\dots\dots(4.7)$$

Avec $u = \frac{\sqrt{P}-\sqrt{\bar{P}}}{\partial_{\sqrt{P}}}$(4.8).

Où :

$F(P)$: Probabilité qu'une valeur quelconque P soit inférieure ou égale à p ;

u : Variable réduite de Gauss, avec P : pluie en dixièmes de millimètres

$\sqrt{\bar{P}}$: Moyenne des racines carrées de la série d'observations ;

$\partial_{\sqrt{P}}$: Écart -type des racines carrées de la série d'observations.

Cette loi est caractérisée par deux paramètres :

- La moyenne des racines carrées des pluies mensuelles ($\sqrt{\bar{P}}$)
- L'écart- type des racines carrées des pluies mensuelles($\partial_{\sqrt{P}}$)

▪ **Loi log-normale ou loi de Galton**

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^u e^{-\frac{u^2}{2}} du \dots\dots\dots(4.9)$$

$u = a \log(X - X_0) + b$ L'intervalle de définition : $X \in]X_0, +\infty[$

On opère un changement de variable par rapport à la loi normale en prenant comme variable gaussienne le logarithme ou une fonction linéaire du logarithme de la variable étudiée.

Détermination des paramètres par la méthode du maximum de vraisemblance

On obtient trois équations à trois inconnues, a et b :

