

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université Hassiba Benbouali de Chlef

Faculté : Génie Civil et Architecture

Département : Hydraulique



THÈSE

Présentée pour l'obtention du diplôme de

DOCTORAT EN SCIENCES

Spécialité : Hydraulique urbaine

Par

Naima ZEKOUA

Thème :

**ÉTUDE DES PARAMÈTRES HYDROLOGIQUES ET LEURS
IMPACTS SUR LES EXTRÊMES DANS LE BASSIN DU CHÉLIFF**

Soutenue le...../...../....., devant le jury composé de :

M. Abdelamir SAAD	Professeur	Univ. Chlef	Président
M. Mohamed MEDDI	Professeur	E.N.S.H. Blida	Directeur de thèse
M. Mohamed REMAOUN	Professeur	Univ. Chlef	Co-Directeur de thèse
M. Abderrazak BOUANANI	Professeur	Univ. Tlemcen	Examineur
M. Samir Belkacem BEKOUSSA	Professeur	Univ. Mascara	Examineur
Mme. Yamina ELMEDDAHI	MCA	Univ. Chlef	Examineur

REMERCIEMENT

Je remercie avant tout Allah tout-puissant de m'avoir guidé toutes les années d'études et de m'avoir donné la volonté, la patience et le courage pour terminer ce travail.

Je tiens à remercier mon directeur de thèse, le professeur Mohamed MEDDI Professeur à l'école supérieure d'Hydraulique de Blida de pour l'aide qu'il m'a apporté pour accomplir ce travail, ses orientations constructives, ses encouragements, son soutien moral qu'il m'a donné, ses précieux conseils m'ont beaucoup apporté

Je remercie aussi mon co-promoteur de thèse, Mohamed REMAOUN Professeur à l'Université de Chlef d'avoir co-encadré cette thèse, qui m'a permis par la complémentarité de leurs travaux de recherche d'avancer dans mes propres travaux.

Mes vifs remerciements pour G. Thomas Lavanchy pour son soutien, pour ses conseils et pour son aide précieuse notamment la traduction Anglais. Merci également pour la totale confiance dont il a fait preuve lors de mes prises d'initiative.

Mes remerciements vont également à Monsieur Abdelamir SAAD, Professeur à l'Université de Chlef, de m'avoir fait l'honneur et l'immense plaisir de présider le jury.

Je tiens à remercier tous les examinateurs de ce travail : Monsieur BOUANANI Abderrazak, Professeur à l'Université de Tlemcen, et BEKOUSSA Samir Belkacem Professeur à l'Université de Mascara et ELMEDDAHI Yamina MCA à l'Université de Chlef, qui ont bien voulu examiner ce travail.

Gaiche Houria, Zahira Sedik et Boukmedja Sarah avec eux la charge du travail était plus facile. Je les remercie très chaleureusement. Non seulement elles m'ont accordé toute leur confiance, mais elles ont toujours été présentes pour m'encourager, merci à Zahira Sedik pour sa participation à une part entière pour corriger les fautes d'orthographe de cette thèse.

Je remercie, le personnel de : l'A.N.R.H de Blida, l'A.N.R.H d'Alger qui ont mis à ma disposition des données hydropluviométriques du bassin du Chélif.

Tous les mots restent faibles pour exprimer ma profonde reconnaissance à mes parents et à mon frère, à mes sœurs, à mes neveux et mes nièces. C'est bien eux les sources de motivations de ce travail. C'est bien eux qui m'ont soutenue pendant ces années c'est bien pour eux que je suis venue à bout de ce travail.

الملخص

ان الماء عامل اساسي للعديد من الأنشطة البشرية مثل الزراعة أو إنتاج الكهرباء أو إمداد مياه الشرب ويعد أحد العوامل الرئيسية في بناء اقتصاد منطور للجميع بلدان العالم ، الا انها تواجه العديد من الأخطار المرتبطة به، مثل الفيضانات والجفاف ، ويعتبر من أكبر تحديات التنمية البشرية المستدامة.

يعتبر تغير المناخ من اهم العوامل ، المساهم في زيادة تواتر وشدة الكوارث المرتبطة بالمياه حيث لا يمكن السيطرة عليها بالكامل كما انه حقيقة معترف بها على نطاق واسع اليوم في المجتمع العلمي والتي تؤدي إلى خسائر اجتماعية واقتصادية هائلة. قد تكون هذه التغييرات بسبب العمليات الجوهرية على الأرض ، الأنشطة البشرية.

يشير التغير المناخي العديد من الأسئلة حول التغييرات الهيدرولوجية القصوى ، وخاصة الفيضانات ، إن اشكالية العمل الحالي تتمثل في دراسة تباين الاتجاهات الهيدرومترية و وصف التطورات التي تمت ملاحظتها في السلسلة الزمنية المتغيرات الهيدرولوجية القصوى للمجاري المائية للحوض شليف.

في هذا السياق ، تم إجراء تحليل مفصل للتغيرات الهيدرولوجية خلال الفترة 1969-2009 من جميع القياسات المتاحة من الأمطار والتدفقات. و هذا بغرض استخدام الاختبارات الإحصائية المخصصة للكشف عن الاتجاهات والانكسارات هذه السلاسل.

أظهرت النتائج وجود اتجاهات تناقصية حادة الخاصة بالأمطار و التي تتجاوز 40 % ، حيث تمثل التدفقات السنوية اتجاهات تنازلية واضحة في جميع أنحاء المنطقة مما أدى إلى انخفاض الموارد المائية في الحوض شليف تتجاوز 45 %.

إن انخفاض معدل سقوط الأمطار ، بالإضافة إلى الزيادة في عدد السكان على حساب الغطاء النباتي ، ساهم في وجود اتجاهات الزيادة في سلسلة التدفق القصوى السنوية Qmax و Qpic2 في الشمال الغربي من الحوض كما سجلت هذه السلاسل انخفاض في الجزء الشمالي من الحوض ويرجع ذلك إلى انخفاض في هطول الأمطار بإضافة الى كل التغييرات المتسبب فيها الإنسان على مستوى اودية هذا الحوض وخاصة منها إنشاء السدود.

الكلمات المفتاحية: تغير المناخ ، الفيضان ، الاتجاه ، التأثير البشري ، حوض شليف

Abstract

Water is a determining factor for many human activities such as agriculture, the production of electricity or the supply of drinking water. It is one of the main factors in the construction of an economy, developed in all countries of the world, facing the dangers associated with it, such as floods and drought. This is one of the greatest challenges of sustainable human development.

Climate change is a reality widely recognized today in the scientific community, which facilitates the increase in the frequency and intensity of water-related disasters, considered completely uncontrollable, leading to socio-economic losses. Huge savings. These changes may be due to processes intrinsic to land and human activities.

Climate change raises many questions about the future of hydrological extremes, particularly floods. The problematic of the present work is to study the variation of hydropluviometric trends and to describe the evolution observed at the time series of the hydrological extremes of the Chélif watershed.

In this context, a detailed analysis of the hydroclimatic conditions was carried out over the period 1969-2009 from all available rainfall and hydrometric data. This analysis made it possible to use statistical tests dedicated to the detection of trends of the series.

Precipitation has shown significant decreasing trends exceeding 40%, where annual flows represent a clear downward trend in the region. These results ultimately lead to a reduction in water resources in the Chélif basin that exceeds 45%.

The decrease in rainfall, together with the increase in population at the expense of vegetation cover, is driving trends in increasing the maximum annual flow Q_{max} and Q_{pic2} in the North-western basin. Declining trends are recorded in the northern part of the basin, resulting in reduced rainfall and man-made changes to the basin's watercourses, and in particular the creation of dams.

Key words: climate change, flood, trend, human impact, Chélif Basin.

Résumé

L'eau est un élément déterminant pour multiples activités humaines telles que l'agriculture, la production d'électricité ou encore l'alimentation en eau potable. Elle représente l'un des facteurs principaux de la construction d'une économie développée dans tous les pays du monde, face aux dangers qui y sont liés, tels que les inondations et la sécheresse. C'est l'un des plus grands défis du développement humain durable.

Le changement climatique est une réalité largement reconnue aujourd'hui dans la communauté scientifique, qui facilite l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des catastrophes liées à l'eau, jugées complètement non contrôlables, et qui conduisent à des pertes socio-économiques énormes. Ces changements peuvent être dus à des processus intrinsèques à la terre et aux activités humaines.

Le changement climatique pose de nombreuses interrogations quant à l'avenir des extrêmes hydrologiques notamment les crues. La problématique du présent travail consiste à étudier la variation des tendances hydropluviométriques et décrire les évolutions observées sur les séries chronologiques des extrêmes hydrologiques des cours d'eau du bassin versant de Chélif.

Dans ce contexte, une analyse détaillée des conditions hydroclimatiques a été effectuée sur la période 1969-2009 à partir de l'ensemble des données pluviométriques et hydrométriques disponibles. Cette analyse a permis d'utiliser des tests statistiques dédiés à la détection des tendances et des ruptures.

Les résultats montrent que les précipitations ont révélé des tendances significatives de diminution dépassant 40%, où les débits annuels représentent une nette tendance à la baisse sur l'ensemble de la région. Ces résultats conduisent, à la fin, à une réduction des ressources en eau dans le bassin du Chélif qui dépassent 45%.

La diminution des précipitations, conjointement avec l'augmentation de la population au détriment du couvert végétal, animent les tendances d'augmentation des séries du débit maximum annuel Q_{max} et du débit de point de subseuil Q_{pic2} dans le Nord-Ouest du bassin. Des tendances de baisse sont enregistrées dans le Nord du bassin, résultant de la diminution des précipitations ainsi que des changements provoqués par l'homme sur les cours d'eau du bassin et en particulier la création des barrages.

Mots clés : changements climatique, crue, tendance, impact de l'homme, bassin du Chélif.

Table de matière

Table de matière	
Liste des figures	
Liste des tableaux	
Liste des abréviations	
Résumé	
Introduction générale	

Chapitre 1 : Changement climatique

Introduction.....	5
1.les indicateurs de changements climatiques observés.....	5
1.1.L'augmentation de la température de surface sur la Terre	6
1.2.L'augmentation de niveau marin.....	6
1.2.1.Dilatation thermiques	7
1.2.2.Fonte des glaciers océaniques arctiques.....	7
1.2.3. Les indicateurs biologiques	7
2. Les causes de changement climatique.....	7
2.1. L'augmentation des concentrations atmosphériques des gaz à effet de serre.....	7
2.1.1.Le dioxyde de carbone (CO ₂)	8
2.1.2.Le méthane (CH ₄).....	9
2.1.3.Le protoxyde d'azote (N ₂ O)	9
2.1.4. La radiation du Soleil	10
3.Impact de changement climatique	11
3.1.Le cycle de l'eau et le changement climatique.....	11
3.2.Les changements hydrologiques suite au changement climatique	12
3.2.1.Les précipitations.....	12
3.2.2.L'évaporation.....	13
3.2.3.L'humidité du sol.....	13
3.2.4.Les nappes d'eau souterraines.....	14
3.2.5. Les rivières et fleuves.....	15
3.2.6.Les lacs.....	15
3.2.7.La qualité de l'eau.....	15
3.2.8.Agriculture et foresterie.....	16
3.2.9.La biodiversité.....	16
3.3. Événements extrêmes.....	16
3.3.1.Les inondations.....	17
3.3.2.Les sécheresses et désertification.....	17
3.4.L'oscillation Nord Atlantique NAO.....	18
4.Lutte contre le changement climatique	19
4.1. Les énergies renouvelables.....	19
4.2.Respect de l'environnement	20
Conclusion	21

Chapitre 2 : Séries temporelles

Introduction	22
1.Les séries temporelles	22
1.1.Domaines d'application.....	23
1.2.Modélisation d'une série temporelle	23
1.2.1.les modèles déterministes.....	24

a. le modèle additif (déterministe).....	24
b. le modèle multiplicatif (déterministe).....	24
1.2.2.les modèles stochastiques.....	24
2.Stationnarité.....	25
3.Ergodicité.....	25
4.La non-stationnarité.....	25
4.1 Non stationnarité déterministe.....	26
4.1.1.Non stationnarité par rupture	26
4.1.2.Non stationnarité de type tendance linéaire.....	27
4.2Non stationnarité stochastique.....	27
5.Les principales causes de non stationnarité des séries Hydro climatique	28
5.1.évolution des bassins versant	28
5.2.évolution de système d'observation.....	29
5.3.Les forçages climatiques	29
6.Les tests de stationnarité.....	30
6.1.tests de stationnarité (déterministe).....	30
6.1.1Tests de détection d'une non stationnarité de type rupture unique au niveau de la moyenne d'une série	31
a.Test de Student	31
b.Test du Mann. Whitney (Pettitt 1979 , Ceresta 1986).....	32
c.Statistique U de Buishand (1982, 1984).....	32
d.Méthode bayésienne.....	33
6.1.2Détection de ruptures multiples.....	34
a.Test de Kruskal & Wallis	35
b.Méthode de segmentation des séries hydrométéorologiques.....	36
6.1.3 Tests de tendance	36
a. Test de la régression linéaire.....	36
b. Version de base du test de régression linéaire.....	36
c.La méthode de Mann.Kendall	37
6.2 Tests de racine unitaire et de stationnarité	38
6.2.1.Test de Dickey et Fuller.....	39
6.2.2.Test de Dickey.Fuller augmenté (ADF).....	40
6.2.3.Le test Philips et Perron.....	40
Conclusion	42

Chapitre 3 : Milieu physique

Introduction	43
1.Situation du bassin d'étude	43
2.Géologie du bassin du Chélif	44
3.Les reliefs	48
3.1.Les paramètres géomorphologiques	50
3.2.Les pentes	51
4.Réseau hydrographique	53
4.1.Densité de drainage	54
4.2. Lithologie du bassin versant et perméabilité.....	55
4.3.Profil en long	56
5.Climat du Bassin Chélif.....	57
5.1.précipitation	59
5.1.1. précipitation annuelle	59

5.1.2. Précipitations mensuelles.....	60
5.2. La température	60
5.3. L'évapotranspiration	62
6. Occupation des sols	63
7. Les ressources en eau dans le bassin du Chéouiff	64
7.1. Les eaux de surface du bassin du Chéouiff	64
7.2. Les ressources en eau souterraine	65
7.3. Les ressources en eau non conventionnelles	67
7.3.1. Les eaux de dessalement.	67
7.3.2. Les eaux usées épurées.	67
8. Les périmètres d'irrigation	67
8.1. Les grands périmètres d'irrigation GPI	68
8.2. petite et moyenne hydraulique PMH	68
9. Description de population	68
Conclusion.....	71

Chapitre 4 : Étude Hydropluviométrique

Introduction	72
1. Choix des données	72
2. Comblement des lacunes	73
3. La variabilité pluviométrique selon les coordonnées cartésiennes	73
4. La variabilité pluviométrique spatiale selon l'échelle du temps.....	75
4.1 À L'échelle annuelle	75
4.2 À L'échelle mensuelle	77
5. Évolution du régime hydrologique.....	79
6. Les données hydrométriques.....	79
7. Variation temporelle des débits	80
7.1 À L'échelle annuelle.....	80
7.2 À L'échelle saisonnière	82
7.3 À L'échelle mensuelle	83
8. Étude de sécheresse	86
8.1. L'indice normalisé de précipitations.....	86
8.2. Méthodes des quintiles et des terciles	87
9. Répartition spatiale et temporelle de la sécheresse.....	87
9.1. Méthode SPI.....	87
9.2. Méthode quintile	90
9.3. Méthode tercile	93
Conclusion	96

Chapitre 5 : Tendances Hydropluviométriques

Introduction	97
1. Les tendances pluviométriques	97
1.1. Échelle annuelle	98
1.2 Stationnarités pluviométriques saisonnières dans le bassin du Chéouiff.....	101
1.3. Les tendances mensuelles	108
2. Les indices pluviométriques.....	115
2.1. $p > 0.10\text{mm}$	123
2.2. $P \geq 10\text{mm}$	125
2.3. $P \geq 30\text{mm}$	126

2.4. $P \geq 95^{\text{ème}}$ centiles mm.....	126
3.les tendances des débits	127
3.1.les tendances annuelles.....	127
3.2.Tendances saisonnières.....	128
3.3Tendances mensuelles	131
4.Les indices des débits.....	133
4.1.À l'échelle annuelle	133
4.2.À l'échelle mensuelle.....	133
Conclusion	139

Chapitre 6 : Étude des crues

Introduction	141
1.Historique des crues dans la région d'étude.....	141
2.Définition des crues.....	144
3.Type des crues.....	144
4.Genèse des crues.....	145
5.Transformation de la pluie en hydrogramme de crue.	146
6.Méthodes d'estimation des crues	147
6.1.Mesures	147
6.2.Enquête	148
7.Méthodes de Calcul de débits	148
7.1.Méthode analogique	148
7.2.Méthode empirique	149
7.3.La méthode rationnelle	149
8.Méthodes d'établissement de l'hydrogramme de crue.....	151
8.1.L'hydrogramme synthétique (Larrieu 1957)	151
8.2.Hydrogramme unitaire HU	152
8.3.Hydrogramme standard.....	153
9.Variables des crues	155
9.1.L'échantillonnage.....	155
9.1.1.Le maximum de chacune des années de la période d'observation.....	155
9.1.2.Les débits qui excèdent un seuil de sélection.....	156
10.Examen de la dynamique de crue.....	158
10.1.Description fréquentielle théorique multi.durées	159
10.2.Caractérisation de l'hydrogramme de crue	160
10.3.Synthèse de la constitution de l'échantillon des hydrogrammes de crues observées.....	161
Conclusion	167

Chapitre 7 : Typologie et tendance des crues

Introduction	168
1.Les données utilisées	168
2.Analyse de la réponse du bassin du Chélif au couple pluie/débit.....	169
2.1.Type de crue	169
2.2.Décalage entre le pic de la crue et le pic de la pluie	173
2.2.1.À l'échelle Interannuelle	173
2.2.2.À l'échelle mensuelle	173
2.3.Durée de la pluie des averses.....	175
2.3.1. À l'échelle interannuelle.....	175
2.3.2. À l'échelle mensuelle	176

2.4.La réponse de débit de pointe selon la durée de la pluie avant Qpic	178
2.5.La réponse du débit de pointe selon les pluies journalières max et la pluie totale.....	179
3.Les tendances des paramètres de l'hydrogramme de crue.....	181
3.1.Étude de tendances des variables des crues	186
3.2.Données utilisées	186
4.Distribution des tendances des variables des crues	189
5.Analyse des tendances des variables des crues.....	198
Conclusion	200
Conclusion générale.....	202
Reference bibliographique	
Annexe	

Liste des figures

Chapitre 1 : Changement climatique

Figure I-1:	Evolution des températures entre 1880 à 2010 par rapport la moyenne de températures (1951-1980).....	6
Figure I-2 :	Le principe de l'effet de serre https://www.aquaportail.com/definition-2411-effet-de-serre.html.....	8
Figure I-3 :	Émissions annuelles de carbone de la Chine et du monde (combustibles fossiles, ciment) en millions de tonnes.(Carbon Dioxide Information Analysis Center CDIAC,2014)	9
Figure I-4 :	L'effet du soleil sur le climat (https://www.universalis.fr/encyclopedie/terre-bilan-energetique/1-le-systeme-terre-atmosphere/)	10
Figure I-5 :	Le cycle de l'eau et le changement climatique (Office national de l'eau et des milieux aquatiques l'ONEMA, 2015)	11
Figure I-6:	Impact du changement climatique sur les précipitations entre 2050 et la moyenne 1961-1990 dans le monde(PNUD) http://www.gazettenucleaire.org/~resosol/controverses/News/2007/impactclimatpluiesmonde.jpg.....	12
Figure I-7 :	Modification de l'interaction nappe /cours d'eau(http://sigesaqi.brgm.fr/Impact-du-changement-climatique-sur-les-ressources-en-eau.html).....	14
Figure I-8 :	Les inondation et les tempêtes depuis 1990 dans le monde.https://images.radio-canada.ca/q_auto,w_635,h_357/v1/ici-info/16x9/carte-inondations-monde-2.jpg	17
Figure I-9:	Risque de mortalité par sécheresse dans le monde (NASA 2010).....	18
Figure I-10 :	les sources de l'énergie renouvelables (https://www.ideo-energies.fr/les-sources-d-energie-renouvelable/, 2017).....	20

Chapitre 2 : Séries temporelles

Figure II-1:	Illustration d'une rupture brusque survenue à l'instant t_0 . (Ondo 2002).....	26
Figure II-2:	Illustration d'une tendance linéaire. (Ondo,2002).....	27
Figure II-3:	Illustration d'une tendance stochastique. (Ondo 2002).....	28
Figure II-4:	Densité de probabilité a posteriori de l'amplitude (A) et de la position (B) Logiciel Khronostat (François Delclaux UMR HydroSciences Montpellier IRD , France 2017).....	34

Chapitre 3 : Milieu physique

Figure III-1 :	Situation géographique du bassin du Chélif Zahrez.....	44
Figure III-2 :	Carte géologique du bassin du Chélif (ANRH)	47
Figure III-3:	Les courbes hypsométriques et classification des altitudes des trois sous bassins de Chélif	49
Figure III-4 :	Distribution des altitudes du bassin du Chélif.....	50
Figure III-5 :	Classes des pentes de bassin versant du Chélif.....	52
Figure III-6 :	Réseau hydrographique du bassin du Chélif.....	53
Figure III-7 :	La densité de drainage du bassin du Chélif.....	54
Figure III-8 :	Lithologie et hydrogéologie de la région hydrographique Chélif (MRE 2009).....	56
Figure III-9 :	Profil en long du cours d'eau principal et ses influents (Mhaiguen ,2009)	57
Figure III-10:	Carte des étages bioclimatique du bassin du Chélif (ABH 2009).....	58
Figure III-11:	Répartition des précipitations moyennes annuelles dans le bassin du Chélif (1969-2013)	59
Figure III-12 :	Distribution des évapotranspiration du bassin du Chélif entre (1968-2002)(ABH 2009)	62
Figure III-13:	Variation de l'évapotranspiration interannuelle dans le bassin du Chélif à l'aval et à l'amont de Boughzoul de la période entre 1968-2001 (ABH 2009).....	63
Figure III-14:	Les barrages du bassin du Chélif.....	64
Figure III-15 :	Distribution spatiale et l'évolution entre 2008, 2012,2020 des populations de bassin versant du Chélif	69

Figure III-16:	Répartition des populations (en 2012) des sous bassins versants du Chélif par rapport à la surface (%).....	70
Figure III-17 :	l'évolution des densités d'habitation des sous-bassins versants de Chélif.....	70

Chapitre 4 : Etude Hydro pluviométrique

Figure IV-1:	Localisation des stations pluviométriques du bassin du Chélif.....	73
Figure IV-2 :	Corrélation entre les coordonnées géographiques des stations pluviométriques et leurs moyennes pluies totales interannuelle.....	74
Figure IV-3:	Variation des corrélations interannuels entre les coordonnées géographiques et les pluies totales annuelles	75
Figure IV-4 :	Les caractéristiques statistiques des séries pluviométriques du bassin versant du Chélif sur la période de 1969-2009.	76
Figure IV-5 :	Les années plus humides et plus sèches selon pluie maximums et les pluies minimums.....	77
Figure IV-6 :	Variation des pluies moyenne mensuelle du bassin versant de Chélif.....	78
Figure IV-7 :	Localisation des stations hydrométriques du bassin du Chélif	80
Figure IV-8:	Variation des débits maximum, minimum , moyen interannuelsdes stations hydrométriques du bassin du Chélif.....	81
Figure IV-9 :	Variation des débits moyens annuels des 13 stations du bassin du Chélif.....	82
Figure IV-10 :	Variation des débits moyens saisonniers du bassin du Chélif.....	83
Figure IV-11 :	Variation des débits moyen mensuels du bassin de Chélif.....	84
Figure IV-12 :	Variation des débits maximum mensuels du bassin de Chélif.....	85
Figure IV-13-a:	Classification de sécheresse selon méthode SPI pour (1,2) décennies.....	88
Figure IV-13-b:	Classification de sécheresse selon méthode SPI pour (3,4) décennies.....	89
Figure IV-14-a:	Classification de sécheresse selon méthode quintile pour (1,2) décennies	91
Figure IV-14-b:	Classification de sécheresse selon méthode quintile pour (3,4) décennies	92
Figure IV-15-a:	Classification de sécheresse selon méthode tercile pour (1,2) décennies	94
Figure IV-15-b:	Classification de sécheresse selon méthode tercile pour (3,4) décennies	95

Chapitre 5 : Tendances Hydro pluviométrique

Figure V-1 :	Localisation des ruptures avec leurs années de rupture par le test du Pettitt et distribution de la pente de sen (le test du Mann Kendall est significatif)des pluies totales annuelles.....	98
Figure V-2 :	Comparaison de la moyenne avant et après la rupture et variation du taux de changement par le test du Pettitt des pluies totales annuelles.....	99
Figure V-3-a :	Niveau de la non stationnarité et année de rupture des pluies saisonnières dans le bassin du Chélif entre 1969-2009 par le test du Pettitt.....	102
Figure V-3-b:	Niveau de la non stationnarité et année de rupture des pluies saisonnières dans le bassin du Chélif entre 1969-2009 par le test du Pettitt.....	103
FigureV-4-a:	Niveau de la non stationnarité du test Mann Kendall et la pente de sen des pluies saisonnières dans le bassin du Chélif entre 1969-2009	104
FigureV-4-b :	Niveau de la non stationnarité du test Mann Kendall et la pente de sen des pluies saisonnières dans le bassin du Chélif entre 1969-2009	105
FigureV-5 :	Comparaison entre la moyenne avant et après la rupture des pluies saisonnières totales par le test du Pettitt.....	106
Figure V-6-a :	Niveau de la non stationnarité et année de rupture des pluies mensuelle dans le bassin du Chélif entre 1969-2009 par le test du Pettitt.....	110
Figure V-6-b :	Niveau de la non stationnarité et année de rupture des pluies mensuelle dans le bassin du Chélif entre 1969-2009 par le test du Pettitt.....	111
Figure V-7-a :	Niveau de la non stationnarité du Mann Kandell et la pente de sen des pluies mensuelle dans le bassin du Chélif entre 1969-2009	112
Figure V-7-b :	Niveau de la non stationnarité du Mann Kandell et la pente de sen des pluies mensuelle	

	dans le bassin du Chéouiff entre 1969-2009	113
Figure V-8 :	Comparaison entre la moyenne avant et après la rupture des pluies mensuelles totales entre 1969 à 2009 par le test du Pettitt.....	114
FigureV-9 :	Changement (en %) entre la moyenne après et avant la rupture des indices pluviométriques ($P \geq 0.1$ mm) à l'échelle mensuelle selon le test du Pettitt.....	116
Figure V-10 :	Changement (en %) entre la moyenne après et avant la rupture des indices pluviométriques ($P \geq 10$ mm) à l'échelle mensuelle selon le test du Pettitt.....	117
FigureV-11 :	Changement (en %) entre la moyenne après et avant la rupture des indices pluviométriques ($P \geq 30$ mm) à l'échelle mensuelle selon le test du Pettitt.....	118
FigureV-12 :	Changement (en %) entre la moyenne après et avant la rupture des indices pluviométriques (95 ^{ème} centile) à l'échelle mensuelle selon le test du Pettitt.....	119
FigureV-13 :	La pente sen (en %) des indices pluviométriques ($p > 0.1$ mm) à l'échelle mensuelle (le test du Mann Kendall est significatif).....	120
Figure-14 :	La pente sen (en %) des indices pluviométriques ($p > 30$ mm) à l'échelle mensuelle (le test du Mann Kendall est significatif).....	121
Figure V-15 :	La pente sen (en %) des indices pluviométriques ($p > 10$ mm) à l'échelle mensuelle concordant le test du Mann Kendall	122
Figure V-16 :	La pente sen (en %) des indices pluviométriques (95 ^{ème} centile) à l'échelle mensuelle (le test du Mann Kendall est significatif).....	123
FigureV-17 :	Le niveau de signification de non stationnarité par les deux tests ,le pourcentage de changement des débits moyens annuels moyens (Pettitt) et les pentes de sen (le test du Mann Kendall est significatif).....	127
FigureV-18 :	Le niveau de signification de non stationnarité et le pourcentage de changement de moyenne des débits moyens saisonniers par le test du Pettitt.....	129
Figure 19 :	Le niveau de signification de non stationnarité et les pentes de sen des débits moyen saisonnier (le test du Mann Kendall est significatif).....	130
FigureV-20 :	Changement (en %) entre la moyenne après et avant la rupture des débits moyens l'échelle mensuelle selon le test du Pettitt.....	131
FigureV-21 :	La pente sen (en %) des débits moyens à l'échelle mensuelle par le test du Mann Kendall..	132
FigureV-22 :	Les changements mensuels des indices de débits de la période d'étiage par le test du Pettitt.....	134
Figure V-23 :	Les changements mensuels des indices de débits de la période des hautes eaux par le test du Pettitt.....	135
Figure V-24 :	Les changements mensuels des indices de débits de la période d'étiage (le test du Mann Kendall est significatif).....	136
FigureV-25 :	Les changements mensuels des indices de débits de la période des hautes eaux concordant le test du Mann Kendall.....	137

Chapitre 6 : Étude des crues

FigureVI-1 :	Nombre des evenement des crues dans le monde entre 1985-2010 http://poleshift.ning.com/photo/19852010-global-floods?context=user	141
FigureVI-2 :	Principaux processus d'écoulement superficiel et souterrain (Ambroise 1998).....	145
Figure VI-3 :	Transformation de la pluie en hydrogramme de crue(Musy 1998)	147
Figure VI-4 :	Principe de l'hydrogramme synthétique (Roche 1962).....	151
Figure VI-5 :	Caractéristiques de l'hydrogramme unitaire (Dubreuil 1974).....	152
Figure VI-6 :	Linéarité de l'hydrogramme unitaire (Dubreuil 1974).....	153
Figure VI-7 :	Forme de l'hydrogramme de projet (Sackle et Bergmann, 1987).....	154
Figure VI-8 :	Échantillonnage par méthode MAXAN de station de Djediouia R4.....	155
Figure VI-9 :	Paramètres de l'échantillonnage sup-seuil (Sauquet, 2009)	157
Figure VI-10 :	Échantillonnage par méthode Sub-seuil de station de Djediouia R4 (a un événement par an , b deux événements par an).....	158
Figure VI-11 :	Test de stationnarité de station de Djediouia R4 par logiciel Prethy.....	158

FigureVI-12 :	Hydrogrammes adimensionnels des crues sélectionnées par max annuel (Lang ,2007)....	159
FigureVI-13 :	Définition des variables hydrologiques (Sauquet ,2009).....	160
FigureVI-14 :	Caractéristique de l'hydrogramme de crue (Renard 2006).....	160
FigureVI-15-a :	Les hydrogrammes des 10 crues (importantes).....	162
FigureVI-15-b :	Les hydrogrammes des 10 crues (importantes).....	163
FigureVI-15-c :	Les hydrogrammes des 10 crues (importantes).....	164
FigureVI-15-d :	Les hydrogrammes des 10 crues (importantes).....	165
FigureVI-16 :	Les hydrogramme moyens normaux du l'amont de Boughzoul et la Mina.....	166

Chapitre 7 : Typologie et tendance des crues

FigureVII-1:	Nombre des crues en fonction des mois sur la période d'observation de l'étude.....	170
FigureVII-2 :	Nombre des crues selon le décalage entre Q_{pic} et P_{jmax} à l'échelle interannuelle....	173
Figure VII-3:	Nombre des crues selon le décalage entre Q_{pic} et P_{jmax} sur le long de la période d'observation de l'étude à l'échelle mensuelle.....	174
FigureVII-4 :	Nombre des événements des crues selon la durée de la pluie (jours) sur la période d'observation de l'étude.....	175
FigureVII-5:	Nombre des événements des crues selon la durée de la pluie (jours) sur la période d'observation de l'étude mensuelle.	177
FigureVII-6 :	La réponse du débit de pointe selon la durée de pluie avant le pic	178
FigureVII-7:	La réponse du débit de point spécifique (Q_s pic) en fonction du p_{jmax} et pluie totale pt...	180
FigureVII-8-a:	L'évolution de l'asymétrie et écart type, la durée totale de la crue et le temps descente en fonction du volume de crue et le temps de monté en fonction du débit de pointe.....	182
FigureVII-8-b:	L'évolution de l'asymétrie et écart type, la durée totale de la crue et le temps descente en fonction du volume de crue et le temps de monté en fonction du débit de pointe.....	183
FigureVII-8-c:	L'évolution de l'asymétrie et écart type, la durée totale de la crue et le temps descente en fonction du volume de crue et le temps de monté en fonction du débit de pointe.....	184
FigureVII-8-d:	L'évolution de l'asymétrie et écart type, la durée totale de la crue et le temps descente en fonction du volume de crue et le temps de monté en fonction du débit de pointe.....	185
FigureVII-9 :	Répartition des stations hydrométrique dans le bassin d'étude.....	187
FigureVII-10:	Test de stationnarité de station de Djediouia R4 par logiciel Prethy (Cemagref de Lyon – équipe ED2L 2008 France).....	189
Figure VII-11:	Regression linéaire et tendances par le test du Mann Kendall des indicateurs des crues pour la station de Arib chlef entre (1984-2009) et (1969-2009).....	190
Figure VII-12 :	La régression linéaire et tendances linéaires par le test du Mann-Kendall (MK) des indicateurs de crues de la station de Takhmart.....	191
Figure VII-13:	Régression linéaire des séries chronologique de Q_{max} et $Q_{pic}(s)$ (supérieur a la médiane) et $Q_{pic}(f)$ (inférieur a la médiane).....	191
Figure VII-14:	La répartition spatiale des tendances par le test du Mann-Kendall des débits annuels maximum Q_{max} et les débits de sub-seuil avec en moyenne des 2 événements par an (Q_{pic2}) et en moyenne des événements d'un événement par an (Q_{pic1})	192
FigureVII-15:	La répartition spatiale des tendances des débits maximum saisonnière par le test du Mann-Kendall	192
FigureVII-16:	La répartition spatiale des tendances des débits de sub-seuil saisonnier par le test du Mann-Kendall.....	193
FigureVII-17:	La répartition spatiale des tendances de séries de nombre des événements avec en moyen 2 évènements par an (annuelles).....	193
FigureVII-18 :	La répartition spatiale des tendances de séries de nombre des événements avec en moyen 2 évènements par an (saisonnières).....	194
FigureVII-19:	Nombre des tendances significatives de la baisse(B) et de la hausse(H) par rapport les 10 stations en fonction des indicateurs des crues.....	196
FigureVII-20:	Changement des indicateurs selon le taux de Kendall en fonction de la variation spatial....	197
FigureVII-21 :	Changement des indicateurs selon la pente Sen ($m3/s$) en fonction de la variation spatiale.	197

Liste des tableaux

Chapitre 2 : Séries temporelles

Tableau II-1 :	Valeurs critiques de la statistique (Z) de Buishand	33
-----------------------	---	-----------

Chapitre 3 : Milieu physique

Tableau III-1 :	Les principales caractéristiques physiographiques des trois sous bassins de Chélif.....	51
Tableau III-2 :	Les valeurs des précipitations mensuelles.....	60
Tableau III-3 :	Température moyenne mensuelle de 4 stations thermométriques du bassin du Chélif.....	61
Tableau III-4 :	Les superficies agricoles utiles et irriguées en 2008 par wilaya du bassin du Chélif Zahrez (ABH,2009).....	68

Chapitre 4 : Etude Hydro pluviométrique

Tableau IV-1 :	Les stations hydrométriques utilisées.....	79
Tableau IV-2 :	Valeurs de l'indice SPI selon l'office mondiale météorologique (OMM,2012)	87
Tableau IV-3 :	Classification de sécheresse par la méthode quintile	87
Tableau IV-4 :	Classification de sécheresse par la méthode tercile.....	87

Chapitre 6 : Étude de crues

Tableau VI-1 :	Table simplifiée de valeurs de coefficients de d'écoulement pour différents types et couvertures de sol (Graff 2004).....	150
Tableau VI-2 :	Les paramètres de l'échantillonnage des stations hydrométriques étudiées.....	161

Chapitre 7 : Typologie et tendance des crues

Tableau VII-1 :	Les stations Hydro pluviométriques utilisées du couple pluie/débit.....	168
Tableau VII-2 :	Caractéristiques des couples pluie/débit (les plus importants (10 crues) pour les stations hydrométriques de 011702, 011715, 012201, 012311, 012701.....	171
Tableau VII-3 :	Caractéristiques des couples pluie/débit (les plus importants 10 crues) pour les stations hydrométriques de 013301, 013302, 013401, 013402, 013602.....	172
Tableau VII-4 :	Caractéristiques des stations hydrométriques retenues dans l'étude.....	186
Tableau VII-5 :	Indicateurs de crues étudiés pour toutes les stations.....	188

Liste des abréviations et symboles

ABHCZ:	Agence de Bassin Hydrographique de Chélif Zahrez
ADF :	Dickey-Fuller augmenté
AEP:	Alimentation en Eau Potable
ANRH :	Agence Nationale des Ressource Hydrique
ANμ :	Nombre d'événements sur l'année, sélectionnés avec en moyenne μ événements par an d'automne
AQmax:	Débit Maximum annuel d'automne
AQpicμ :	Débit de pointe sup-seuil d'automne
ARMA :	modèles autorégressifs et moyenne mobile
C:	coefficient de ruissellement du bassin versant.
CCNUCC :	Convention-Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques.
CDIAC:	Dioxide Information Analysis Center.
CEMAGREF :	Centre d'Étude du Machinisme Agricole et du Génie Rural des Eaux et Forêts.
DPAQpic:	Durée de la pluie de l'averse avant le pic de crue.
dt :	durée totale d'événement
ENμ :	Nombre d'événements sur l'année, sélectionnés avec en moyenne μ événements par an d'été
EQmax :	Débit Maximum annuel d'été
EQpicμ :	Débit de pointe sup-seuil d'été
GIEC :	Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat GES : Gaz à l'effet de sert
HNμ:	Nombre d'événements sur l'année, sélectionnés avec en moyenne μ événements par an d'hiver
HQmax :	Débit Maximum annuel d'hiver
	HQpic μ : Débit de pointe sup-seuil d'hiver
I :	hauteur totale maximale (mm) des précipitations pendant une durée égale au temps de concentration (tc).
IdF :	intensité-durée fréquence
ISP :	L'indice normalisé de précipitations
Lag :	temps entre le centre de gravité de l'averse et la pointe de l'hydrogramme.
MCO :	L'estimateur moindré carré ordinaire
MRE :	Ministère des ressources en eau.
MATET :	Ministère d'aménagement du territoire de l'environnement et du tourisme
NAO :	Oscillation du Nord Atlantique
Nμ :	Nombre d'événements sur l'année, sélectionnés avec en moyenne μ événements par an
OMM :	l'Office Mondiale Météorologique.
ONEMA :	Office national de l'eau et des milieux aquatiques.
Pjmax :	Pluie maximale correspondante.
PNUD:	Le Programme des Nations unies pour le développement
PNμ :	Nombre d'événements sur l'année, sélectionnés avec en moyenne μ événements par an de printemps
PQmax :	Débit Maximum annuel du printemps.
PQpicμ	Débit de pointe sup-seuil du printemps.
PPRI :	plan de prévention du risque inondation

Pt:	Pluie cumulée de l'averse.
Qmax :	Débit Maximum annuel.
Qpic:	Débits de pointe de sup-seuil ($\mu=2$).
Qpicμ :	Débit de pointe sup-seuil.
S :	la superficie du bassin versant.
Tb :	temps de base représente la durée totale de l'hydrogramme.
Tc :	temps de concentration (h).
td :	temps de descente.
tm :	temps de monté.
Tp :	temps de montée c'est le temps entre la fin de la pluie nette et la fin de hydrogramme.
UH :	Hydrogramme Unitaire.
UNDRR :	The United Nations Office for Disaster Risk Reduction.
UNISDR :	Nations Unies pour la Stratégie internationale de prévention des catastrophes
USWRC :	United States Water Resources Council.
V :	volume écoulé durant l'événement.
γ :	coefficient de l'asymétrie de l'événement.
σ :	coefficient de l'écart type de l'événement.