$$2,3026 \left[\sum_{i=1}^n \frac{1}{x_i - x_0} \right] \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log^2(x_i - x_0) - \frac{1}{n^2} (\sum_{i=1}^n \log(x_i - x_0))^2 \right] = \frac{1}{n} \left[\sum_{i=1}^n \log(x_i - x_0) \right] \left[\sum_{i=1}^n \frac{1}{x_i - x_0} \right] - \sum_{i=1}^n \frac{\log(x_i - x_0)}{x_i - x_0} \dots\dots(4.10)$$

$$a^2 = \frac{1}{\frac{1}{n} S \log^2(X_i - X_0) - \frac{1}{n^2} [S \log(X_i - X_0)]^2} \dots\dots\dots(4.11)$$

$$b^2 = - \frac{a S \log(X_i - X_0)}{n} \dots\dots\dots(4.12)$$

L'équation (4.10) ne dépend que de X_0 mais on doit la résoudre par approximations successives. Connaissant X_0 , la formule (4.11) permet d'évaluer a ; enfin, avec X_0 et a, on détermine b par la formule (4.12).

- **Loi Exponentielle**

$$F(X) = e^{-A(x-\alpha)^{\frac{1}{n}}} \dots\dots\dots(4.10)$$

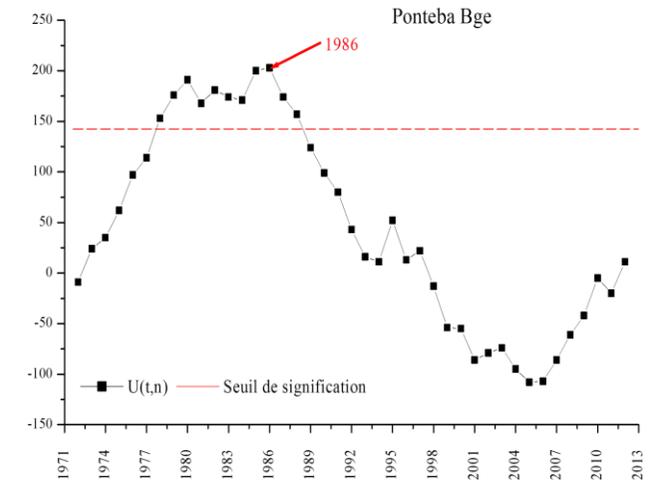
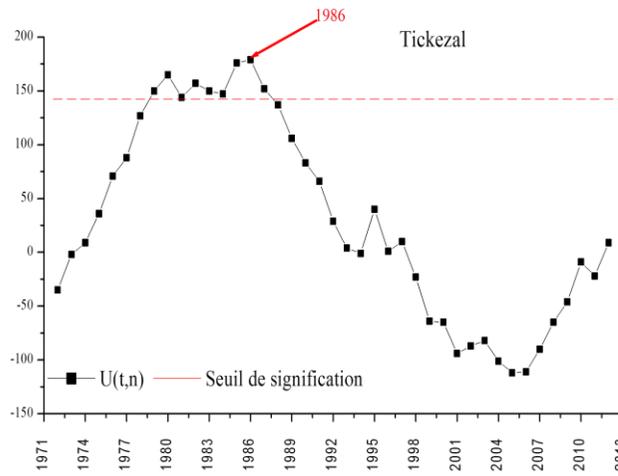
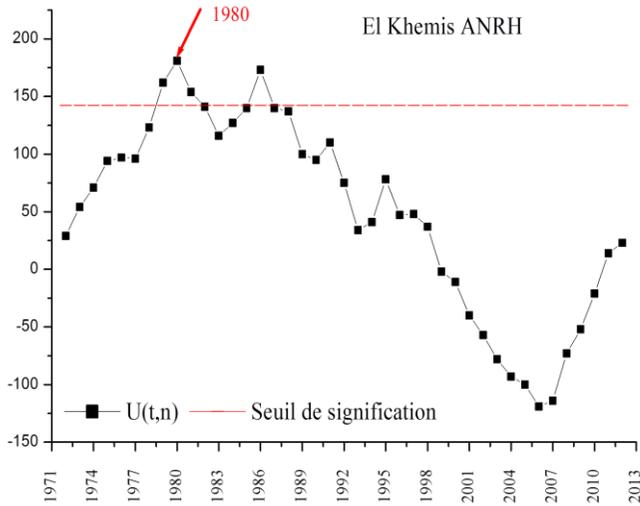
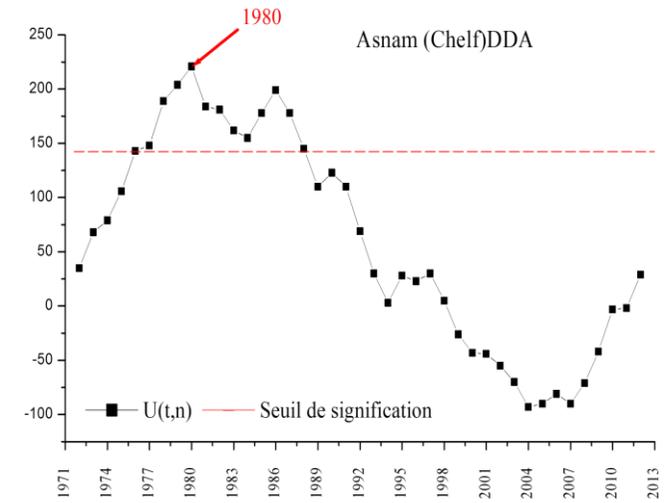
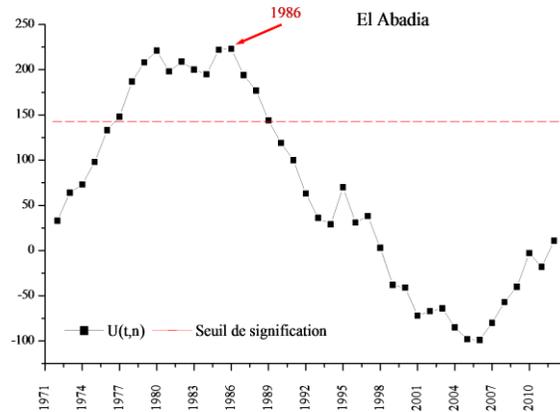
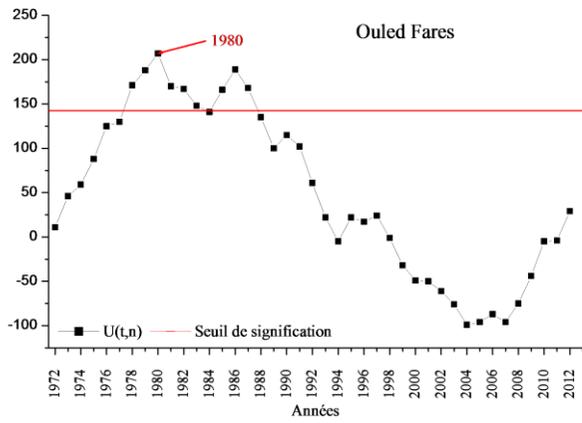
Estimation des paramètres