Introduction générale

Introduction générale

L'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre (GES) dans l'atmosphère est une modification significative du bilan radiatif de notre planète, et par suite du climat. Ce réchauffement climatique suscite de plus en plus d'inquiétudes dans le monde entier, car des milliards de tonnes de déchets industriels sont rejetés chaque année dans l'atmosphère, piégeant une trop grande partie de la chaleur du soleil et provoquant des changements climatiques dangereux à travers tout le monde (GIEC 2007).

La probabilité d'un changement climatique à l'échelon mondial et ses effets possibles, notamment sur l'hydrologie, sont l'un des problèmes d'environnement qui a fait l'objet des débats, où l'augmentation attendue des événements hydrologiques extrêmes avec le réchauffement global (Wilhelm 2012) entraîne des conséquences parfois dramatiques telles que les déplacements des populations rurales vers les villes, les conflits d'usages, les famines et les pertes de vies humaines (Noufé Dabissi 2011).

La disponibilité de l'eau est très sensible aux fluctuations climatiques et certains secteurs d'activité sont fortement dépendants de cette ressource : la production d'énergie hydroélectrique, l'approvisionnement en eau des populations, l'irrigation des périmètres agricoles dans les zones aval, le tourisme. Par conséquent, la bonne gestion de cette ressource nécessite l'adaptation à d'éventuelles modifications de sa disponibilité, dont l'anticipation permettrait de définir des stratégies optimales et durables face à cette contrainte (Matthieu 2011).

Selon le rapport de l'AEE (agence européenne pour environnement) intitulé (Climate change, impacts and vulnerability in Europe 2016), le changement climatique accroît les niveaux de vapeur d'eau dans l'atmosphère et rend la disponibilité de l'eau moins prévisible. Il peut en résulter des tempêtes plus intenses dans certaines zones, tandis que d'autres régions peuvent être confrontées à des conditions de sécheresse sévère, en particulier durant les mois d'été. Les phénomènes climatiques extrêmes tels que les vagues de chaleur, les fortes précipitations et les sécheresses augmentent en fréquence et en intensité.

Les catastrophes, liées à l'eau telle que les inondations, la sécheresse et les tempêtes tropicales, sont des événements physiques qui entraînent potentiellement des dégâts, causant ainsi des accidents et des morts, des endommagements des habitations et des infrastructures, un

Introduction générale

bouleversement social et économique, ou une dégradation de l'environnement (Texier 2009). (Collier et Webb, 2002) montrent et expliquent comment les inondations et les sécheresses sont liées à la variabilité du climat au fil des années et des décennies, ainsi que les catastrophes humaines et économiques conduisant de plus en plus à des destructrices dans l'histoire.

D'après la Banque internationale pour la reconstruction et le développement (2014), durant la période entre 1981 et 2011, les inondations catastrophiques les plus récurrentes sont enregistrées dans le Moyen-Orient et l'Afrique du Nord, avec au moins 300 événements (53% du nombre total des catastrophes), indiquant un fort besoin de systèmes d'alerte précoce. Les tremblements de terre représentent 24% du total, alors que les tempêtes et les sécheresses représentent environ 10%.

Le faible pourcentage de sécheresse est toutefois dû à la disponibilité limitée des données, du fait que les conditions de sécheresse peuvent avoir des effets critiques d'impacts environnementaux et économiques, en particulier dans les zones à forte demande en eau et d'activité agricole intensive.

Le rapport d'évaluation mondial (2011) sur la réduction des risques de catastrophe constate que, bien que le risque de mortalité par les inondations dans le monde a diminué depuis 2000, il continue d'augmenter dans la région du Moyen-Orient et l'Afrique du Nord d'un côté et de l'autre côté la politique et la gestion de l'agriculture dans cette région est généralement dépendante de l'irrigation pluviale et de l'état du sol. Ces conditions les rendent toujours vulnérables et touchées par les sécheresses et les inondations.

Dans la région du Nord d'Afrique (Algérie Maroc et Tunisie), les données climatiques recueillies au cours du 20ème siècle indiquent un réchauffement estimé à plus de 1° C, avec une tendance prononcée au cours des quarante dernières années du siècle (Taibi 2011).

Le sol aride, l'érosion et le ruissellement excessif caractérisent la région et favorisent les catastrophes naturelles liées aux fortes précipitations notamment les crues (Agoumi 2003), où la rareté et la grande irrégularité des eaux dans l'espace et dans le temps représentent un enjeu majeur dans les pays méditerranéens (Khaldi 2005).

Une partie importante du territoire algérien est exposée aux tremblements de terre, aux inondations, à la sécheresse, aux feux de forêt, aux glissements de terrain... Plus de 90% de la population du pays vit le long d'une côte qui ne représente que 12% de la masse terrestre du pays (<https://data.worldbank.org/>).

Introduction générale

La concentration des populations dépend toujours des meilleures conditions de vie, sous des crises socio-économiques comme la migration, la pauvreté, le chômage où cette dense population urbaine est très vulnérable à l'ensemble de ces risques. L'Algérie a été affectée par des catastrophes plus récentes telles que les inondations d'Alger en 2001, le tremblement de terre de Boumerdès en 2003, les inondations de Ghardaia de 2008 et les feux de forêt annuels (UNISDR 2013).

En Algérie, la coïncidence d'une pluviométrie annuelle minimale avec un maximum d'évapotranspiration, due aux températures élevées en été, conduit à une diminution des réserves d'eau disponibles (barrages, retenue collinaire) (Rimini 2010) cette circonstance peut également aggraver les effets d'autres problèmes environnementaux, tels que l'intensité et la fréquence des feux de forêt (Alexandrian et al. 1999) et les processus d'érosion et la dégradation des sols (Lazri et al. 2015).

Le développement de la densité urbaine favorise l'augmentation du risque d'inondation d'un côté et de l'autre côté l'accroissement des besoins en eau pour l'usage agricole et même industrielle. Ceci conduit à bien maîtriser l'évolution de ces événements extrêmes en l'Algérie.

Dans ce contexte, les trois principaux objectifs de cette étude sont :

1-caractériser l'état de sécheresse dans le bassin du Chéouli afin de dégager les conséquences de ce phénomène sur l'hydrologie du bassin.

2-étudier l'évolution des tendances hydroclimatiques pour expliquer les modifications apportées par la sécheresse et leurs impacts sur les débits du bassin.

3-trouver une réponse scientifique sur la réalité de ces changements affectant les extrêmes hydrologiques (indicateurs des crues) si elles sont dues à la variation naturelle du climat ou elles sont soumises à une modification du système hydrologique faite par l'homme.

La démarche respectée dans ce travail pour répondre à ces objectifs, et les résultats obtenus s'articulent sur les sept chapitres suivants :

Les deux premiers chapitres constituent un aperçu bibliographique sur le phénomène de changement climatique qui affecte notre planète. Il est commandé de trouver des solutions immédiates et pratiques, d'où l'on s'intéresse à partir du 2ème chapitre aux séries temporelles pour citer les plus simples tests statistiques utilisés pour détecter la non stationnarité.

Il s'agit de préciser quelques notions sur les modèles déterministes et stochastiques.

Le troisième et le quatrième chapitre ont pour objectifs de présenter les principales caractéristiques du bassin, les données du milieu physique nécessaires à l'interprétation du fonctionnement hydrologique du bassin.

Introduction générale

Le chapitre cinq est réservé à la compréhension du comportement et de l'évolution des séries chronologiques hydropluviométriques de l'échelle annuelle jusqu'à l'échelle journalière.

Le sixième chapitre est question d'une analyse détaillée sur la sélection et la caractérisation des événements des crues. Par la suite, le septième chapitre est réalisé pour décrire le couple pluie-débit défini par les séries de débits de pointes et les pluies maximales journalières pour pouvoir déterminer les caractéristiques de la réponse hydrologique et pour comprendre l'impact du changement climatique sur les événements extrêmes des crues dans le bassin du Chéouiff.

Chapitre II

Changement climatique



Introduction

Les conséquences dues aux changements dans le climat apparaissent clairement au niveau de l'utilisation de l'énergie, la qualité et la quantité de l'eau, et tous les changements environnementaux.

D'après (GIEC 2007), le changement climatique durera longtemps après l'an 2100, même si on réduit ou on élimine l'émission du gaz à effet de serre, qui y persistera puisqu'il est rassemblé dans l'atmosphère.

Devant ce changement climatique qui affecte notre planète, il est commandé de trouver des solutions immédiates et pratiques, en changeant notre mode de vie pour s'adapter avec les nouveaux changements et réduire leurs développements (Pomerleau 2009).

La problématique actuelle est de prévoir les moyens adéquats permettant de diminuer les gaz à effet de serre et adapter ces évolutions climatiques sur l'échelle régionale et globale.

Dans ce contexte, des moyens sont utilisés pour détecter ces changements climatiques en appliquant des tests statiques sur les paramètres des variables étudiés pendant une période d'observation qui de préférence, doit durer longtemps (Williams 2014).

Les changements climatiques peuvent être dus à des processus internes naturels ou à des forçages externes, notamment les modulations des cycles solaires, les éruptions volcaniques ou des changements anthropiques persistants dans la composition de l'atmosphère ou dans l'utilisation des terres (GIEC 2013). On notera que la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (CCNUCC), dans son article premier, définit les changements climatiques comme des «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» (Bard 2006).

D'après la CCNUCC, le changement du climat dû aux activités humaines attaque directement ou indirectement la couverture de l'atmosphère et la variabilité climatique naturelle.

Malgré la disponibilité des moyens et la puissance des quantités d'informations existantes ainsi que toutes les données d'observation collectées durant les années précédentes, la science actuellement reste impuissante d'expliquer ce phénomène et doit suivre plusieurs étapes pour trouver des clarifications satisfaisantes concernant les prévisions et les éclaircissements de tous les événements mystérieux (GIEC 2013).

1. Les indicateurs de changements climatiques observés

Le système climatique de la terre est une machine extrêmement complexe qui a une certaine inertie, si bien que les effets d'un changement ne se font pas sentir immédiatement, même si on arrête aujourd'hui toutes les émissions de gaz à effet de serre, l'atmosphère prendrait au minimum un siècle pour les éliminer (Guesnerie 2003).

Conjointement, et pour comprendre l'évolution du climat, il est nécessaire de collecter toutes les informations et les données concernant l'atmosphère, les mers et les océans ainsi que les terres immergées, afin de déterminer les indicateurs du changement climatique et de découvrir les facteurs qui facilitent l'analyse et l'interprétation de l'évolution du climat prochain.

Cette évolution climatique peut être atmosphérique qui s'exprime par les principaux indicateurs suivants :

1.1.L'augmentation de la température de surface sur la Terre

Le groupe (GIEC 2001) a créé des modèles climatiques pour réaliser des simulations sur le changement climatique, qui prennent en considération les facteurs contribuant à son développement. La réalité inévitable découverte est que l'homme et ses activités commandent la quantité de gaz à effet de serre (Weaver et al. 2001). Par ailleurs, au cours du siècle dernier, un réchauffement moyen de la température à la surface de la Terre de 0,74 °C a été observé, alors qu'il était prévu que la température moyenne n'augmenterait que de 0,6 °C (figure I-1) (GIEC 2013)

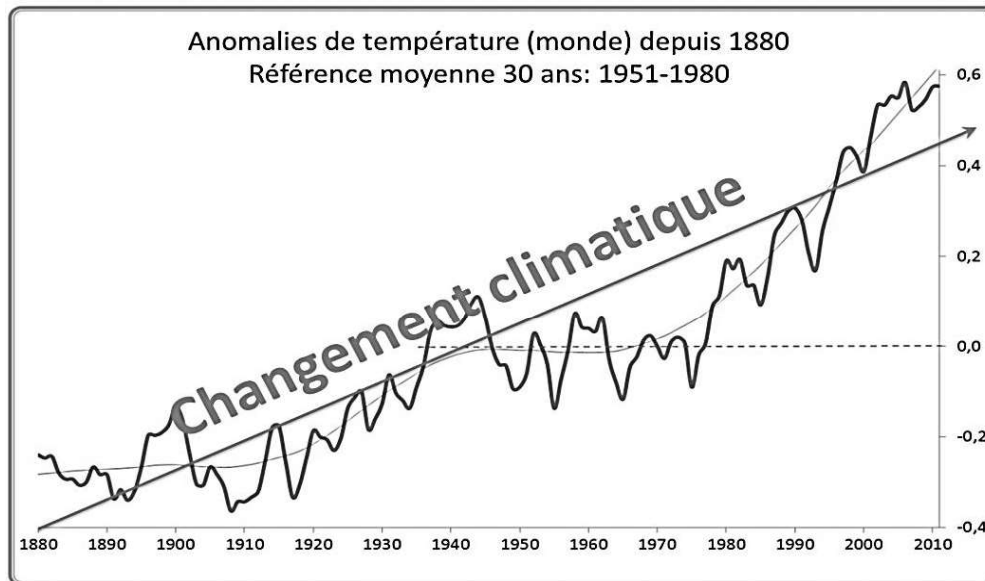


Figure I-1: L'évolution des températures entre 1880 à 2010 par rapport la moyenne de températures (1951-1980) (<http://meteosensibilite.com/wp-content/uploads/2012/05/changement-climatique-300x198.png>)

1.2. L'augmentation de niveau marin

Les chercheurs dans les domaines géologiques et archéologiques ont attesté que le niveau d'eau dans les océans et les mers ne dépassaient pas 0.1 mm/an au cours des 30 dernières décennies (Pfeifle, Mays et al. 2004).

Tandis que les autres études incarnent une augmentation de 0.7mm/an dans les moyennes annuelles, des niveaux pour la période entre 1870-1930 et qui a atteint 1.7mm/an au-delà et les mesures par satellite ont montré que le niveau moyen global de la mer s'est élevé de 3,3 mm par an depuis 1993, ce qui est beaucoup plus rapide qu'auparavant (Puget et al. 2010).

Les recherches concernant le climat et ses changements prouvent que le tiers de l'augmentation du niveau d'eau dans les mers est due à la dilatation des océans sous l'effet du réchauffement climatique, et que les deux autres tiers sont causés par la fonte de glaces continentales et la fonte des calottes polaires du Groenland et de l'Antarctique. (Francou and Vincent 2007).

1.2.1. Dilatation thermique

D'après (Riedacker 2003), le réchauffement climatique provoque une élévation remarquable de la température de l'environnement, entraînant ainsi une augmentation des eaux superficielles des mers et des océans.

Les études montrent que la mesure de cette température depuis les années 1950 par les bateaux de commerce ou les navires océanographiques (jusque vers 700 m de profondeur) et plus récemment par le système de bouées profilantes Argo, indique une augmentation depuis le début des années 1980 (Puget, Blanchet et al. 2010).

Il présente une importante variabilité régionale avec d'importantes oscillations pluriannuelles, voire décennales (Beltrando 2010).

1.2.2. Fonte des glaciers océaniques arctiques

Est un autre indicateur fort de l'accélération de l'évolution du climat, quand les masses de glaces continentales fondent, leurs eaux s'écoulent vers les océans. Cette masse d'eau supplémentaire provoque une élévation du niveau marin (Lasserre 2010).

D'après plusieurs d'années observations de Walt Meier le spécialiste de la Nasa Goddard Space Flight Center de Greenbelt (États-Unis), il a découvert que les glaces de la banquise arctique plus anciennes ont de fortes probabilités de disparaître où il a trouvé à titre exemple 20 % l'accumulation des glaces de la banquise arctique âgées un an et seulement 3% en 2016.

1.2.3. Les indicateurs biologiques

La diversité biologique sera menacé par ces changements dans le climat et qu'elle peut être l'un des indicateurs les plus importants pour exprimer l'existence de ce phénomène (Barbault 1997).

Le rythme du changement climatique, relativement rapide, est l'un des indicateurs qui contribuent à mettre plusieurs espèces animales et végétales devant une situation les rendant incapables de supporter les nouvelles conditions climatiques et de trouver un autre endroit qui convient aux conditions de leurs vies (Teyssède 2004).

2. Les causes de changement climatique

2.1. L'augmentation des concentrations atmosphériques des gaz à effet de serre

depuis la révolution industrielle (années 1750), les activités humaines émettent des gaz à effet de serre (GES) supplémentaires qui s'accumulent dans l'atmosphère et retiennent davantage de chaleur qu'à l'état naturel (Arrouays et al. 2002).