Les paramètres peuvent être estimés à partir de la moyenne arithmétique \bar{X} et des moments centrés de second ordre σ^2 et de troisième ordre μ^3 .

\bar{X} , S et μ^3 sont estimés à partir des observations qui composent l'échantillon.

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \dots\dots(13. 9) ; S = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \dots\dots(13. 10) \text{ et } \mu^3 = \frac{n}{(n-1)(n-2)} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3 \dots\dots\dots(4. 11)$$

Annexe 2



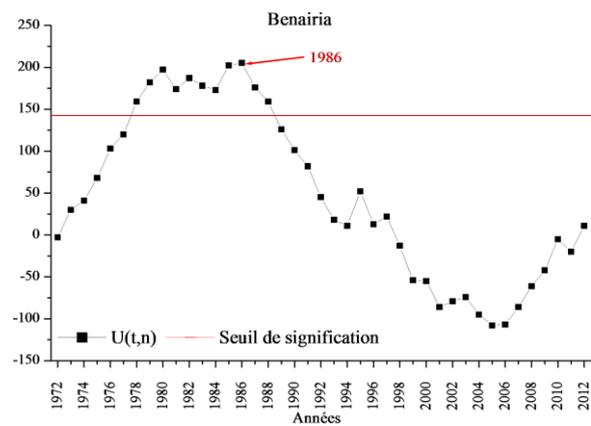
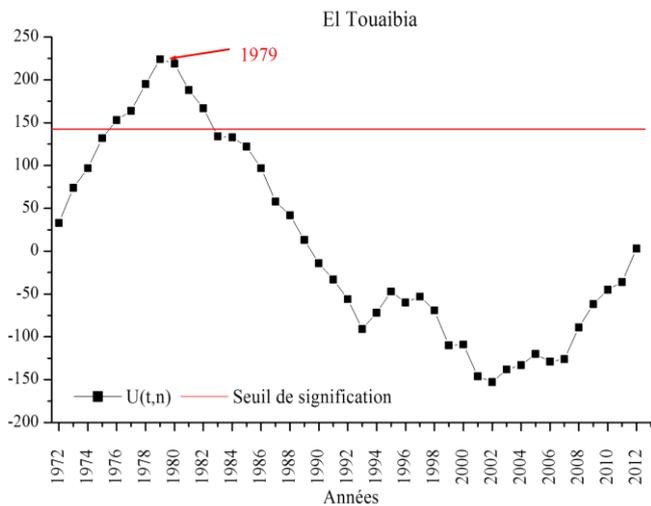
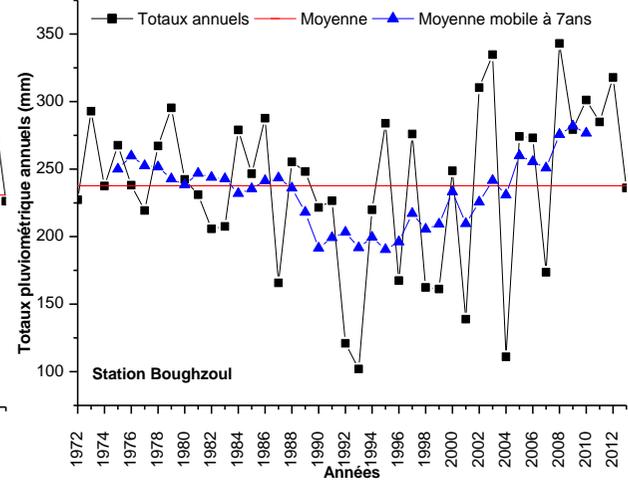
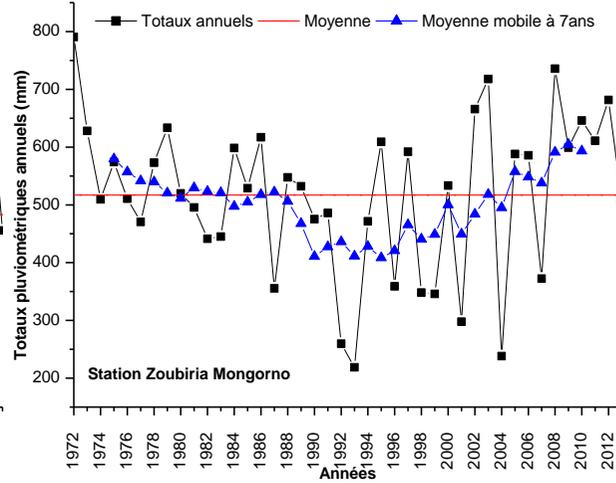
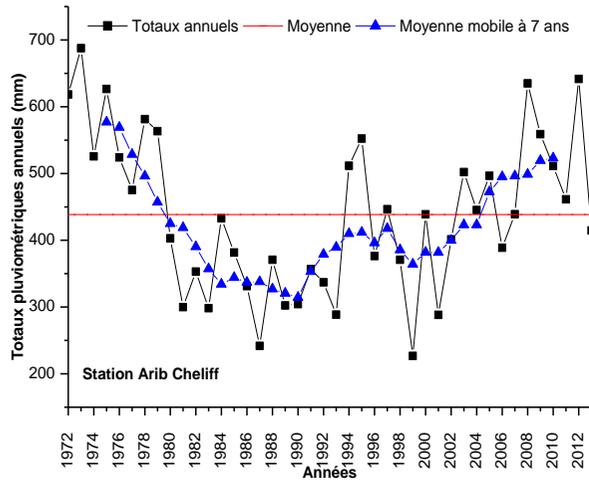
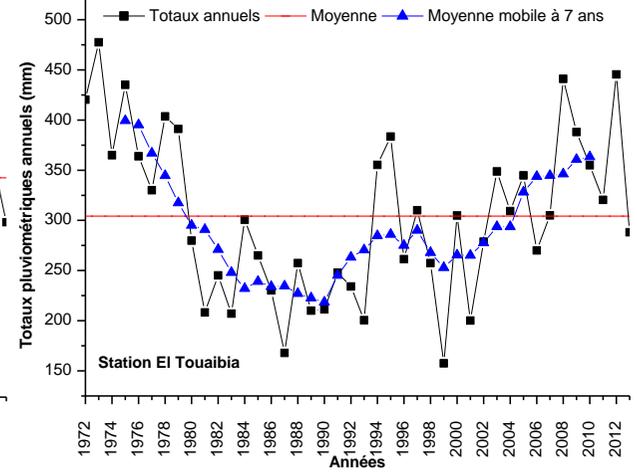
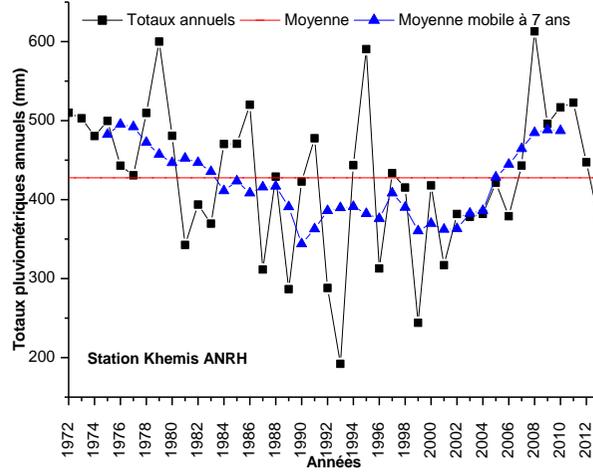
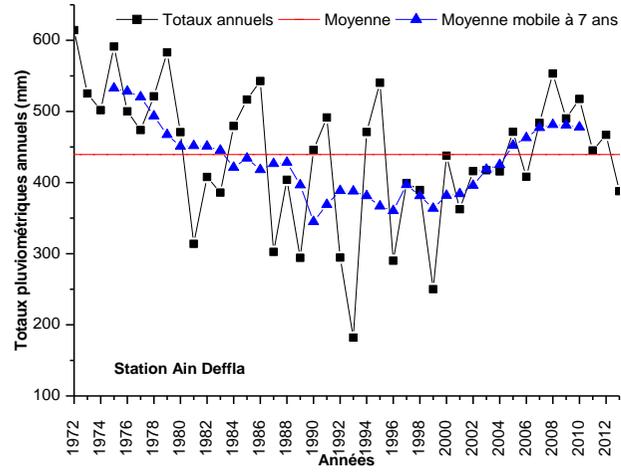
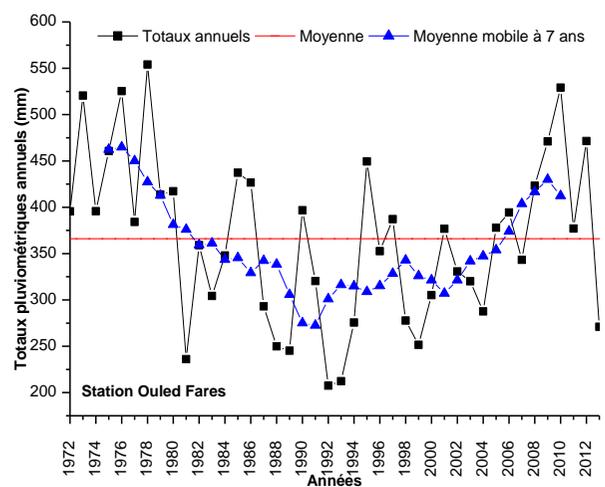
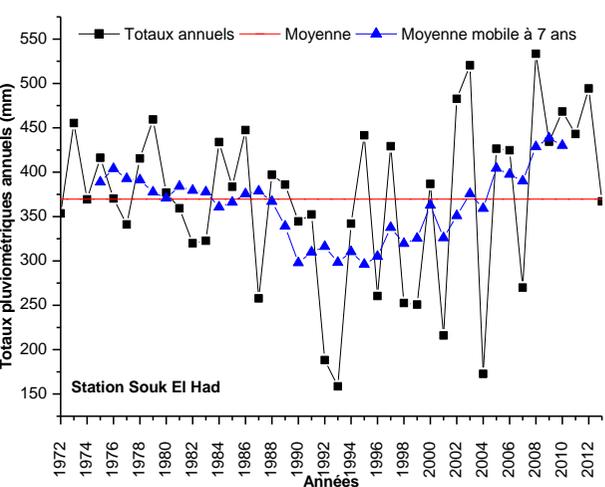
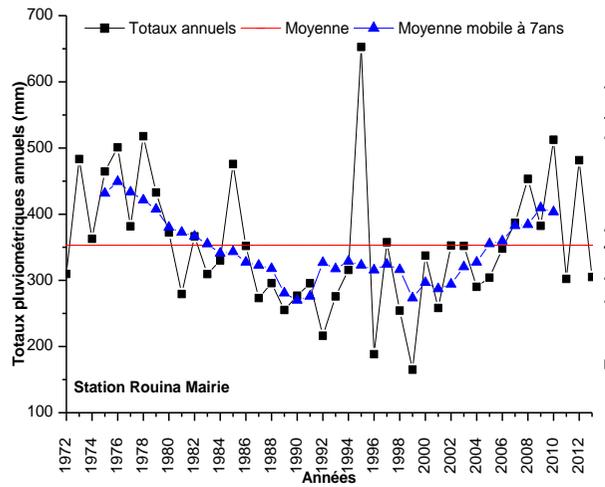
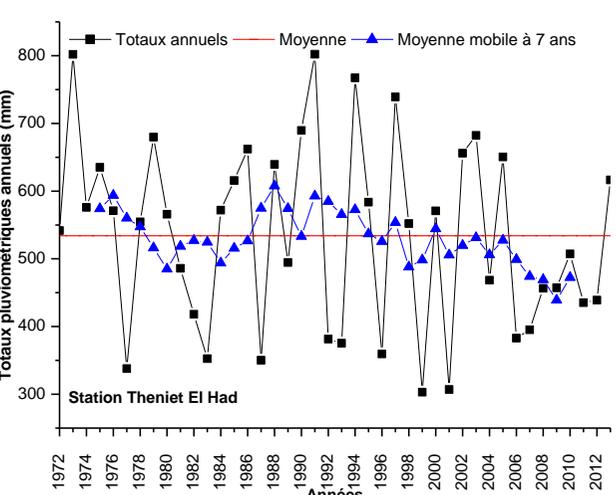
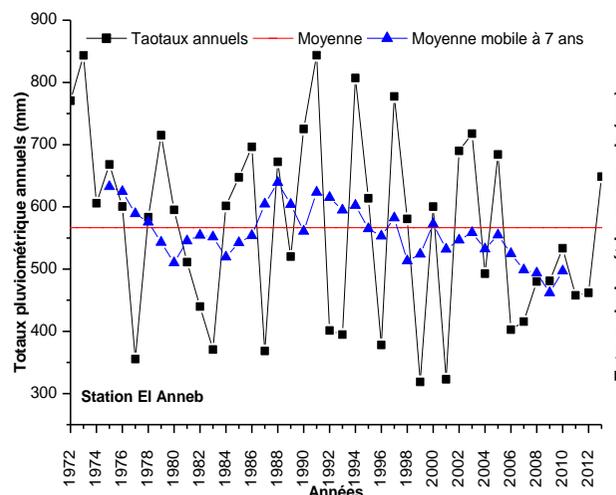
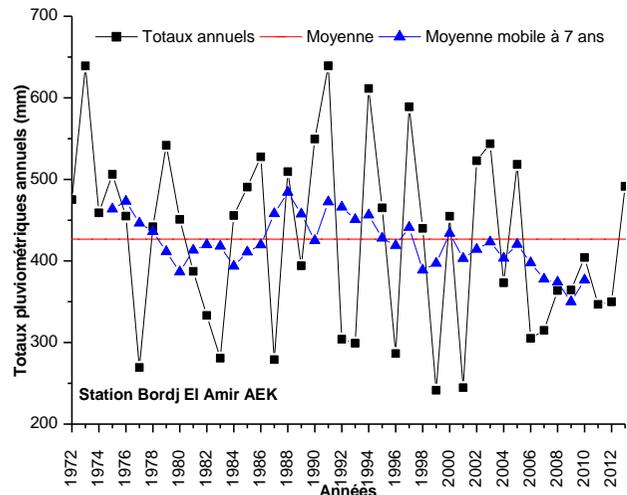