La terre est une planète entourée par une couche d'Ozone, qui représente une fenêtre qui absorbe la chaleur produite par le soleil et émie à la terre à travers des rayons, entraînant ainsi l'augmentation de la chaleur de la surface terrestre, la surface de la Terre, ainsi réchauffée, réémet des radiations vers l'atmosphère (Arrouays et al. 2002).

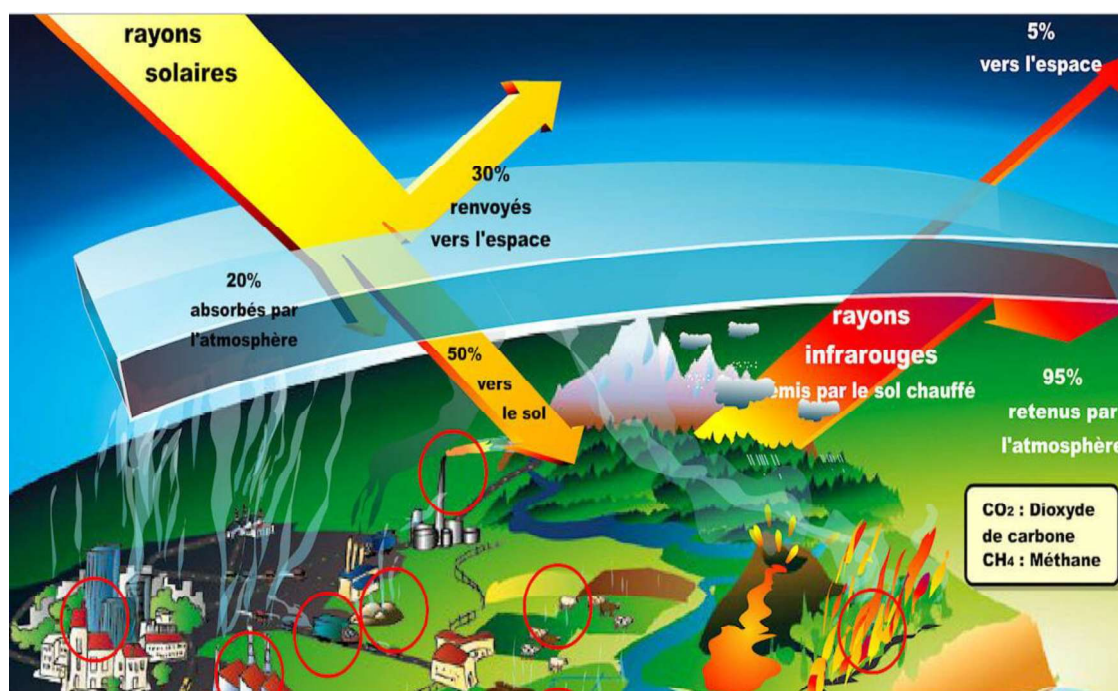


Figure I-2 : Le principe de l'effet de serre

(<https://www.aquaportail.com/definition-2411-effet-de-serre.html>)

La surface de la Terre réchauffée transmet les radiations solaires dans l'atmosphère saturée par ces rayons, la couche d'Ozone ne les laisse pas passer dans l'espace, ceci augmente la température à la surface de la Terre en assurant une température moyenne globale de 15°C (Ducroux and Jean-Baptiste 2004).

Les plus importants gaz à effet de serre sont le dioxyde de carbone, le méthane et l'oxyde nitreux (figure I-2).

2.1.1. Le dioxyde de carbone (CO₂)

Le charbon, le pétrole, le gaz sont les principales sources responsables de l'émission du gaz de dioxyde de carbone, qui s'accumulent d'une quantité de 8.4grs de carbone par an, où 87% de l'énergie produite dans le monde est assurée par ces combustibles fossiles.

Les émissions, les rejets industriels, la déforestation et même l'agriculture intensive participent dans l'augmentation du pourcentage du gaz de dioxyde de carbone d'un taux de 15% soit 1.5grs de carbone par an, où les usines industrielles, les centrales de production de l'énergie et les différents moyens de transport sont les premiers responsables de l'émission du gaz de dioxyde de carbone dans l'univers (GIEC 2007).

La consommation des ménages (cuisson, chauffage, électricité) contribue aussi significativement aux émissions de CO₂ cette concentration augmente continûment depuis le milieu du XIXe siècle (figure I-3), en raison principalement des activités industrielles (CDIAC,2014).

Relativement à l'intervention de l'être humain dans l'émission du CO₂, les phénomènes naturels tels que les volcans et les inspirations des animaux et des plantes y participent.

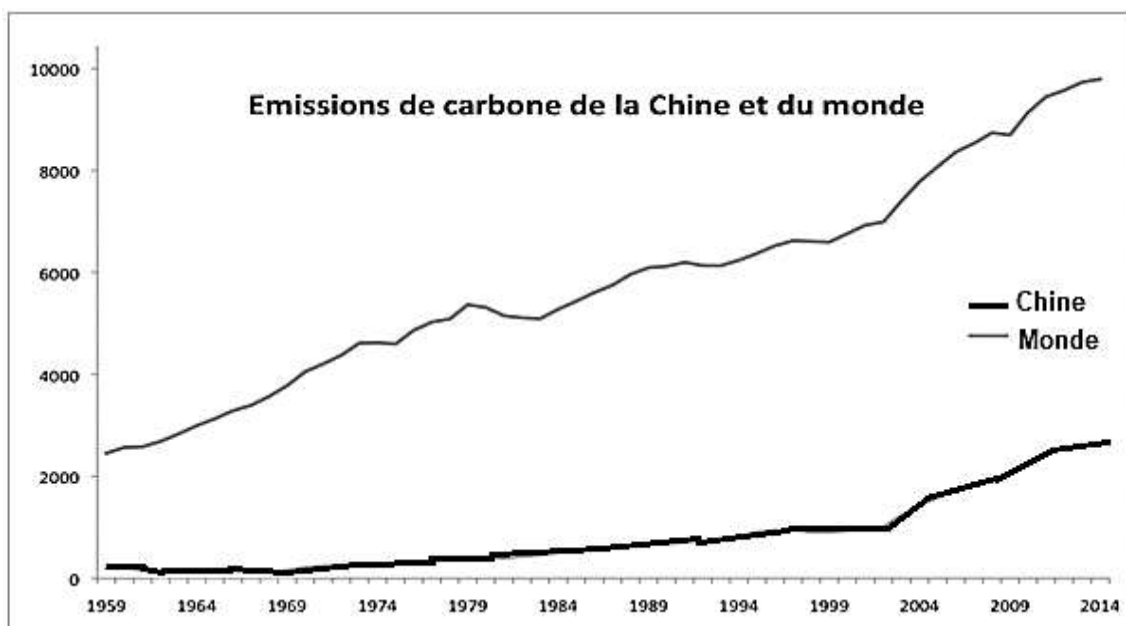


Figure I-3 : Émissions annuelles de carbone de la Chine et du monde (combustibles fossiles, ciment) en millions de tonnes (Carbon Dioxide Information Analysis Center CDIAC,2014).

2.1.2. Le méthane (CH₄)

Le méthane est un gaz produit par la décomposition des substances végétales par des bactéries méthanogènes en absence de l'oxygène, comme les déchets des animaux et plus particulièrement les déchets du bétail, la décomposition de matière organique lors de sa fermentation, la combustion du bois des forêts et celui utilisé pour le chauffage et la cuisson domiciliaire (Grinevald 1990).

Ce gaz prévient aussi de la dégradation des matières organiques dans l'eau, comme la décomposition de la biomasse noyée à cause des inondations des cours d'eau lors de la mise en eau des barrages. Les eaux stagnes, les environnements humides avec un sol non perméable et les résidus du transport et l'exploitation du gaz et du pétrole (fuites de grisou, dans les mines de charbon, les gazoducs, les torchères...etc.) contribuent aussi à la présence de 60% de méthane dans l'atmosphère (Guesnerie 2003).

40% des émissions de méthane sont imputables à des processus naturels tels ceux liés aux terres humides et aux termites dus notamment aux fermentations diverses (zones humides, ruminantes, déchets domestiques, biomasse ...), aux fuites de gaz naturels et à la fonte du pergélisol (GIEC 2007).

2.1.3. Le protoxyde d'azote (N₂O) :

Dans notre environnement, l'azote existe dans le sol et dans les plantes, ainsi que dans l'atmosphère sous forme gazeuse (N₂), les réactions chimiques de ce gaz produisent le gaz de dioxyde de carbone (N₂O) qui représente l'un des plus polluants gaz de l'atmosphère et le principal composant du cycle de l'azote (Hassouna et al. 2015).

La construction de la nitrification et dénitrification de l'azote dans les sols et les fumiers par les micro-organismes joue un rôle important pour émettre le N₂O dans les espaces agricoles, le manque de l'oxygène dans les terrains de sol compact de faible perméabilité et avec l'utilisation intensive des engrais minéraux azotés et d'engrais organiques, ainsi que l'excès de l'azote

minéral produit par ces engrais favorisent l'émission du gaz de dioxyde de l'azote (Dollé et al. 2011).

Ces émissions peuvent atteindre une quantité de 168kg/s dans l'atmosphère qui équivaut 5.3 millions de tonnes /s, le N₂O est considéré parmi les principaux gaz à effet de serre qui polluent notre atmosphère il est classé la troisième place dans le pourcentage de l'émission, et possède une capacité d'augmenter la température de la planète à 310 fois le gaz de dioxyde de carbone CO₂ (www.planetoscope.com/atmosphere/1790-emissions-de-protoxyde-d-azote-n2o-dans-l-atmosphere.html).

2.1.4. La radiation du Soleil

La figure I-4 montre que sur les 342 W/m² que la Terre reçoit du Soleil seul 164 W/m² atteint le sol comme 102 W/m² sont réfléchis (82 W/m² par l'atmosphère et 20 W/m² par la surface terrestre) et 76 W/m² sont absorbés par l'ozone de la stratosphère, la vapeur d'eau et le dioxyde de carbone de la troposphère pour rayonner 240 W/m², la surface de la Terre devrait avoir une température moyenne globale de -18 °C, pour que la Terre atteigne une température de 15°C il faudrait 390 W/m², les 330 W/m² manquants sont fournis par l'atmosphère et constituent ce que l'on appelle l'effet de serre(Allen 2009).

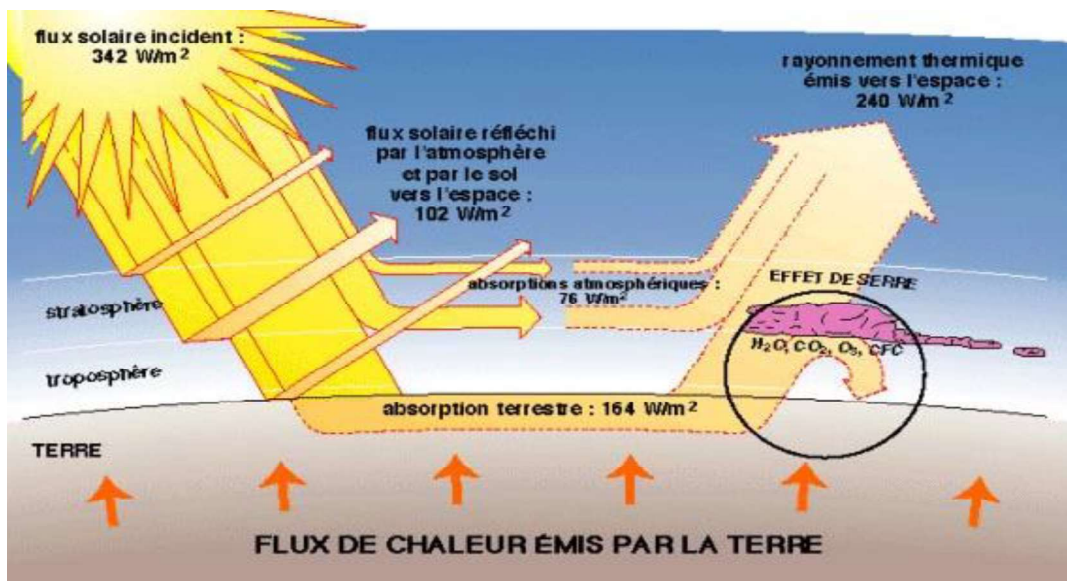


Figure I-4 : L'effet du soleil sur le climat (<https://www.universalis.fr/encyclopedie/terre-bilan-energetique/1-le-systeme-terre-atmosphere/>)

À partir du 20^{ème} siècle, une nouvelle étude confirme que le soleil active le réchauffement climatique même si ses rayons sont faibles, mais il n'a pas encore été trouvé le mécanisme qui fait qu'une petite variation d'énergie du soleil entraîne une modification significative du climat dû au changement de l'activité solaire, les variations de l'émission d'ultraviolet sont plus considérables où la constante solaire peut changer jusqu'à 30% à cause de la contribution du changement de l'ultraviolet, et influe sur la couche d'ozone stratosphérique(Grenier 1979).

L'augmentation et la diminution des températures peuvent être exprimées à partir des maxima ou des minima du cycle de Schwabe (solaire) où la réception d'ultraviolet par la terre est faible durant le minimum du cycle de Schwabe, ce qui permet de détecter une réduction dans la

concentration d'ozone dans le stratosphère, alors que cette concentration augmente de 1 à 2% lors du maximum du cycle, ce qui contribue à l'effet de serre par l'absorption de l'infrarouge (Kandel 2010).

3. Impact de changement climatique

L'augmentation des températures moyennes de la surface terrestre, suite au réchauffement climatique, conduit automatiquement à l'accroissement de la fonte des glaciers polaires, avec une élévation de la hauteur d'eau dans la mer qui peut atteindre 95cm vers la fin du 21^{ème} siècle, d'autre part une simple expansion thermique de l'eau réchauffée joue un rôle important dans cette opération dans les basses terres côtières, où y habite environ 50% de la population mondiale et la probabilité d'occurrence des inondations est très importante (GIEC 2007).

De plus, si on y ajoute les prévisions de croissance démographique pour ces régions côtières très convoitées par une majorité de gens, il est bien possible que la hausse du niveau de la mer soit l'un des plus grands dangers induits par des changements climatiques, les calottes glaciaires polaires fondent et le niveau des océans est en hausse et donc l'impact est majeur pour certaines localités qui en dépendent fortement pour leur industrie touristique, pour l'accès à des ressources en eau, pour la biodiversité et l'environnement, etc (Ouédraogo 2001).

3.1. Le cycle de l'eau et le changement climatique

Des études récentes ont montré que les crises les plus importantes auxquelles nous serons confrontés dans les années prochaines sont l'impact de ce phénomène sur l'eau, c'est par ce vecteur, notamment au travers des modifications du cycle hydrologique (figure I-5), que les effets du changement climatique se feront le plus ressentir, ces impacts concerneront la recharge des nappes aquifères, le risque d'inondations et, dans une moindre mesure, peut-être la consommation d'eau (De Marsily 2009).

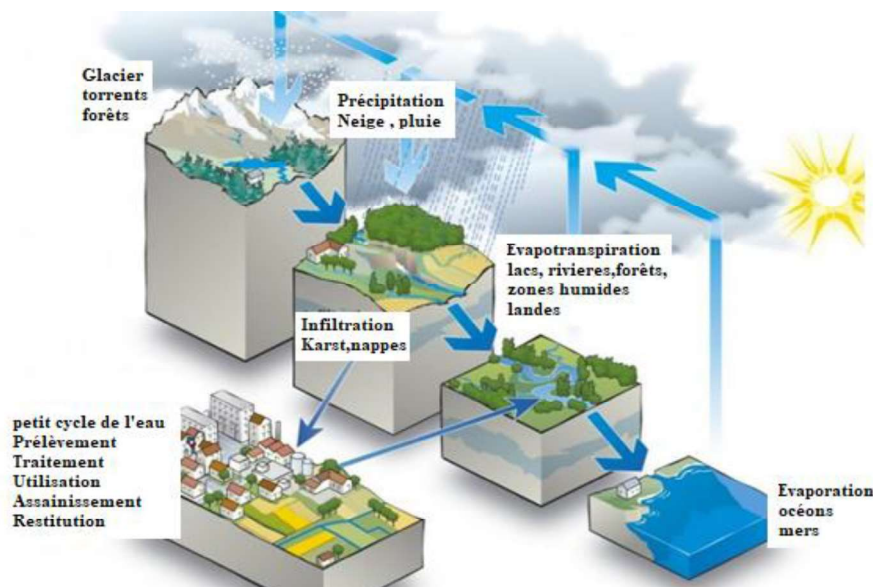


Figure I-5 : Le cycle de l'eau et le changement climatique (Office national de l'eau et des milieux aquatiques l'ONEMA, 2015)

Il est donc primordial d'avoir une connaissance précise de ces changements sur la quantité et la qualité, afin d'en cerner les enjeux et d'y apporter les réponses adéquates.

3.2. Hydrologie et changement climatique

Le changement climatique est désormais une réalité et les premiers impacts se font sentir sur les milieux physiques et biologiques, ces impacts diffèrent fortement d'une région à l'autre.

Ce phénomène est profondément lié au cycle de l'eau avec lequel il interagit à plusieurs niveaux :

3.2.1. Les précipitations

La précipitation est l'une des plus importantes composantes du cycle de l'eau où l'étude de l'évolution des variations annuelles et saisonnières devint très nécessaire pour l'estimation de son impact sur l'ensemble du cycle d'eau. Une étude réalisée dans le but de suivre l'évolution de précipitation moyenne entre 1961 et 1990 et simulée à l'horizon de l'an 2050, montre qu'une nette augmentation a été remarquée dans les parties orientales de l'Amérique du Nord, de l'Ouest l'Amérique de sud, du Nord de l'Europe, et du Nord et du sud de l'Asie, alors qu'une diminution très considérable est mentionnée dans des régions de l'Afrique australe et l'ouest de l'Asie (figure I-6).