Figure. 5.26. Etude de la tendance des totaux pluviométriques annuels des stations marquées par le test de Pettitt. Période d'étude (1972-2013).





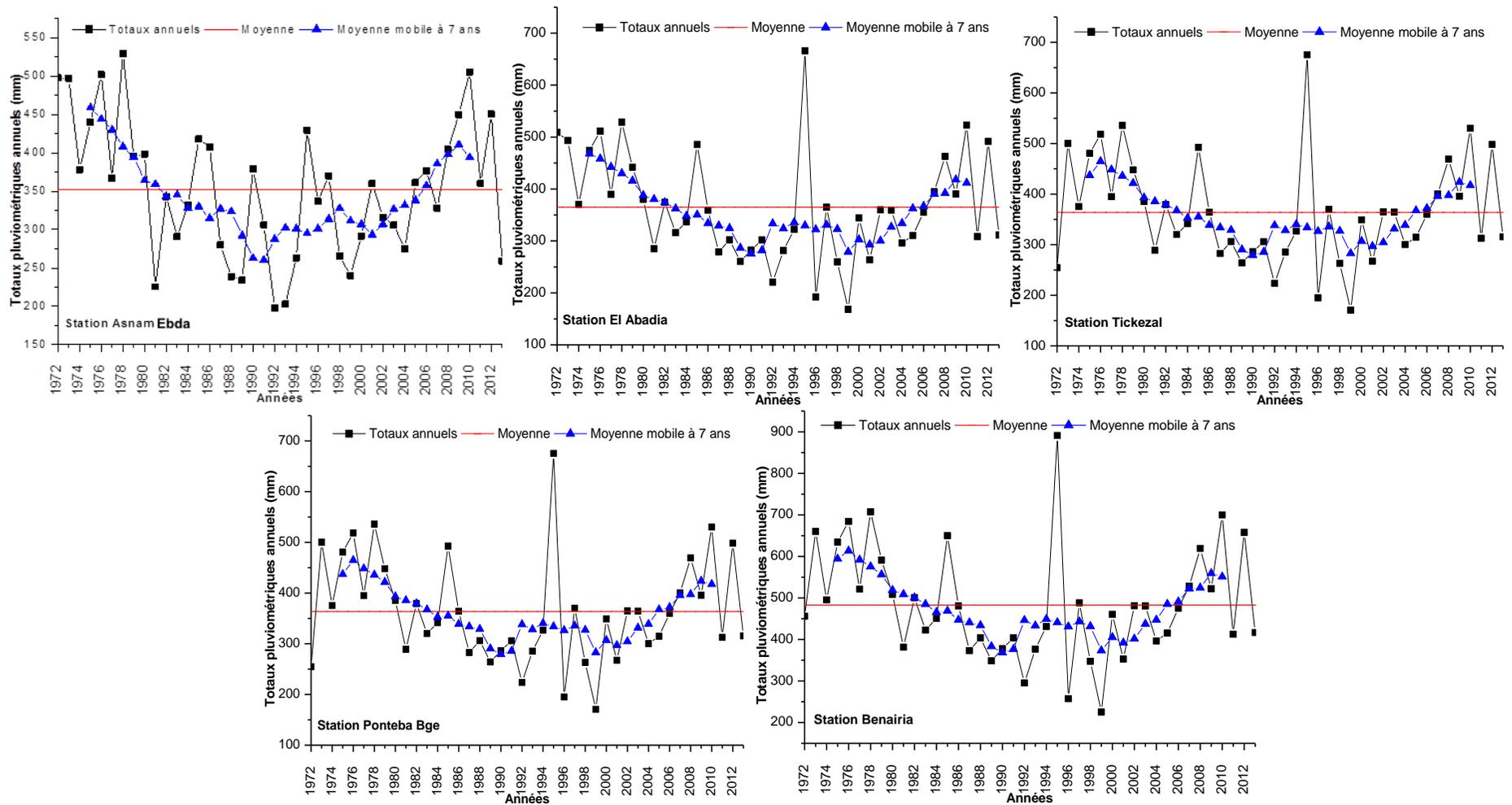


Figure 5.27. Courbes représentatives de la moyenne mobile des précipitations du bassin du Haut et Moyen Cheliff

Annexe 3

Tableau 6.21. Les valeurs de la statistique SDD sur les sous périodes (1973-2013) et (1983-2013) dans les sous bassins retenus avec le GR1A

Oued Cheliff Harraza

	73 - 77	78 - 82	83 - 87	88 - 92	93 - 97	98 - 02	03 - 08	08 - 13
73 - 77	51,71	79,20	53,32	26,56	30,69	22,69	17,99	26,27
78 - 82	73,72	63,34	43,99	26,72	53,22	20,00	14,71	33,77
83 - 87	68,50	73,94	63,93	22,09	29,21	21,25	17,21	25,56
88 - 92	48,76	71,52	70,47	40,59	29,07	20,35	14,61	32,84
93 - 97	65,28	69,88	48,45	26,39	36,67	20,35	11,04	38,27
98 - 02	67,60	73,27	49,91	24,50	29,63	22,73	12,26	28,66
03 - 08	70,39	70,03	46,86	22,29	20,09	20,09	14,30	29,54
08 - 13	77,86	71,61	45,60	25,11	25,19	25,19	10,80	26,30

73 - 77	78 - 82	83 - 87	88 - 92	93 - 97	98 - 02	03 - 08	08 - 13	
	27,49	1,61	-25,15	-21,02	-29,02	-33,72	-25,44	-105,25
-10,39		-19,35	-36,61	-10,12	-43,34	-48,63	-29,57	-198,00
-4,58	-10,02		-41,83	-34,72	-42,68	-46,71	-38,37	-218,91
-8,17	-30,93	-29,88		-11,52	-20,24	-25,99	-7,75	-134,48
-28,61	-33,21	-11,78	10,28		-16,31	-25,62	1,60	-103,67
-44,88	-50,54	-27,19	-1,78	-6,90		-10,46	5,94	-135,81
-56,08	-55,73	-32,55	-7,99	-5,79	-5,79		15,24	-148,70
-51,56	-45,31	-19,30	1,20	1,11	1,11	15,50		-97,25
SDD								-1142,06

Oued Rouina Zeddine

	73 - 77	78 - 82	83 - 87	88 - 92	93 - 97	98 - 02	03 - 08	08 - 13
73 - 77	74,80	69,60	55,40	36,90	41,00	23,30	20,60	24,10
78 - 82	57,50	67,90	43,80	28,50	43,70	22,20	21,10	23,20
83 - 87	61,90	64,00	45,40	36,80	35,40	22,60	21,30	21,50
88 - 92	56,60	63,40	48,90	40,90	33,50	23,00	20,80	28,50
93 - 97	53,80	60,40	51,10	28,30	31,40	21,60	21,40	24,60
98 - 02	58,30	62,30	55,50	37,30	35,60	25,60	21,00	26,10
03 - 08	58,70	62,00	55,50	34,30	35,70	24,80	21,60	28,80
08 - 13	69,60	62,40	66,00	38,00	37,00	25,80	21,30	24,40

73 - 77	78 - 82	83 - 87	88 - 92	93 - 97	98 - 02	03 - 08	08 - 13	
	-5,20	-19,40	-37,90	-33,80	-51,50	-54,20	-50,70	-252,70
10,40		-24,10	-39,40	-24,20	-45,70	-46,80	-44,70	-214,50
-16,50	-18,60		-8,60	-10,00	-22,80	-24,10	-23,90	-124,50
-15,70	-22,50	-8,00		-7,40	-17,90	-20,10	-12,40	-104,00
-22,40	-29,00	-19,70	3,10		-9,80	-10,00	-6,80	-94,60
-32,70	-36,70	-29,90	-11,70	-10,00		-4,60	0,50	-125,10
-37,10	-40,40	-33,90	-12,70	-14,10	-3,20		7,20	-134,20
-45,20	-38,00	-41,60	-13,60	-12,60	-1,40	3,10		-149,30
SDD								-1198,90

Oued Ras Ouahrane

	83 - 87	88 - 92	93 - 97	98 - 02	03 - 07	08 - 13
83 - 87	32,27	11,62	33,00	36,96	23,68	42,88
88 - 92	26,04	13,37	32,08	33,40	21,56	41,64
93 - 97	35,98	12,67	31,92	40,80	20,84	42,16
98 - 02	32,69	12,81	37,80	35,68	20,32	44,76
03 - 08	35,91	13,09	35,24	34,00	21,60	46,44
08 - 13	29,89	12,67	31,32	37,88	24,56	44,48

Oued Cheliff Tickezal

	83 - 87	88 - 92	93 - 97	98 - 02	03 - 07	08 - 13
83 - 87	16,68	14,72	13,24	10,72	9,04	16,76
88 - 92	17,97	12,88	16,84	10,40	9,08	17,40
93 - 97	15,00	13,72	14,40	10,52	8,08	18,52
98 - 02	14,49	12,68	13,24	10,20	9,36	17,32
03 - 08	15,54	12,36	13,12	10,24	9,24	17,72
08 - 13	16,53	13,12	13,08	10,20	9,88	16,32

Oued Sly

	83 - 87	88 - 92	93 - 97	98 - 02	03 - 07	08 - 13
83 - 87	12,38	28,89	49,03	31,91	15,56	16,22
88 - 92	14,13	28,82	48,23	32,36	14,86	37,46
93 - 97	14,07	28,60	48,15	32,27	15,84	37,79
98 - 02	13,35	28,43	46,48	31,79	16,01	37,27
03 - 08	14,47	29,61	48,95	32,90	15,99	38,48
08 - 13	14,12	29,69	48,15	33,71	17,60	38,92

83 - 87	88 - 92	93 - 97	98 - 02	03 - 08	08 - 13
	-20,65	0,73	4,69	-8,59	10,61
-12,67		18,71	20,03	8,19	28,27
-4,06	19,25		8,88	-11,08	10,24
2,99	22,87	-2,12		-15,36	24,44
-14,31	8,51	-13,64	-12,40		24,84
14,59	31,81	13,16	6,60	19,92	

SDD

184,45

83 - 87	88 - 92	93 - 97	98 - 02	03 - 08	08 - 13
	-1,96	-3,44	-5,96	-7,64	0,08
-5,09		3,96	-2,48	-3,80	4,52
-0,60	0,68		-3,88	-6,32	4,12
-4,29	-2,48	-3,04		-0,84	7,12
-6,30	-3,12	-3,88	-1,00		8,48
-0,21	3,20	3,24	6,12	6,44	

SDD

-18,37

83 - 87	88 - 92	93 - 97	98 - 02	03 - 08	08 - 13
	16,52	36,65	19,53	3,18	3,85
14,69		19,42	3,54	-13,95	8,64
34,07	19,54		-15,88	-32,30	-10,35
18,44	3,36	-14,68		-15,78	5,48
1,53	-13,62	-32,96	-16,90		22,48
24,80	9,22	-9,23	5,21	21,32	

SDD

115,80

Tableau 6.22. Les valeurs de la statistique SDD sur les sous périodes (1973-2013) et (1983-2013) dans les sous bassins retenus avec le GR2M

Oued Cheliff Harraza

	73 - 77	78 - 82	83 - 87	88 - 92	93 - 97	98 - 02	03 - 08	08 - 13
73 - 77	52,01	54,92	44,64	26,81	31,11	25,28	22,18	28,95
78 - 82	50,85	56,85	48,92	28,43	42,31	24,92	22,62	35,51
83 - 87	45,20	54,05	44,12	36,44	35,94	20,20	18,35	33,41
88 - 92	42,75	55,71	39,39	27,42	31,49	20,22	18,14	26,34
93 - 97	45,23	46,72	37,72	26,40	29,42	19,79	19,67	26,40
98 - 02	43,94	48,95	40,64	26,83	31,69	25,32	17,48	23,23
03 - 08	43,15	47,27	38,98	27,03	30,52	20,04	16,29	26,45
08 - 13	57,97	64,10	46,60	26,92	34,63	22,36	20,98	35,32

73 - 77	78 - 82	83 - 87	88 - 92	93 - 97	98 - 02	03 - 08	08 - 13	
	2,91	-7,37	-25,20	-20,90	-26,73	-29,83	-23,06	-130,18
6,00		-7,93	-28,42	-14,54	-31,93	-34,24	-21,34	-132,39
-1,07	-9,93		-7,68	-8,19	-23,92	-25,78	-10,71	-87,29
-15,34	-28,29	-11,97		4,07	-7,19	-9,28	-1,08	-69,08
-15,81	-17,30	-8,30	3,01		-9,63	-9,75	-3,02	-60,80
-18,63	-23,64	-15,33	-1,51	-6,37		-7,84	-2,08	-75,39
-26,86	-30,97	-22,68	-10,74	-14,23	-3,75		10,15	-99,08
-22,65	-28,78	-11,28	8,40	0,69	12,96	14,33		-26,33
SDD								-680,53

Oued Rouina Zeddine

	73 - 77	78 - 82	83 - 87	88 - 92	93 - 97	98 - 02	03 - 08	08 - 13
73 - 77	62,05	56,10	49,68	37,88	33,13	19,30	16,84	35,75
78 - 82	47,66	64,70	56,51	25,13	23,80	20,76	13,49	34,48
83 - 87	49,28	52,53	43,53	31,80	29,34	18,97	15,44	27,52
88 - 92	41,76	50,21	33,92	30,87	29,06	18,07	14,64	22,20
93 - 97	45,40	59,04	54,13	26,26	33,63	16,38	17,87	18,21
98 - 02	50,41	52,73	44,40	34,22	30,39	24,82	15,18	23,28
03 - 08	61,85	64,38	52,99	34,86	33,59	20,51	14,32	31,28
08 - 13	52,70	54,83	65,08	38,32	28,45	16,79	13,05	21,42