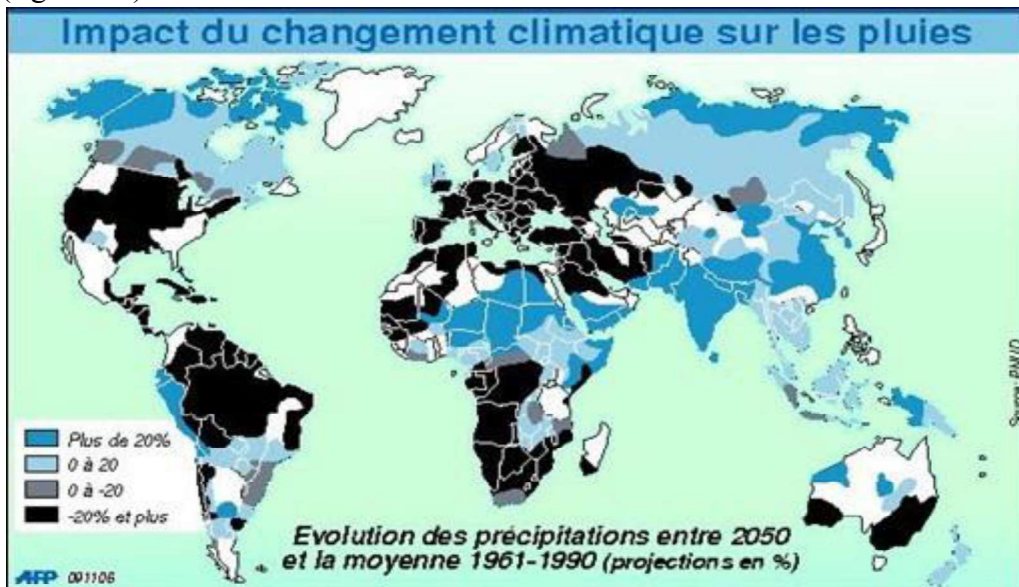


Figure I-6: Impact du changement climatique sur les précipitations entre 2050 et la moyenne 1961-1990 dans le monde (PNUD) <http://www.gazettenucleaire.org/~resosol/controverses/News/2007/impactclimatpluiesmonde.jpg>

Au cours des dernières décennies du 20^{ème} siècle et dans le cadre du suivi du changement climatique, plusieurs études ont été effectuées dans la région du Sud algérien indiquant que les tendances des précipitations totales annuelles sont en diminution permanente, où les ressources en eau superficielle et souterraine ont été clairement affectées à partir du début des années quatre-vingt (Khaldi 2005).

La variation des précipitations due à la perturbation du climat a touché l'Algérie conduisant ainsi à des inondations désastreuses provocantes conduisant des dégâts matériels et humains très importants (Meddi et al 2003, Meddi et al 2009, Nouaceur et al. 2013).

3.2.2. L'évaporation

Grâce au soleil, tout s'échauffe sur la surface de la Terre, notamment l'eau qui s'évapore et atteint l'atmosphère où la quantité d'eau évaporée dépend de la variation de la température, du vent et de l'ensoleillement.

Les principales sources d'évaporation sont les eaux de surface, la mer, les océans, les eaux cumulées dans les barrages et les lacs, d'autres sources d'évaporation, difficiles à estimer, sont souvent négligées malgré qu'elles contribuent à la l'estimation de l'évaporation totale de l'atmosphère, elles résultent de la transpiration des feuilles des plantes, la respiration des animaux et des humains ainsi que l'évaporation des eaux souterraines (Topçu and Elgün 2004). Comme l'air peut contenir plus de vapeur d'eau quand sa température augmente, un réchauffement de l'atmosphère pourrait entraîner une augmentation de l'évaporation du sol. Ceci est vérifié dans les régions humides où l'humidité de l'air est le facteur limitant à l'évaporation alors que dans les régions sèches, la seule source de l'évaporation est généralement celle des êtres vivants sur la surface du sol (Maley 1980).

Bien que l'atmosphère contienne peu de vapeur d'eau, elle exerce un effet important sur la météo et le climat. Se basant sur la température de l'air, on peut estimer sa capacité à retenir l'eau. C'est une relation proportionnelle, car plus l'air est chaud plus sa recevabilité de l'eau est robuste. Le refroidissement brusque de l'air humide réduit sa capacité de retenir l'eau où la vapeur de l'eau existante se condense et se transforme en précipitations (pluies, neige, gèle, rosée, brouillard...etc.) (Ducroux and Jean-Baptiste 2004).

L'évaporation de l'eau affecte également le phénomène du réchauffement climatique, car l'augmentation des gaz à effet de serre (dioxyde de carbone...) engendre le réchauffement dans l'atmosphère et par conséquent l'air absorbe plus d'eau provenant de cette vapeur, et le réchauffement atmosphérique demeure en augmentation continue, l'accroissement de la température accroît la puissance de l'atmosphère à recueillir la vapeur d'eau, l'augmentation de la concentration de la vapeur d'eau dans l'atmosphère contribue aussi à l'absorption de la chaleur (Ducroux and Jean-Baptiste 2004).

3.2.3. L'humidité du sol

L'humidité du sol participe de façon effective à la modulation des variations du climat où l'évaporation peut être limitée par la quantité d'eau contenue par le sol, c'est-à-dire son humidité (Del Castillo et al. 2008).

L'humidité du sol pourrait donc être une mesure intéressante afin d'évaluer les impacts des changements dans le cycle hydrologique par le fait qu'elle est un témoin des effets combinés des changements au niveau de la précipitation, de l'évaporation et du ruissellement au cours de l'année (GIEC 2001).

La fréquence et l'intensité du gel peuvent influencer la capacité d'un sol à contenir de l'eau, la baisse de la fréquence et de l'intensité du gel, cause du changement climatique, réduit la quantité d'eau que peuvent contenir les sols et donc son humidité et pourrait augmenter la quantité d'eau qui circule en surface, notant que la baisse de l'humidité du sol entraînerait un besoin accru en irrigation (Manabe et al. 2004).

3.2.4. Les nappes d'eau souterraines

Les systèmes aquifères représentent la plus grande réserve en eau globalement, les eaux souterraines jouent ainsi un rôle central dans le fonctionnement des écosystèmes et permet à l'humanité de s'adapter à la variabilité climatique, où généralement les cours d'eau alimentent les nappes en hiver et sont alimentés par ces dernières en été (Ambroise 1998). Les nappes jouent un rôle important dans l'existence de l'eau dans les cours d'eau du bassin, versant suivant des étiages, et qui peut être considéré comme étant le principal générateur de ces cours d'eau (Musy 1998).

Le volume d'eau sortant des nappes serait alors plus important et étalé sur une plus grande période (figure I-7).

La recharge en eau des nappes souterraines et plus particulièrement des nappes libres se fait grâce à l'infiltration de l'eau de pluie, cette recharge dépend donc des précipitations. Les différentes études menées sur les changements climatiques montrent, d'une façon générale, que les précipitations sont en diminution continue, surtout en période estivale, à cela s'ajouterait une augmentation de l'évapotranspiration, ce qui diminuerait encore l'eau réellement infiltrée (Meddi et al 2003).

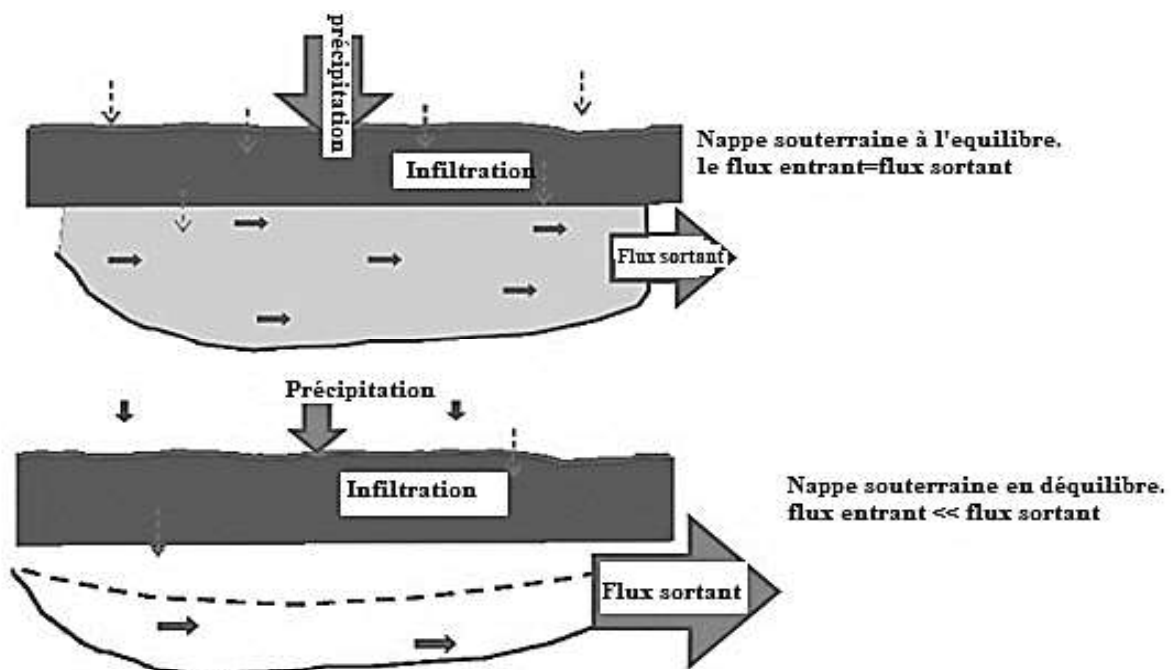


Figure I-7 : Modification de l'interaction nappe / cours d'eau

(<http://sigesaqi.brgm.fr/Impact-du-changement-climatique-sur-les-ressources-en-eau.html>).

3.2.5. Les rivières et fleuves

Dans le monde entier, plusieurs études concernant le sujet du changement climatique et les ressources en eau ont été menées sur des superficies à grandes dimensions allant à des bassins hydrographiques, pour traiter l'impact du changement climatique sur les débits des oueds et les rivières.

Plusieurs études se basent sur la recherche des facteurs réels influençant l'évolution des débits d'eau, où l'on peut trouver les liens reposants sur des méthodes statiques entre les tendances de ce débit et les variables climatiques représentées généralement par la précipitation et la température, ainsi que la plupart de ces études ne sont pas en mesure de déterminer clairement les tendances homogènes des précipitations et des températures, elles sont incapables d'identifier l'impact de chaque facteur y compris les effets de l'activité humaine sur le bassin versant tels que la réalisation des barrages, les retenues, et les routes (Kang et al. 2004).

l'ENSO et le NAO sont des modes de circulation atmosphérique à grande échelle spatiale ainsi que d'autres systèmes produits sur les échelles temporelles à pluri décennale, tous ces facteurs ont des effets très importants, d'une année à l'autre, sur le changement climatique, traduit par des changements très remarquables dans les écoulements des cours d'eau (Cassou and Guilyardi 2007)

3.2.6. Les lacs

Les lacs sont des systèmes dynamiques, en évolution permanente, qui s'adaptent aux modifications de leur environnement, ils sont sous influence de multiples facteurs, agissant à l'échelle globale ou locale : sont particulièrement vulnérables aux changements des paramètres climatiques (température, précipitations) qui sont donc souvent un très bon indicateur de l'évolution de ces paramètres (polluants organiques tels que les HAP et PCB et polluants métalliques tels que le plomb et oxydes de soufre azote) et usages du bassin versant (Barriuso et al. 1996)

L'impact du changement climatique est plus important sur les lacs que sur les cours d'eau puisque les lacs sont menacés par les diminutions du débit et sont soumis sous l'effet de l'évaporation, où le volume d'eau évaporée est parfois égal au volume d'eau reçu de l'amont, et par conséquent la superficie du lac change dans une courte durée, ce qui augmente la concentration des polluants (Barker et al. 2004).

3.2.7. La qualité de l'eau

Le réchauffement climatique peut entraîner à une tendance générale sur la qualité de l'eau, spécialement sur la diminution de la quantité de l'oxygène dissous dans l'eau qui se produit sous l'effet de l'augmentation de la température, ce résultat est similaire à l'influence du développement de la pollution organique (GIEC 2007).

Le changement climatique augmente les situations permettant l'apparition l'élévation des températures et la diminution des débits, ces deux tendances combinées entraineront une diminution du brassage et une augmentation de la stratification thermique des masses d'eau.

Les recherches montrent que plusieurs bassins versant dans les lacs et les cours d'eau ont détecté des variations de la concentration avec des tendances à la hausse en sulfates, en cations basiques et en silice, ainsi qu'une plus grande alcalinité et conductivité liée à l'augmentation de la dissolution de silicates et de sulfates ou de carbonates de calcium et de magnésium, alors que dans quelques écosystèmes alpins de hautes montagnes l'augmentation des températures favorise l'accroissement des végétations, et même l'enrichissement du sol, l'alcalinité a diminué en raison de l'augmentation des apports en acide organique (Alibou 2002).

3.2.8. Agriculture et foresterie

Les chercheurs montrent que le réchauffement, la diminution des précipitations et l'augmentation de la température et de la concentration en CO₂ : autant des phénomènes au cœur du changement climatique, et l'auront une influence sur plusieurs facteurs déterminants pour les cultures, les forêts et l'environnement (alimentation des nappes phréatiques en particulier), certainement ces conditions ont des effets positifs et négatifs sur le rendement de la culture, le développement des forêts et l'évasion terrestre (Nordhaus 1999).

La politique de l'économie dans les régions arides et semi-arides des zones tropicales et subtropicales affecte le secteur agricole, où toute modification de la production agricole peut directement menacer la sécurité alimentaire et provoquer la famine (Petit 2005).

L'accroissement de la fréquence et de la durée des vagues de chaleur dans des épisodes de temps chaud et de sécheresse peut renforcer les dégâts graves et très répandus provoqués par les incendies, tant pour l'industrie de forêt commerciale que pour notre environnement, ce genre d'instabilité dans l'évolution à long terme de la forêt n'a rien de rassurant (Legay and Mortier 2006).

3.2.9. La biodiversité

La biodiversité, c'est la variété de la vie sur Terre, y compris la variabilité au sein de tous les organismes vivants et entre eux de même qu'au sein des écosystèmes qu'ils habitent et entre ces écosystèmes (Barbault 1997).

L'augmentation des températures et les modifications dans le comportement des précipitations ont participé de voir des hivers plus doux, des tempêtes, des inondations ou des sécheresses la modification des cycles de vie accroissement du risque d'extinction de certaines espèces vulnérables, déplacement des airs de réparation et réorganisation et l'abondance des plantes et des animaux et les interactions entre les espèces sont les principales conséquences de changement climatique et les activités humaines qui menacent les écosystèmes naturels (Le Guyader 2008).

3.3-Événements extrêmes

Vagues de chaleur, pluies torrentielles, inondations, sécheresse extrême, tempêtes, cyclones tropicaux, etc.... sont des extrêmes climatiques devenus récemment parmi les sujets les plus traités dans les plus grands débats scientifiques internationaux, et qui sont toujours classés dans le contexte du changement climatique (Le Déaut et al. 2007).

La connaissance de l'évolution de la fréquence des inondations et des sécheresses avec le changement climatique est très importante pour décider de la construction et la gestion des ouvrages hydrauliques (Ambroise 1998).

3.3.1. Les inondations

Généralement tous les facteurs favorisant les inondations à travers le monde ne dépendent pas du climat, et le plus important de ces facteurs est le développement démographique impose une certaine modification des sols, notamment l'augmentation de l'urbanisme ainsi que d'autres modifications faites sur les plaines alluviales (Musy 1998).

Néanmoins, plusieurs recherches ont montré que le changement climatique est le principal facteur responsable des événements extrêmes, qui sont devenus en augmentation continue dans lequel le risque d'inondation est devenu plus important au début du 21^{ème} siècle que durant les deux décennies antérieures (figure I-8) où de nombreuses études ont montré que la principale cause de ces inondations n'était pas l'augmentation du débit de la pluie, mais un ensemble de plusieurs facteurs, qui ont relancé la sensibilité de ce phénomène, et par conséquent le risque devient plus grave.(Renard 2008).

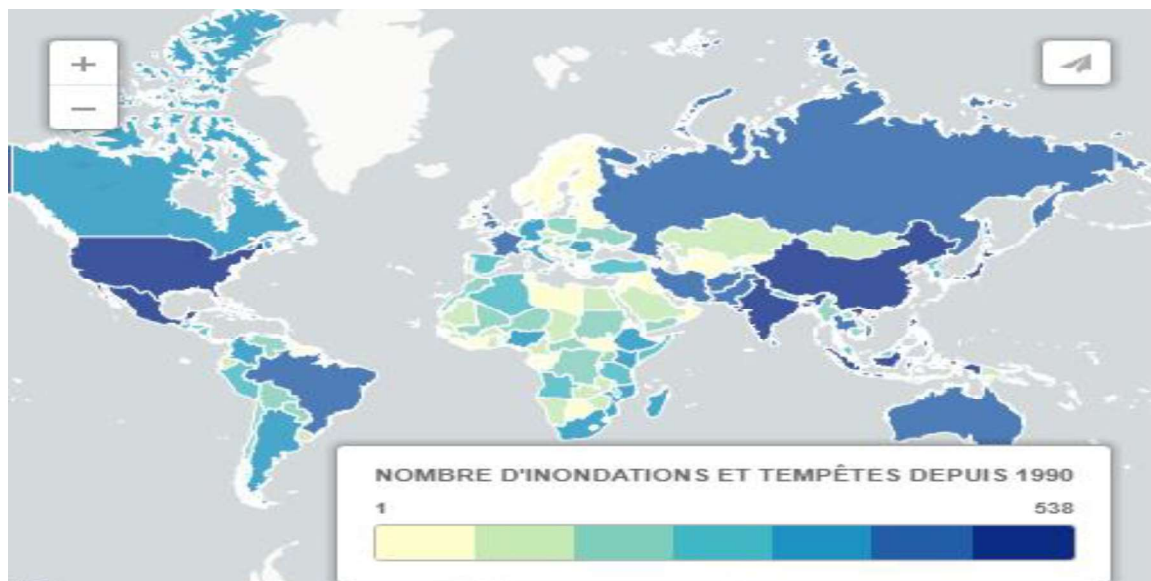


Figure I-8 : Les inondations et les tempêtes depuis 1990 dans le monde (https://images.radio-canada.ca/q_auto,w_635,h_357/v1/ici-info/16x9/carte-inondations-monde-2.jpg)

Au niveau mondial, le nombre de grandes catastrophes par décennie provoquées par les crues continentales au cours de la période 1996-2005 a doublé par rapport à la période 1950-1980 et les pertes économiques associées ont été multipliées par cinq (Kron et al. 2007).

3.3.2. Les sécheresses et désertifications

Les sécheresses sont beaucoup plus difficiles à définir que les inondations en termes quantitatifs et d'après la définition des climatologues, la sécheresse peut être définie comme étant l'absence étendue des précipitations dans une zone où la pénurie en eau et les

températures élevées sont des causes naturelles de la sécheresse en outre les activités humaines exprimées par l'agriculture, les usines, et les habitations sollicitant un apport en eau important qui vont accentuer les effets négatifs de la sécheresse (Bernus 1984). Elle peut être soutenue par des températures élevées en été, provoquant un assèchement des sols et une évaporation plus importante de l'eau. Elle peut causer des dégâts sur la faune et la flore même des mortalités des êtres humains (figure I-9).

La sécheresse peut provoquer des pénuries en eau potable, des destructions de la production agricole, entraîner des incendies de forêts et dans des zones particulières et particulièrement touchées (Afrique) provoquer un exode de la population. (NASA 2010).

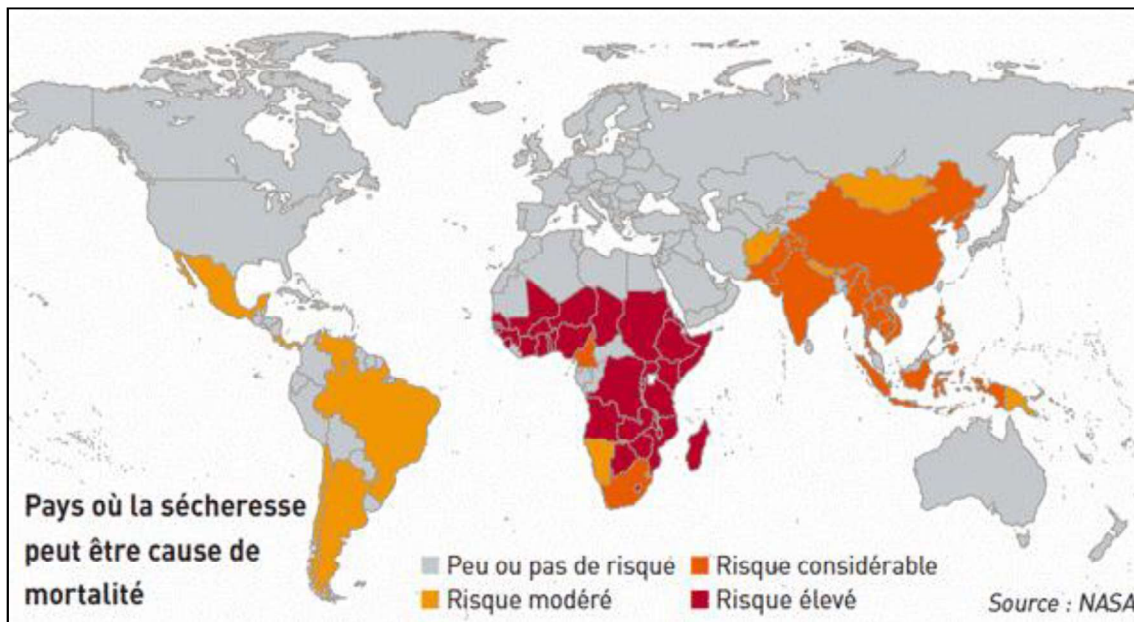


figure I-9: Risque de mortalité par sécheresse dans le monde (NASA 2010)

Les incendies des savanes et des steppes peuvent être considérés parmi les principales causes de la désertification, et participent à des changements climatiques sur l'échelle locale et même globale, elles représentent la source principale des poussières qui influent sur les précipitations et même leurs albédo ont un impact très considérable sur le milieu végétal (Nedjraoui et al. 2008).

Le rabattement anormal du niveau de l'eau dans les nappes souterraines, les cours d'eau, les lacs et les barrages, peuvent exprimer une déclaration sur l'apparition d'une sécheresse hydrologique, l'influence de la précipitation sur les désertifications et la sécheresse est majeure, mais elle ne représente pas la seule cause en présence de la densité de drainage du sol qui peut être traduit par la possibilité et l'impossibilité de contenir des cours d'eau ainsi que la perméabilité et l'imperméabilité du sol (Archaux 2003).

3.4. L'oscillation Nord Atlantique NAO

La NAO (Oscillation du Nord Atlantique) est une variation du climat naturelle qui a des impacts importants sur le climat de l'Europe de l'Ouest, des environs du Nord de l'Afrique et de l'est de l'Amérique du Nord. La NAO a des effets bien plus importants en hiver qu'en été. C'est vers

1920 que les deux météorologues, l'Autrichien Friedrich et l'anglais Gilbert Walker ont découvert l'Oscillation du Nord Atlantique (Khaldi 2005).

Cette Oscillation a aussi une certaine influence, car elle détermine le positionnement et la trajectoire des dépressions de l'hémisphère Nord. La variation de ce phénomène dépend de la pression atmosphérique. Plus la différence des anomalies de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande est importante plus l'index de la NAO est positif. Moins la différence des anomalies de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande est importante plus l'indice de la NAO est négatif (Khaldi 2005).

Cette oscillation peut être quantifiée par un indice. L'indice se calculant avec la méthode la plus facile est la différence de la pression d'une station météorologique proche de l'anticyclone des Açores (Lisbonne ou Ponta ou Delgada ou Gibraltar, etc.) et d'une station proche de la dépression d'Islande (Reykjavik ou Stykkisholmur ou Akureyri, etc.) selon la formule de Rogers (1984).

L'indice se calcul pour chaque hiver et il est compris entre -5 et +5 (Meddi et al. 2009, <http://la.climatologie.free.fr/nao/NAO.htm>)

4.Lutte contre le changement climatique.

Pour limiter le réchauffement de la planète, nous devons réduire les émissions de gaz à effet de serre, il est maintenant indispensable que les politiques des grands organismes dans le monde prennent toutes les mesures nécessaires à cet égard, où la responsabilité de ce problème ne se limite pas seulement au niveau de ces organismes, mais la responsabilité est partagée, en commençant par le simple citoyen, où cela le mode de vie des millions de personnes a également un impact sur notre climat (Arrouays et al. 2002).

La combustion des carburants fossiles contribue principalement à l'existence du gaz à effet de serre, tandis que les changements provoqués par la déforestation qui affecte le globe terrestre, il est donc nécessaire d'orienter toutes les politiques pour réduire la déforestation afin de lutter contre le changement climatique, toutes les politiques sont orientées vers l'utilisation des énergies renouvelables comme remplaçant du carburant ; ce qui peut réduire et même éliminer le problème du changement climatique, où il est considéré parmi les solutions les plus efficaces, en tant que source d'énergie permanente (Meunier 2008).

4.1. Les énergies renouvelables

Il est indispensable, de remplacer autant que possible l'utilisation des carburants fossiles restants par des sources d'énergie durables, l'électricité ne sera plus produite avec du gaz naturel ou du charbon, mais par exemple (figure I-10), par la force hydraulique, la biomasse, l'énergie solaire et l'énergie éolienne (Bal et al 2001).

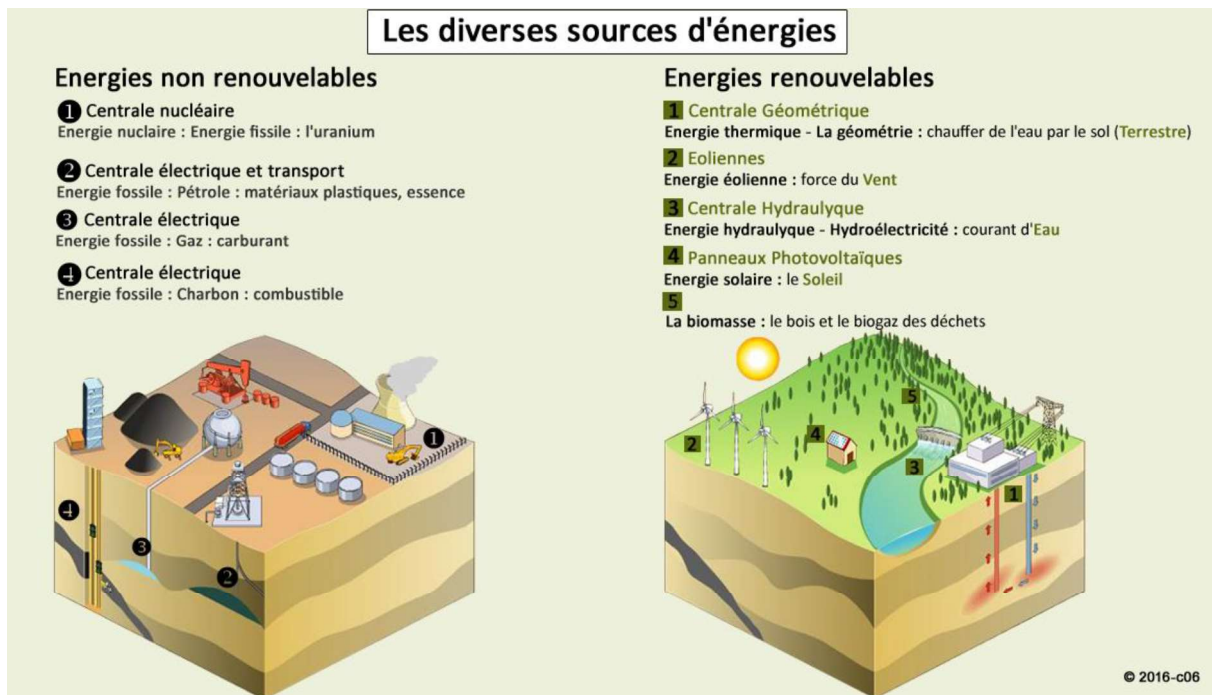


Figure I-10 : Les sources de l'énergie renouvelable
(<https://www.ideo-energies.fr/les-sources-d-energie-renouvelable/2017>)

4.2. Respect de l'environnement

La culture et le mode de vie de millions de personnes ont pourtant un impact considérable sur la planète, pour réduire notre le risque sur le climat on peut envisager trois domaines d'intervention possibles qui ont un l'impact environnemental important de notre mode de production et de consommation : ce que nous mangeons, comment nous nous déplaçons et comment nous nous logeons (Godard and Henry 1998).

Une étude été fait par (Depret et al. 2009) à montrer que le respect de l'environnement est comme suis :

Toutes les sociétés doivent prendre des décisions décisives qui permettent à chacun de respecter l'environnement dans lequel ils vivent, le choix d'un mode de vie durable doit être encouragé et devenir la norme sociale.

Tous les secteurs doivent être impliqués dans ce changement de cap : les pouvoirs publics, les entreprises, l'enseignement, les citoyens, etc.

Les organismes publics doivent jouer un rôle capital pour assurer la consolidation d'une culture pour une société durable.

Conclusion

La récente terrible réduction de l'eau nous amène à repenser à améliorer sa gestion et sa surveillance et à trouver les meilleures solutions pour la stocker, en tenant compte du facteur du changement climatique

On peut considérer l'homme comme étant le grand responsable du réchauffement climatique que l'on connaît actuellement, et les activités humaines émettent depuis plus de deux siècles des gaz à effet de serre de manière croissante dont la majorité émise à l'atmosphère participe à l'effet de serre (le dioxyde de carbone). L'augmentation de la température du globe terrestre, que ce soit sur le sol ou des eaux des mers et des océans, représente les graves conséquences de ce phénomène, ce qui entraînerait à un changement total dans tous les paramètres climatiques d'une façon interactive, alors que les indicateurs de la fonte des glaces, l'élévation du niveau des océans et la croissance des phénomènes extrêmes et les indicateurs biologiques sont aussi les conséquences du réchauffement climatique. À la lumière de toutes ces circonstances actuelles, des solutions peuvent être trouvées pour remédier à ce phénomène et peut-être l'éliminer complètement.

Les conséquences du réchauffement planétaire sont importantes et ont affecté de nombreux domaines tels que l'eau, l'agriculture ; il est nécessaire d'éliminer toutes les conséquences négatives en trouvant des solutions appropriées et rapides.

L'une des mesures les plus importantes sur laquelle il faut rapidement agir consiste à arrêter la production de tous les gaz industriels qui polluent notre environnement (atmosphère, océans, sol) pendant des décennies, en se dirigeant vers de l'utilisation des énergies renouvelables.

La nécessité de trouver ces solutions n'est pas seulement la responsabilité des chercheurs ou des politiciens et des autorités, mais c'est la responsabilité de tous et doit être connue et appliquée par le grand public.

Il est donc important que les gens soient au courant que leurs actions quotidiennes ont un impact sur la planète et que s'ils modifient quelque peu leurs habitudes ils peuvent contribuer à améliorer la situation. Il est nécessaire de revoir notre façon de penser et nos habitudes envers la consommation d'énergie, en nous basant sur l'héritage de nos ancêtres.

Introduction

Dans le domaine de la statistique dénommée analyse des séries temporelles, la dimension temporelle des observations devient primordiale, une série temporelle est définie comme une suite d'observations indexées par le temps, l'attention va se focaliser sur les propriétés évolutives d'une variable aléatoire, tant pour sa prévision que dans sa relation avec son passé (Agnes 2011).

Les séries temporelles peuvent être observées de manière continue ou de manière discrète, les changements que nous pouvons trouver dans les paramètres statistiques des séries chronologiques peuvent être brusques ou graduels (César et al. 2006).

Ce type d'étude a suscité l'intérêt de nombreux chercheurs dans ce domaine, ce qui confirme qu'il existe plusieurs méthodes dans la littérature pour résoudre ce type de problème.

La question du choix du test à utiliser ne possède donc pas de réponse unique, mais dépend du contexte de l'étude.

La modélisation statistique comme toutes les autres modélisations est basée sur le choix du modèle où le modèle le plus fiable est celui qui peut avoir les résultats de ses estimations les plus proches aux hypothèses théoriques, lorsque cela est réalisé, nous pouvons l'utiliser pour la prévisibilité et du contrôle, où les types de modèles sont nombreux et le choix entre eux dépend de la donnée existante ainsi que de la nature problématique traitée (Capéraà 1988).

On s'intéresse aux séries temporelles à citer les tests statistiques utilisés pour détecter la non stationnarité dont nous allons très brièvement rappeler les plus simples, il s'agira de préciser quelques notions sur les modèles déterministes et stochastiques.

1. Les séries temporelles

On peut voir une série temporelle comme une suite d'observations répétées d'un même phénomène à n'importe quelle mesure du temps, dates ou périodes à condition que l'espacement des observations soit constant (par exemple la température moyenne journalière..)(Freeman 1983).

Dans le but de faire une analyse générale d'une série temporelle il est nécessaire de déterminer ses trois types de composantes représentés par : la tendance, la composante saisonnière et la variation aléatoire, certaines études nécessitent la détermination d'autres paramètres qui sont plus évolués, mais qui ne sont pas directement liés à la structure des séries chronologiques, il est alors utile de séparer ces composantes, et ceci pour deux raisons (Granger 1981) :

-première est de répondre à des questions de bon sens comme celle de la croissance ou la décroissance générale du phénomène observé, l'extraction de la tendance et l'analyse de celle-ci répondront à cette question.

L'étude des changements de séries chronologiques nécessite dans de nombreux cas à étudier leurs changements périodiques qui peuvent être exprimés à l'aide de variations saisonnières.

-Le deuxième objectif le plus important également est de vérifier que les séries temporelles sont aléatoires, il est nécessaire d'abord exclure de la probabilité de trouver une tendance et des variations périodiques.

On s'intéresse à l'évolution au cours du temps d'un phénomène, dans le but de décrire, expliquer puis prévoir ce phénomène dans le futur, ainsi, que les données apparaissent à des

dates différentes, qui sont enregistrées sous forme de valeurs numériques disposées en fonction du temps, où l'étude de la prévision des valeurs futures des séries chronologiques est l'un des objectifs les plus importants X_{T+h} ($h = 1, 2, 3, \dots$) de la série temporelle à travers de ses valeurs observées jusqu'au temps T : X_1, X_2, \dots, X_T (Agnes 2011).

Généralement la valeur prédite d'une série chronologique au temps $t+h$ qu'est notée $T(h)$ sera différente par rapport de la vraie valeur X_{T+h} que prend la série au temps $(T + h)$, un autre problème intéressant est la détection de ruptures résultantes, ces ruptures peuvent être de deux ordres, la prévision de ces dates de rupture est bien évidemment très importante (Agnes 2011). Une des hypothèses de base de l'analyse différentielle et chronologique consiste à supposer que le phénomène observé est resté stationnaire et la non-modification (la stationnarité) des paramètres statistiques de n'importe quelle série chronologique à une variable donnée indiquant que cette variable est indépendante du temps, tandis que la non-stationnarité des séries chronologiques a souvent été expliquée par l'existence de certaines dérives dans le temps, en particulier par une tendance déterministe ou stochastique (Ondo 2002).

1.1. Domaines d'application

On trouve des exemples de séries chronologiques univariées dans de très nombreux domaines. La liste suivante n'est qu'un échantillon (Prenat et al. 2010) :

- finance et économétrie : évolution des indices boursiers, des prix, des données économiques des entreprises, des ventes et achats de biens, des productions agricoles ou industrielles,
- assurance : analyse des sinistres,
- médecine / biologie : suivi des évolutions des pathologies, analyse d'électro-encéphalogrammes et d'électrocardiogrammes
- sciences de la Terre et de l'Espace : indice de marées, variations des phénomènes physiques (météorologie), évolution des taches solaires, phénomènes d'avalanches,
- traitement du signal : signaux de communications, de radars, de sonars, analyse de la parole,
- traitement des données : mesures successives de position ou de direction d'un objet mobile (trajectographie),
- métrologie : variation de phase ou de fréquence des oscillateurs où l'on voit que dans un laser, un bruit stationnaire de position sur un miroir conduit à un bruit de phase stationnaire sur l'onde produite, alors qu'un bruit stationnaire sur la longueur de la cavité laser se traduit par un bruit stationnaire sur la fréquence de l'onde, c'est-à-dire une marche au hasard sur sa phase), dérive et bruit des capteurs inertiels.

1.2. Modélisation d'une série temporelle

Un modèle est une représentation simplifiée de la réalité, qui vise à traduire les mécanismes de fonctionnement du phénomène étudié (Ambroise 1998). Le choix d'un modèle par rapport à un autre se base sur les résultats qui doivent être plus proches des valeurs réelles, alors que les modèles les plus favorisés à utiliser sont ceux les plus simples et qui ne nécessitent pas beaucoup de données (Aoki 2013). Généralement, il existe deux types de modèles (Agnés 2011):

1.2.1. les modèles déterministes.

Ces modèles relèvent de la Statistique descriptive ils ne font intervenir que de manière sous-jacente le calcul des probabilités et consistent à supposer que l'observation de la série à la date « t » est une fonction du temps « t » est d'une variable ϵ_t centrée faisant office d'erreur au modèle, représentant la différence entre la réalité et le modèle proposé :

$$X_t = f(t, \epsilon_t).$$

On suppose de plus que les ϵ_t sont décorréliées.

Les deux modèles de ce type les plus usités sont les suivants (Monbet 2011):

a. Le modèle additif (déterministe).

C'est le "modèle classique de décomposition" dans le traitement des modèles d'ajustement. La variable X_t s'écrit comme la somme de trois termes :

$$X_t = Z_t + S_t + \epsilon_t, \dots \dots \dots \text{equ1}$$

Où Z_t représente la tendance (déterministe), S_t la saisonnalité (déterministe aussi) et ϵ_t les composantes ("erreurs au modèle") aléatoires indépendamment et identiquement distribuées (IID).

b. le modèle multiplicatif (déterministe). La variable X_t s'écrit au terme d'erreur près comme le produit de la tendance et d'une composante de saisonnalité :

$$X_t = Z_t(1 + S_t)(1 + \epsilon_t). \dots \dots \dots \text{equ2}$$

L'ajustement est ici multiplicatif et intervient dans les modèles (G)ARCH.