73 - 77	78 - 82	83 - 87	88 - 92	93 - 97	98 - 02	03 - 08	08 - 13	
	-5,95	-12,36	-24,16	-28,92	-42,74	-45,21	-26,30	-185,65
17,04		-8,18	-39,57	-40,90	-43,94	-51,21	-30,22	-196,97
-5,75	-9,00		-11,73	-14,18	-24,56	-28,08	-16,01	-109,32
-10,89	-19,34	-3,05		-1,81	-12,80	-16,23	-8,67	-72,80
-11,77	-25,40	-20,49	7,37		-17,25	-15,77	-15,43	-98,74
-25,59	-27,91	-19,57	-9,40	-5,56		-9,64	-1,54	-99,21
-47,53	-50,06	-38,67	-20,54	-19,27	-6,19		16,96	-165,29
-31,28	-33,41	-43,66	-16,90	-7,03	4,63	8,38		-119,27
SDD								-1047,25

Oued Ras Ouahrane

	83 - 87	88 - 92	93 -97	98 - 02	03 - 07	08 - 13
83 - 87	31,16	14,19	33,84	38,48	22,03	39,08
88 - 92	24,35	13,04	29,57	34,34	18,12	38,85
93 -97	27,14	14,35	30,15	30,78	18,61	38,12
98 - 02	34,36	18,70	33,98	34,07	22,13	41,12
03 - 08	31,56	11,81	31,73	32,13	20,10	43,04
08 - 13	41,98	15,33	38,66	36,81	26,63	48,97

Oued Cheliff Tickezal

	83 - 87	88 - 92	93 -97	98 - 02	03 - 07	08 - 13
83 - 87	16,02	14,43	14,54	10,76	10,12	18,07
88 - 92	13,95	11,62	9,36	8,75	8,03	13,14
93 -97	21,51	15,41	13,90	9,47	9,25	20,52
98 - 02	15,00	13,61	10,73	10,15	9,14	16,67
03 - 08	17,01	14,63	12,17	11,09	8,82	17,78
08 - 13	20,40	19,07	14,51	14,51	13,79	18,72

Oued Sly

	83 - 87	88 - 92	93 -97	98 - 02	03 - 07	08 - 13
83 - 87	18,67	27,48	46,13	28,93	16,44	34,00
88 - 92	14,98	22,77	38,87	24,69	15,67	28,89
93 -97	18,52	26,31	43,41	27,93	15,25	32,99
98 - 02	16,60	24,39	41,14	26,25	13,82	30,86
03 - 08	16,21	24,00	41,89	25,81	13,93	30,26
08 - 13	18,18	26,23	44,46	27,58	26,30	31,54

83 - 87	88 - 92	93 -97	98 - 02	03 - 08	08 - 13	
	-16,97	2,68	7,32	-9,13	7,92	-8,19
-11,32		16,53	21,30	5,08	25,81	57,40
3,01	15,80		0,63	-11,54	7,97	15,87
-0,29	15,37	0,09		-11,94	18,99	22,22
-11,46	8,29	-11,63	-12,03		22,95	-3,89
6,99	33,64	10,32	12,16	22,34		85,45

SDD 168,84

83 - 87	88 - 92	93 -97	98 - 02	03 - 08	08 - 13	
	-1,59	-1,48	-5,26	-5,90	2,05	-12,17
-2,33		-2,26	-2,87	-3,59	1,52	-9,54
-7,61	-1,51		-4,43	-4,64	6,62	-11,57
-4,85	-3,46	-0,58		-1,01	7,52	-2,37
-8,19	-5,81	-3,35	-2,27		8,96	-10,65
-1,68	-0,35	4,21	4,21	4,93		11,33

SDD -34,97

83 - 87	88 - 92	93 -97	98 - 02	03 - 08	08 - 13	
	8,81	27,46	10,26	-2,24	15,32	59,61
7,79		16,10	1,92	-7,10	6,12	24,82
24,89	17,10		-15,48	-28,16	-10,41	-12,06
9,66	1,87	-14,89		-12,44	4,60	-11,19
-2,28	-10,07	-27,96	-11,88		16,33	-35,86
13,35	5,30	-12,92	3,96	5,24		14,93

SDD 40,26

الهدف الرئيسي من هذه الأطروحة هو تشخيص الأداء الهيدرولوجي للحوض المائي لشلف الاعلى والاطوسط. من أجل تحقيق هذا الهدف ، تم تنظيم هذه الدراسة حول محورين رئيسيين. المحور الأول مخصص لتغيرات تساقط الأمطار خلال الفترة 1972 / 73-2013/14- أي 42 سنة. شهد الحوض المائي لشلف الاعلى والاطوسط تغيرات في هطول الأمطار تميزت بفترة جفاف طويلة بدأت في نهاية السبعينيات وتزايدت خلال الثمانينيات والتسعينيات. ويتراوح العجز المقدر في هطول الأمطار بين 16% و 29% . تتجلى أيضًا هذه التغيرات من خلال الانخفاض الكبير في تساقط الأمطار الشهري حيث تتأثر أشهر موسم الأمطار بشكل عام أكثر مما هي عليه في موسم الجفاف . يعتبر شهري جوان و جويلية الأكثر عجزًا. أظهر تطور التدفقات في حوض المائي لشلف الاعلى والاطوسط تغيرات كبيرة في التدفق من عام إلى آخر ، فضلاً عن غزارة في التدفق خلال الفترة من 1973 إلى 1986 والنقصان من 1987 إلى 2005 . يتكون المحور الثاني من تحديد الاتجاهات في علاقة الأمطار- تدفق ودراسة تأثيرها على موارد المياه في حوض المائي لشلف الاعلى والاطوسط . حيث أظهرت دراسة نمذجة علاقة مطر- تدفق باستخدام النموذجين GR1A و GR2M أداءهما وقوتهما في محاكاة التدفقات . كما استطاع هذين النموذجين تحديد وجود اتجاهين متعارضين ، الاتجاه الأول هو نزولي في السلوك الهيدرولوجي لثلاثة أحواض فرعية (واد شلف حرازة ، واد رويبا زيدين ، و واد شلف تيكيزال) والثاني هو تصاعدي في السلوك الهيدرولوجي لحوض الفرعي واد رأس وهران ، بينما لا يمكن التأكيد من وجود أي اتجاه في سلوك الهيدرولوجي للحوض الفرعي واد سلي . تم إجراء دراسة مقارنة بين ثلاثة نماذج شاملة ومفاهيمية و/ أو شبه موزعة GR4J و HBV Light و GARDÉNIA . في النماذج الثلاثة المستخدمة ، GR4J و HBV Light اعطا أداءً جيدًا للغاية في كل من المعايرة والتحقق ، أما بالنسبة لـ GARDÉNIA ، فقد قدم أداءً مقبولاً على العموم.