1.2.2. Les modèles stochastiques.

Ils sont du même type que les modèles déterministes à ceci près que les variables de bruit ϵ_t ne sont pas indépendamment et identiquement distribués (IID), mais possèdent une structure de corrélation non nulle (Hamisultane 2002) :

ϵ_t est une fonction des valeurs passées (\pm lointaines suivant le modèle) et d'un terme d'erreur η_t

$$\epsilon_t = g(\epsilon_{t-1}, \epsilon_{t-2}, \dots, \eta_t). \dots \dots \dots \text{equ3}$$

La classe des modèles de ce type la plus fréquemment utilisé est la classe des modèles SARIMA (et de ses sous-modèles ARIMA, ARMA), la série chronologique est l'observation d'un processus stochastique : la modélisation porte ici sur la forme du processus (ϵ_t).

Le cas particulier où la relation fonctionnelle g est linéaire est très important et très usité, il mène aux modèles autorégressifs linéaires, par exemple un modèle d'ordre 2 avec des coefficients autorégressifs a_1, a_2 est donné par

$$\epsilon_t = a_1 X_{t-1} + a_2 X_{t-2} + \eta_t \dots \dots \dots \text{equ4}$$

Où (η_t) est un bruit blanc c'est-à-dire une variable aléatoire de moyenne nulle non corrélée.

Les deux types de modèles ci-dessus induisent des techniques de prévision bien particulières. Schématiquement,

on s'intéresse tout d'abord à la tendance et à la saisonnalité éventuelle(s) que l'on isole tout d'abord.

Ensuite on cherche à les modéliser, les estimer, enfin on les élimine de la série où ces deux opérations s'appellent la détendancialisation et la dessaisonnalisation de la série, une fois ces composantes éliminées on obtient la série aléatoire ϵ_t :

-Pour les modèles déterministes, cette série sera considérée comme décorrélée et il n'y a plus rien à faire.

-pour les modèles stochastiques, on obtient (du moins on l'espère) une série stationnaire (ce qui signifie que les observations successives de la série sont identiquement distribuées, mais pas nécessairement indépendantes) qu'il s'agit de modéliser.

2. Stationnarité

D'après (César et al. 2006) la stationnarité est une propriété de stabilité, la distribution de y_t est identique à celle de y_{t-1} , la série oscille autour de sa moyenne avec une variance constante, le lien entre y_t et y_{t-h} ne dépend alors que de l'intervalle h et non de la date t , où le processus (y_t) est dit strictement ou fortement stationnaire si pour tous h_1, \dots, h_n , la distribution jointe de $(y_t, y_{t+h_1}, \dots, y_{t+h_n})$ dépend uniquement des intervalles h_1, \dots, h_n et non de t .

3. Ergodicité

Cette notion fondamentale vient de la considération suivante : nous savons à présent qu'une série temporelle est une réalisation particulière d'un processus et donc que chaque observation est l'une des réalisations de la variable aléatoire indicée correspondante, alors comment calculer l'espérance, la variance, la fonction d'autocorrélation du processus or que nous savons qu'il nous faut connaître beaucoup plus d'un point par variable aléatoire ? En d'autres termes, comme on ne peut faire de calcul statistique sur un cas, il faut trouver un autre moyen (Eilstein, et al. 2006).

On dira, alors, qu'un processus stationnaire est ergodique. si l'on peut calculer l'ensemble de ses caractéristiques (moyenne, variance, fonction d'autocorrélation) à partir d'une seule trajectoire du processus, c'est-à-dire à partir d'une observation du processus et, par conséquent, de façon pratique, à partir de la série temporelle observée suffisamment longtemps. On se rend compte que si un processus est cyclique, ce qui revient à dire que des observations très éloignées peuvent être corrélées entre elles, on n'arrivera pas à accumuler de l'information. (Eilstein, Le Tertre et al. 2005),

4. La non stationnarité

Définition de la non stationnarité si le processus qui les décrit ne vérifie pas au moins une des conditions de la définition d'un processus stationnaire du second ordre (Hurlin 2004), donnée par:

- $E(Y_t) = m$ indépendant du temps
- $V(Y_t) = \gamma(0) < \infty$, $\gamma(0)$ indépendant du temps
- $Cov(Y_t, Y_{t-h}) = \gamma(h)$ ne dépend pas de tequ5

Ceci nous conduit à définir deux types de non stationnarité selon que c'est plutôt la condition portant sur le moment d'ordre 1 qui n'est pas vérifiée (non stationnarité déterministe) ou les

conditions portant sur les moments du second ordre qui ne sont pas vérifiées (non stationnarité stochastique).

4.1. Non stationnarité déterministe

On dit que le processus Y_t est caractérisé par une non stationnarité déterministe, ou encore que le processus Y_t est TS (Trend stationary) s'il peut s'écrire : $Y_t = f(t) + Z_t$ où $f(t)$ est une fonction qui dépend du temps et Z_t est un processus stationnaire. Ainsi, ce processus est rendu stationnaire en lui enlevant sa tendance déterministe : $Y_t - f(t) = Z_t$ stationnaire (Agnès 2011): La recherche de changements brusques ou graduels dans des séries statistiques est une préoccupation qui a reçu beaucoup d'attention et qui a conduit à une grande abondance de méthodes disponibles dans la littérature.

Les contributions les plus importantes considèrent deux catégories de tests (Hurlin 2001):

1. Les tests de détection d'une non-stationnarité de type tendance en saut(s) ;
2. Les tests de détection d'une non-stationnarité de type tendance linéaire.

4.1.1. Non stationnarité par rupture

On cherche laquelle des deux hypothèses suivantes est vraie (Ondo 2002):

H_0 : (x_1, \dots, x_n) Suit le modèle m_θ

H_1 : il existe un instant de t_0 tel que :

$$\left\{ \begin{array}{l} (x_1, \dots, x_{t_0}) \text{ suit le modèle } m_\theta \\ (x_{t_0+1}, \dots, x_n) \text{ suit le modèle } m_{\hat{\theta}} \end{array} \right.$$

Si la contre hypothèse H_1 est retenue la question subsidiaire est de déterminer la date de rupture t_0 l'intensité de la rupture et les paramètres θ et $\hat{\theta}$. De manière générale, la façon dont l'altération se traduit dépend de l'objet étudié et de la modélisation adoptée. En effet, il peut s'agir d'une rupture brusque (abrupte) ou avec continuité de la moyenne (ou variance) de la série (x_1, \dots, x_n) Par exemple, la figure II-1 illustre le cas d'une rupture brusque survenue à la date t_0 .

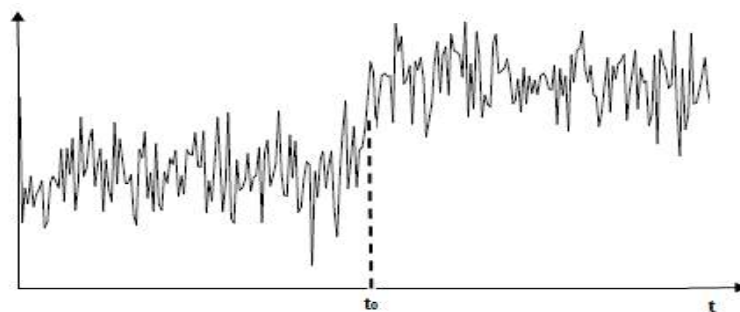


Figure II-1: Illustration d'une rupture brusque survenue à l'instant t_0 . (Ondo 2002) .

4.1.2. Tests de détection d'une non-stationnarité de type tendance linéaire

Dans ce type de tendance, on cherche à vérifier si la distribution de probabilité du processus physique générateur de la série évolue avec le temps. L'illustration d'une tendance linéaire est donnée à la figure II-2.

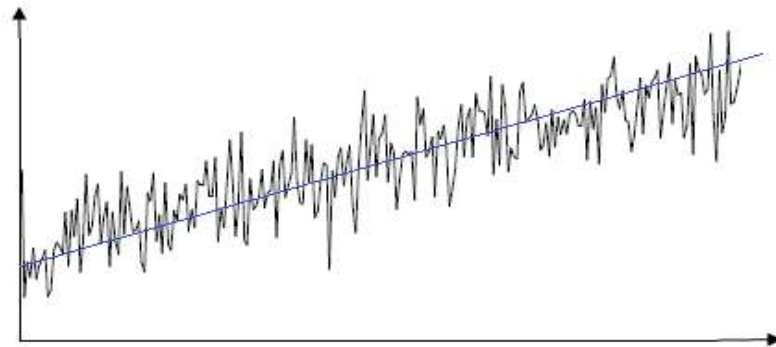


Figure II-2: Illustration d'une tendance linéaire (Ondo 2002) .

Un nombre important de tests paramétriques et non paramétriques a été proposé pour détecter une tendance linéaire dans les séries temporelles de données hydroclimatologiques, les tests paramétriques sont basés essentiellement sur le modèle de régression (Ondo,2002). Ils sont conçus pour tester l'hypothèse nulle de stationnarité $H_0: b = 0$ (absence d'une tendance linéaire dans la série de données) contre là-contre hypothèse qui prétend le contraire, le résultat de ce test est conditionné par la vérification des hypothèses standards d'un modèle de régression, notamment que les erreurs du modèle sont indépendantes et identiquement distribuées suivant la loi normale, très souvent de telles hypothèses sont difficiles à vérifier avec les séries de données de variables hydroclimatologiques, c'est pourquoi on préfère utiliser les tests non paramétriques pour détecter les non-stationnarités de type tendance linéaire (Ondo 2002).

4.2. Non stationnarité stochastique

Lorsqu'une série temporelle est caractérisée par une tendance stochastique, on dit qu'elle provient d'un processus de «marche aléatoire », la figure II-3 montre une illustration de ce type de tendance, à première vue il est difficile de distinguer à l'œil entre tendances stochastiques et déterministes, d'où l'importance de développer des tests formels d'hypothèses(Hurlin 2001).

(Salanié 1999) dit que le processus Y_t est caractérisé par une non stationnarité stochastique, ou encore que le processus Y_t est DS (Difference stationary) si le processus différencié une fois $(1 - L)Y_t$ est stationnaire. On parle aussi de processus intégré d'ordre 1, on note $Y_t \sim I(1)$:

$$(1 - L)Y_t = Z_t \text{ stationnaire} \Rightarrow Y_t = Y_{t-1} + Z_t \dots \dots \dots \text{equ6}$$

De manière générale, on dit que le processus Y_t est un processus intégré d'ordre d, avec d le degré d'intégration, si le processus différencié d fois $(1 - L)^d Y_t$ est stationnaire. On note $Y_t \sim I(d)$:

$$(1 - L)^d Y_t = Z_t \dots \dots \dots \text{equ7}$$

où

$1 - L = \hat{A}(L)$ a pour racine unique un, d'où le terme de racine unité.

$\hat{A}(L)$ est un polynôme en l'opérateur retard L .

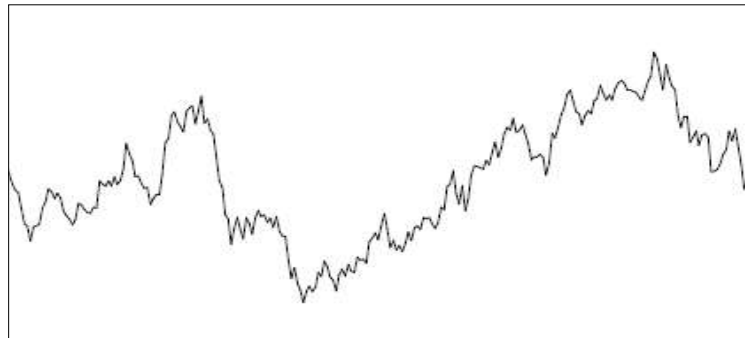


Figure II-3: Illustration d'une tendance stochastique (Ondo 2002) .

5. Les principales causes de non stationnarité des séries Hydro climatique

La question de la stationnarité d'un processus représentatif de variables hydroclimatologiques n'est pas facile à résoudre, car la stationnarité d'un tel processus peut être violée de plusieurs façons. Pour une compréhension correcte de cette question, il importe de préciser le sens attribué à la non-stationnarité des processus représentatifs de variables hydroclimatologiques, surtout pour les processus représentatifs de variables hydrologiques.

Parmi toutes les causes de non stationnarité Nous pouvons souligner les principales trois suivantes (Hurlin 2001): l'évolution du bassin versant, évolution de système d'observation et les forçages climatiques

5.1. Évolution des bassins versant

Probablement cette cause est la plus fréquente celle-ci peut être naturelle liée au processus naturel (forme, dimension, altimétrie, orientation des versants, nature des sols, couvert végétal structuration du réseau hydrographique)(Roche et al. 2012).

Le bassin versant est le siège de nombreuses activités humaines, qu'elles soient le résultat d'une action volontaire ou involontaire on doit tenir aussi compte les modifications faites sur les bassins versants tels que les barrières artificielles (routes, chemins de fer, barrages, etc.), où les conséquences de ces activités transforment profondément le fonctionnement du bassin versant, les barrages ou les digues sont par excellence les ouvrages qui permettent à l'homme de commander les débits à l'aval, c'est-à-dire de fabriquer un régime artificiel plus conforme à ses souhaits (Ambroise 1998). En exploitant les ressources que recèlent les milieux aquatiques (l'eau pour l'alimentation domestique, l'industrie et l'agriculture, etc.), cette transformation se propage à la couverture végétale, élément essentiel pour retenir les eaux de ruissellement et par conséquent ralentir le processus d'érosion (Ambroise 1998).

la possibilité de la modification d'une surface drainée est souvent dépend aux apports latéraux artificiels (réseaux d'eaux usées ou potables, drainages, routes, pompes ou dériviations artificielles modifiant le bilan hydrologique) (Musy 1998).

5.2. Évolution de système d'observation

En pratique, les données sont souvent incomplètes ou inexistantes à certains moments nous les trouvons enregistrés avec des informations qui ne sont pas entièrement pertinentes et si cela est détecté donc c'est une inhomogénéité (hétérogénéité) ce qui signifie que on est incapable de vérifier la validation par les métadonnées, par contre qu'un changement peut se produire dans les métadonnées, mais son effet sur les mesures est généralement non remarquable (Ondo 2002). Les métadonnées sont des informations historiques sur les conditions dans lesquelles les données à une station ont été enregistrées, elles sont constituées des enregistrements de la station, des annuaires météorologiques, des fiches d'inspection, des photographies de la station et de son environnement, d'une entrevue avec la personne responsable d'une station, etc (Aguilar et al. 2005).

Les principales causes d'inhomogénéités dans les séries climatologiques dépendent du paramètre qui est mesuré par exemple, des changements des heures d'observations ou de méthodes de calcul peuvent causer une inhomogénéité dans les séries de températures moyennes et d'humidité, mais n'affectent pas les précipitations ou la pression, les sauts de moyenne et les tendances sont les deux types d'inhomogénéités les plus communes (Ondo 2002).

Parmi les principales causes permettant de favoriser la présence d'un changement par saut dans les séries des données climatiques on peut citer (Lespinas 2008):

- changement ou dégradation de l'appareil de mesure.
- changement de l'observateur qui prend les mesures
- changent les moyens de calcul (méthodes statistiques).
- changement dans les horaires des observations pour prendre les mesures.

Les déplacements et changements d'exposition sont susceptibles d'introduire des sauts très importants dans les séries de précipitations. (Daly, Gibson et al. 2007) expliquent comment différents observateurs peuvent introduire des biais dans les séries de précipitations. De manière générale, la principale cause de rupture dans la plupart des séries climatologiques est probablement le déplacement de station. Tout un changement immédiat qui se produit dans un milieu environnemental d'une station donnée peut provoquer des changements graduels dans leurs séries d'observations, par exemple l'urbanisation et l'industrialisation influencent beaucoup les températures moyennes (Peterson et al. 1998).

La même chose parmi les causes principales de la détection des inhomogénéités progressives dans les séries chronologiques on trouve la reforestation un milieu des forêts où se situe la station de ces séries, de toutes les méthodes d'homogénéisation de données climatiques développées dans la littérature, celles ayant la capacité de bien détecter des tendances sont très rares, en effet, une tendance est plus délicate à quantifier, car il faut identifier correctement le début et la fin de cette tendance sans oublier son amplitude (Ondo 2002).

5.3. Les forçages climatiques

Dans le cadre général, le forçage c'est tous les processus qui peuvent être imposés sur un système dynamique (océan, atmosphère, activités humaines) et pouvant perturber son équilibre. Le forçage dans domaine climatique c'est toutes les actions permettant de perturber le bilan

radiatif de climat représentant le bilan de l'énergie de la planète. Ils sont donc définis au sommet de l'atmosphère (à une altitude non définie, mais suffisante pour que la pression atmosphérique soit très faible) et s'expriment en W/m^2 , le système climatique réagit à ces forçages par des variations de climat qui agissent sur les caractéristiques d'un régime hydrologique. Son effet peut contribuer à une modification du cycle hydrologique global en intensifiant certains flux comme l'évaporation, ce qui conduit inexorablement à modifier les conditions d'occurrence des débits qui représentent le régime hydrologique, des crues plus accentuées et plus fréquentes en hiver, des étiages plus marqués en été ces forçages peuvent être naturels ou d'origine humaine (Ondo 2002).

Parmi les forçages naturels, les plus importants sont : les variations de l'ensoleillement, elles-mêmes causées soit par des variations de l'intensité du rayonnement émis par le soleil soit par des variations de la distance Terre-Soleil ainsi que les éruptions volcaniques qui provoquent des variations de la quantité de rayonnement solaire réfléchi par la planète (Robock 2000, Baroni et al. 2007).

Les forçages anthropiques, on trouve : les émissions de gaz à effet de serre ; les émissions d'aérosols ; la déforestation et plus généralement la modification des surfaces végétales (Gasser 2014).

6. Les tests de stationnarité

6.1. Tests de stationnarité (déterministe)

Les chercheurs s'intéressent depuis longtemps à l'étude des changements graduels ou brusques dans les séries chronologiques, cela est évident avec les nombreuses méthodes existantes dans la littérature traitant de ce type de problème, cependant chacune de ces méthodes possède son propre champ d'application et ses propres hypothèses (Renard 2008).

D'après Kendall et Stuart (1943), pour comprendre soigneusement le déroulement statistique permettant de générer une série d'observations il est nécessaire d'entamer une étude d'analyse statistique, mais pour atteindre ce but, notre étude ne devrait pas se limiter à une seule série des données, le nombre des séries différentes que nous rencontrons lors de l'étude des séries temporelles n'est qu'une représentation partielle d'un phénomène complexe.

Il existe également des séries spéciales appelées chaîne de points, pour lesquelles certains phénomènes générés nécessitent de prendre en compte la localisation des données de ces séries ainsi que les dimensions spatiales de ces phénomènes avant de commencer l'interprétation, le premier critère de classification des tests qui vient à l'esprit est la nature de l'hypothèse alternative à la stationnarité, pour les tests en moyenne nous avons (Lespinas 2008):

-les tests de rupture (unique ou multiples)

-les tests de tendance (linéaire ou quelconque) toute série peut être représentée par l'un ou plusieurs de ces constituants. L'étude des séries temporelles est consacrée en grande partie à isoler et à analyser séparément chacune des composantes constitutives de la série.