الكلمات الدالة : ، النمذجة مطر- تدفق ، الموارد المائية، الشلف الاعلى والاطوسط.

Modélisation hydrologique pluie – débit et l'impact du changement climatique sur le cycle de l'eau. Cas Oued Cheliff. Bassin versant du Haut et Moyen Cheliff.

Résumé

L'objectif principal de cette thèse est de diagnostiquer le fonctionnement hydrologique du bassin versant du Haut et Moyen Cheliff. Afin d'atteindre cet objectif, cette étude est organisée autour de deux grands axes. Le premier axe est consacré à la variabilité hydro pluviométrique sur la période 1972/73-2013/14 (soit 42 ans). Le bassin versant du Haut et Moyen Cheliff connaît une variabilité pluviométrique marquée par une longue période sèche amorcée depuis la fin des années 1970 qui s'est amplifiée pendant les années 1980 et les années 1990. Le déficit pluviométrique évalué fluctue entre 16% et 29%. La variabilité pluviométrique se manifeste également par une baisse importante de la pluviométrie mensuelle. Les mois de la saison humide sont plus affectés, dans l'ensemble, que ceux de la saison sèche. Les mois de juin et juillet sont généralement déficitaires. L'évolution des débits dans le bassin du Haut et Moyen Cheliff a montré de fortes fluctuations de débits d'une année à une autre, ainsi qu'une abondance de l'écoulement durant la période 1973 à 1986 et une indigence de 1987 à 2005. Le deuxième axe consiste à identifier des tendances au sein de la relation pluie-débit et d'étudier ses impacts sur les ressources en eau du bassin versant du Haut et Moyen Cheliff. L'étude de la modélisation de la relation pluie-débit en utilisant les modèles GR1A et GR2M a montré leur performance et leur robustesse à simuler les écoulements. Ainsi, ces deux modèles ont identifié l'existence de deux tendances opposées, la première tendance est à la baisse (diminution des débits) aux seins du comportement hydrologique de trois sous-bassins (Oued Cheliff Harraza, Oued Rouina Zeddine et Oued Cheliff Tickezal). La seconde est à la hausse (augmentation des débits) dans le comportement hydrologique du sous bassin d'Oued Ras Ouahrane. Quant au cinquième sous bassin d'Oued Sly, les tests statistiques n'ont pas pu identifier avec les modèles, une tendance dans son comportement hydrologique. Une étude comparative a été effectuée entre trois modèles globaux et conceptuels et/ou semi-distribués : GR4J, HBV Light et GARDÉNIA. Sur les trois modèles utilisés, GR4J et HBV Light, présentent de très bonnes performances à la fois en calage et en validation, Quant à GARDÉNIA, il présente des performances assez acceptables.

Mots clés : Variabilité hydro-pluviométrique, modélisation, relation pluie-débit, ressources en eau, Haut et Moyen Cheliff.

Hydrological modeling of rainfall - flow and the impact of climate change on the water cycle case Wadi Cheliff. Upper and Middle Cheliff watershed.

Abstract

The main objective of this thesis is to diagnose the hydrological functioning of the Upper and Middle Cheliff watershed. To achieve this objective, the study is organized around two main axes. The first axis is devoted to the hydro-rainfall variability over the period 1972 / 73-2013 / 14 (i.e. 42 years). The Upper and Middle Cheliff watershed has experienced rainfall variability marked by a long dry period that began at the end of the 1970s which amplified during the 1980s and the 1990s. The estimated rainfall deficit fluctuates between 16% and 29%. Rainfall variability is also manifested by a significant drop in monthly rainfall. The wet season months are generally more affected than those in the dry season. The months of June and July are generally in deficit. The evolution of flows in the Upper and Middle Cheliff watershed showed strong fluctuations in flows from one year to another, as well as an abundance of flow during the period 1973 to 1986 and poverty from 1987 to 2005. The second axis consists of identifying trends within the rainfall-flow relationship and studying its impacts on the water resources of the Upper and Middle Cheliff watershed. The study of the modeling of the rainfall-runoff relationship using the GR1A and GR2M models has shown their performance and their robustness in simulating flows. Thus, these two models identified the existence of two opposing trends, the first trend is downward (decrease in flow rates) in the hydrological behavior of three sub-basins (Oued Cheliff Harraza, Oued Rouina Zeddine and Oued Cheliff Tickezal). The second is on the rise (increase in flows) in the hydrological behavior of the Oued Ras Ouahrane sub-basin. As for the fifth sub-basin of Oued Sly, statistical tests were unable to identify with the models, a trend in its hydrological behavior. A comparative study was carried out between three global and conceptual and / or semi-distributed models: GR4J, HBV Light and GARDÉNIA. On the three models used, GR4J and HBV Light present very good performances both in setting and in validation, As for GARDÉNIA, it presents quite acceptable performances.

Keywords: Hydro-pluviometric variability, modeling, rainfall-flow relationship, water resources, Upper and Middle Cheliff.