6.1.1. Tests de détection d’une non-stationnarité de type rupture unique au niveau de la moyenne d’une série :

Une forme particulière de non-stationnarité qui peut être étudiée dans une série est un changement brutal de sa moyenne à un instant inconnu, nous nous intéressons successivement aux tests statistiques de détection de rupture puis aux méthodes d’estimation des paramètres de cette dernière. Enfin, nous nous interrogerons sur la pertinence du modèle de rupture en hydrologie.

Les tests de comparaison en moyenne d’échantillons peuvent être utilisés pour tester la stationnarité d’une série.

Les deux principaux tests de comparaison en moyenne sont :

- le test de Student (test paramétrique)
- le test de Wilcoxon (non paramétrique)

Ces tests sont des tests classiques initialement conçus pour comparer deux échantillons et vérifier s’ils appartiennent à la même population, dans le cadre d’une étude de stationnarité, ce test peut être utilisé si la date de rupture présumée est connue (Renard 2006).

a. Test de Student

Le test de Student, ou test t, est un ensemble de tests d’hypothèse paramétriques où la statistique calculée suit une loi de Student lorsque l’hypothèse nulle est vraie, le test de Student peut être utilisé notamment pour tester statistiquement l’hypothèse d’égalité de l’espérance de deux variables aléatoires suivant une loi normale et de variance inconnue, il est aussi très souvent utilisé pour tester la nullité d’un coefficient dans le cadre d’une régression linéaire il est utilisé pour déterminer si deux ensembles de données sont significativement différents l’un de l’autre où (Yue and Pilon 2004) :

Soient x_1 et x_2 deux variables aléatoires indépendantes de lois normales de moyennes \bar{x}_1 et \bar{x}_2 , et s_1^2 et s_2^2 désigne les variances des deux sous échantillons (supposés égaux). Les deux sous-séries contiennent respectivement n_1 et n_2 valeurs.

$$\left\{ \begin{array}{l} s_1^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n_1} (x_1 - \bar{x}_1)^2}{n_1 - 1} \text{ la variance pour la variable } x_1 \\ s_2^2 = \frac{\sum_{i=n_1+1}^n (x_2 - \bar{x}_2)^2}{n_2 - 1} \text{ la variance pour la variable } x_2 \dots\dots\dots \text{equ8} \\ s^2 = \frac{(n_1 - 1)s_1^2 + (n_2 - 1)s_2^2}{n_1 + n_2 - 2} \text{ la variance commune aux deux échantillons} \end{array} \right.$$

On utilise le test de Student pour deux échantillons indépendants (Monbet 2009).

-Si les variances s_1^2 et s_2^2 sont connues, on calcule

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2}}} \dots\dots\dots \text{equ9}$$

-Si les variances s_1^2 et s_2^2 sont inconnus, il faut tenir compte de la taille des échantillons

$$\left\{ \begin{array}{l} t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\frac{s_1^2}{n_1-1} + \frac{s_2^2}{n_2-1}}} \text{ si } n_1 > 30 \text{ et } n_2 > 30 \\ t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{s \cdot \sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}}} \text{ si } n_1 < 30 \text{ ou } n_2 < 30 \text{ et } s_1 \text{ et } s_2 \end{array} \right. \dots \text{equ10}$$

b. Test du Pettitt

Le fondement du test du Mann-Whitney est le suivant (Ceresta, 1986). Pettitt (1979) reprend le fondement du test du Mann-Whitney en le modifiant. Le test du Pettitt est un test non-paramétrique et libre. Ce test est réputé robuste sa version adaptée à l'étude de la stationnarité. Son principe est le suivant :

La série étudiée est divisée en deux sous-échantillons les valeurs de ces deux échantillons sont regroupées et classées par ordre croissant, on calcule alors la somme des rangs des éléments de chaque sous-échantillon dans l'échantillon total. Une statistique est définie à partir des deux sommes ainsi déterminées, et testée sous l'hypothèse nulle d'appartenance des deux sous-échantillons à la même population avec (Ondo 2002) :

L'hypothèse nulle du test est l'absence de rupture dans la série.

Soit $D_{ij} = \text{sgn}(x_i - x_j) = \begin{cases} 1 & \text{si } x > 0 \\ 0 & \text{si } x = 0 \\ -1 & \text{si } x < 0 \end{cases} \dots \text{equ11}$

On considère la variable U_t, N telle que :

$U(t) = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^n \text{sgn}(x_i - x_j) \dots \text{equ12}$

La statistique de test vaut alors :

$Z = \max_{t=1,2,\dots,n-1} (|U(t)|) \dots \text{equ13}$

et une estimation du point de rupture est naturellement :

$\hat{k} = \text{Arg} \max_{t=1,2,\dots,n-1} (|U(t)|) \dots \text{equ14}$

Soit Z la variable définie par le maximum en valeur absolue de U_t, n pour t variant de 1 à $n-1$. Si z désigne la valeur de Z prise sur la série étudiée, sous l'hypothèse nulle, la probabilité de dépassement de la valeur z est donnée approximativement par :

La fonction de répartition de Z peut être approchée asymptotiquement par (Pettitt, 1979):

$\text{Prob}(Z > z) \approx 2 \exp\left(\frac{-6z^2}{n^3+n^2}\right) \dots \text{equ15}$

a. Statistique U de Buishand (1982, 1984) :

Le fondement de ces tests est le suivant : considérons la somme cumulée des écarts à la Moyenne jusqu'à un certain rang k (Renard 2008):

Où

$S(k) = \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x}) \dots \text{equ16}$

La statistique de test obtenue par la division des valeurs de $S(k)$ Par la déviation standard une valeur de Z est élevée en un point k peut être le signe d'une rupture dans la chronique. La statistique de test est donc finalement :

$$Z = \max_{k=1,2,\dots,n} \left(\frac{|S(k)|}{\sqrt{n} \cdot \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (x_i - \bar{x})^2}} \right) \dots \text{equ17}$$

et une estimation du point de rupture est naturellement :

$$\hat{k} = \text{Arg} \max_{k=1,2,\dots,n} \left(\frac{|S(k)|}{\sqrt{n} \cdot \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (x_i - \bar{x})^2}} \right) \dots \text{equ18}$$

Les valeurs critiques prises en compte ont été évaluées grâce à des simulations Monte Carlo par Buishand (1982) par la génération des séquences aléatoires, ces valeurs sont données dans l'illustration suivante (Tableau II-1):

Tableau II-1 : Valeurs critiques de la statistique (Z) de Buishand

n	Z au niveau de signification		
	$\alpha = 0.1$	$\alpha = 0.05$	$\alpha = 0.01$
10	1.05	1.14	1.29
20	1.1	1.22	1.42
30	1.12	1.24	1.46
40	1.13	1.26	1.5
50	1.14	1.27	1.52
100	1.17	1.29	1.55
∞	1.22	1.36	1.63

d. Méthode bayésienne

Contrairement aux méthodes statistiques classiques, l'approche bayésienne ne s'appuie pas uniquement sur un échantillon de données (Renard 2006). Elle incorpore également dans l'analyse, des connaissances a priori sur les paramètres des échantillons de données que l'on étudie. Cette information a priori peut provenir d'analyses statistiques antérieures ou des connaissances subjectives des experts. Ces connaissances se traduisent par des probabilités (a priori) d'occurrence pour les différentes valeurs possibles du paramètre, que l'on appelle *loi a priori* du paramètre, le modèle de base de la procédure est le suivant (Kotz et al, 1981) :

$$x_i = \begin{cases} \mu + \varepsilon_i i = 1, 2, \dots, t \\ \mu + \Delta + \varepsilon_i i = t + 1, t + 2, \dots, n \end{cases} \dots \text{equ19}$$

Les ε_i sont indépendants et normalement distribués, de moyenne nulle et de variance S^2 . t, μ, Δ et S sont des paramètres inconnus et indépendants où :

$$1 \leq t \leq n - 1, -\infty \leq \mu \leq \infty, -\infty \leq \Delta \leq \infty, S(k) > 0$$

μ : la moyenne de la variable x_i

t : la position dans le temps de la variable x_i

Δ : L'amplitude d'un changement éventuel de moyenne de la variable x_i

S : L'écart type de la variable x_i

L'approche bayésienne présentée est fondée sur les distributions marginales a posteriori de m et Δ (Lee and Heghinian, 1977).

Les distributions a priori de t et d sont :

$$Prob(t) = \frac{1}{n-1} t = 1, 2 \dots n - 1 \dots \dots \dots \text{equ20}$$

prob (Δ) est normale de moyenne nulle et de variance S_{Δ}^2 .

La distribution a posteriori de t est définie par :

$$prob(t|x) \propto \frac{\sqrt{\frac{n}{t(n-t)}}}{[R(t)]^{((n-2)/2)}} \quad 0 \leq t \leq n - 1 \dots \dots \dots \text{equ21}$$

avec

$$R(t) = \frac{\sum_{i=1}^t (x_i - \bar{x}_t)^2 + \sum_{i=t+1}^n (x_i - \bar{x}_{n-t})^2}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}_n)^2} \text{ et } \bar{x}_t = \frac{1}{t} \sum_{i=1}^t x_i, \bar{x}_{n-t} = \frac{1}{n-t} \sum_{i=t+1}^n x_i \dots \dots \dots \text{equ22}$$

On sait que distribution a posteriori de Δ est :

$$prob((\Delta|x) = \sum_{t=1}^n prob(\Delta|t).prob(t|x) \dots \dots \dots \text{equ23}$$

La distribution conditionnelle a posteriori de Δ par rapport à t, $prob(\Delta|t)$ suit une loi de Student à (n-2) degrés de libertés, de moyenne $(\bar{x}_t - \bar{x}_{n-t})$ et d'une variance définie comme suit :

$$S^2(\Delta|t) = \frac{nR(t) \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}_n)^2}{(n-2)t(n-t)} \dots \dots \dots \text{equ24}$$

La méthode de Lee & Heghinian nous fournit un outil graphique de décision : la représentation des deux distributions a posteriori (instant et amplitude de rupture) permet d'identifier rapidement et clairement les différents changements de moyenne, comme ceci est illustré par la (figure II-4), cependant, si Lee & Heghinian nous fournissent les lois a posteriori sous l'hypothèse d'une rupture unique, ils ne proposent pas de test pour juger de cette hypothèse, donc il est nécessaire d'avoir vérifié au préalable l'hypothèse d'une rupture unique, où la présence d'une tendance perturbe notablement les résultats du modèle (Droesbeke and Fine 2002).

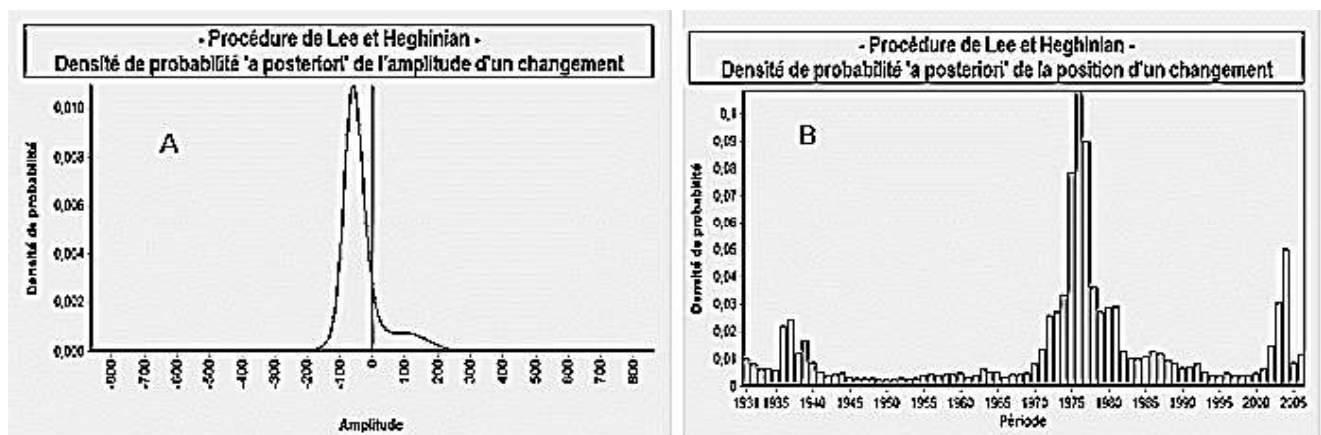


Figure II-4 : densité de probabilité a posteriori de l'amplitude (A) et de la position (B) Logiciel Chronostat (François Delclaux UMR HydroSciences Montpellier IRD, France 2017)

1.2. Détection de ruptures multiples

Nous pouvons constater que la plupart des tests statistiques recensés s'inscrivent dans le cadre de la détection d'une rupture unique dans la structure de la série d'observations, où le choix de

ce cadre d'étude s'explique par le fait que nous ne disposons des chroniques hydrologiques complètes et fiables que depuis une cinquantaine d'années (développement d'un réseau de stations de mesures) et que sur de telles périodes il est peu probable d'observer plus d'un changement climatique, une autre raison est la complexité des modèles mathématiques à plusieurs ruptures (IRD 2017).

a. Test de Kruskal & Wallis

Le test de Kruskal et Wallis est un test non paramétrique pour comparer plus de 2 échantillons sur des données qui peuvent être des moyennes, des fréquences ou encore des variances, le test de Kruskal-Wallis est la généralisation du test de Wilcoxon – Mann Whitney pour un nombre d'échantillons supérieur à 2, Il a été développé dans les années 1950 (Kruskal and Wallis 1952), il permet de tester si k échantillons (k>2) proviennent de la même population, ou de populations ayant des caractéristiques identiques, au sens d'un paramètre de position (le paramètre de position est conceptuellement proche de la médiane, mais le test de Kruskal-Wallis prend en compte plus d'information que la position au seul sens de la médiane (Breslow 1970).

Comme tous tests non paramétriques, le test de Kruskal Wallis compare des rangs de données. Il peut ainsi comparer des moyennes, des fréquences ou en encore des variances que nous allons traiter sous forme de rangs, appliqué dans la perspective d'une analyse de la stationnarité d'une série hydrologique, il permet de comparer les différentes sous-périodes d'une même série. Cela suppose que soient connus le nombre présumé de ruptures et leurs dates où la statistique du test est comme suit (Vargha and Delaney 1998) :

Soit une série de n observations chronologiques ($x_i, i=1 \dots n$)
 Cette série est divisée en m sous-périodes qui comprennent chacune $n_j (j=1 \dots m)$ éléments.
 Soit $R_{i,j}$ le rang global de la ième observation de la jème sous-période.

On donne $R_j = \sum_{i=1}^{n_j} R_{i,j} \dots \dots \dots \text{equ25}$

La statistique du test est KW définie comme suit

$$KW = \frac{12}{n.(n+1)} \sum_{j=1}^m \frac{R_j^2}{n_j} - 3.(n + 1) \dots \dots \dots \text{equ26}$$

Dans le cas où nous avons des ex-aequo qui sont communs à un ou plusieurs échantillons, il faut ajuster la Valeur KW par la valeur donnée par la formule suivante (Vargha and Delaney 1998)

$$1 - \sum \frac{t_j.(t_j^2 - 1)}{n^3 - n} \dots \dots \dots \text{equ27}$$

où

t_j : Le nombre d'observations associé à la valeur en question. Si par exemple nous avons 2 valeurs de 6, alors t_j sera de 2

b. Méthode de segmentation des séries hydrométéorologiques

Une procédure de segmentation de séries hydrométéorologiques a été présentée par Hubert et al. (1989).

Le principe de cette procédure est de "découper" la série en m segments ($m > 1$) de telle sorte que la moyenne calculée sur tout segment soit significativement différente de la moyenne du (ou des) segment(s) voisin(s). Une telle méthode est appropriée à la recherche de multiples changements de moyenne.

Considérons une série temporelle de n observations notées ($x_i, i=1 \dots n$) divisées en m segments ($m \in [1 ; n]$). Pour tout k compris entre 1 et m , soit i_k le rang dans la série initiale du dernier élément du k ème segment. Posons, de plus, $i_0 = 0$. Pour tout k , nous noterons \bar{X}_k la moyenne des termes de la k ème sous-série et n_k le nombre d'éléments qu'elle contient.

La segmentation est définie de la façon suivante (Kingumbi et al. 2000) :

$$x_k = \frac{\sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} x_i}{n_k} \dots \dots \dots \text{equ28}$$

$$D_m = \sum_{k=1}^{k=m} d_k$$

avec

$$d_k = \sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} (x_i - \bar{x}_k) \dots \dots \dots \text{equ29}$$

La segmentation retenue doit être telle que pour un ordre m de segmentation donné, l'écart quadratique D_m Soit minimum. Cette condition est nécessaire, mais non suffisante pour la détermination de la segmentation optimale. Il faut lui adjoindre la contrainte suivante selon laquelle les moyennes de deux segments contigus doivent être significativement différentes. Cette contrainte est satisfaite par application du test de Scheffé (Dagnélie 1970).

D'après les auteurs (Hubert et al. 1989) cette procédure de segmentation peut être interprétée comme un test de stationnarité, "la série étudiée est stationnaire" constituant l'hypothèse nulle de ce test. Si la procédure ne produit pas de segmentation acceptable d'ordre supérieur ou égal à 2, l'hypothèse nulle est acceptée. Aucun niveau de signification n'est attribué à ce test.

6.1.3. Tests de tendance :

Test de la régression linéaire

Pour représenter l'évolution naturelle d'une grandeur physique, nous pouvons utiliser un autre modèle mathématique que celui de la rupture, étudiée précédemment : la tendance linéaire, ce dernier semble mieux adapté pour décrire des phénomènes progressifs comme le réchauffement climatique ou ses conséquences controversées sur les régimes hydrométriques (Ondo 2002).

b. Version de base du test de régression linéaire

Le test de régression linéaire teste l'hypothèse de stationnarité contre celle d'une tendance linéaire, il s'appuie sur un modèle de régression simple entre la série et le temps.

Ce test est basé sur le modèle paramétrique suivant (Renard 2006):

$$X_t = \alpha + \beta t + \varepsilon_t \dots \text{equ30}$$

Où les erreurs ε_t suit une loi normale centrée de variance σ^2 . Par la méthode des moindres carrés, les paramètres sont estimés de la manière suivante:

$$\hat{\beta} = \frac{\sum_{t=1}^n (t-\bar{t})X_t}{\sum_{t=1}^n (t-\bar{t})^2} \dots \text{equ31}$$

La variance de l'estimateur de tendance peut être estimée par :

$$\text{var}(\hat{\beta}) = \frac{\sum_{t=1}^n (X_t - \hat{\alpha} - \hat{\beta}t)^2}{(n-2)(n^2-1)} \dots \text{equ32}$$

Le test de la régression linéaire consiste alors à vérifier que l'estimateur du coefficient directeur β est proche de zéro. Pour cela, on compare la statistique de test suivante aux quantiles d'une loi de Student à $n-2$ degré de liberté :

$$Z = \frac{\hat{\beta}}{\sqrt{\text{var}(\hat{\beta})}} \dots \text{equ33}$$

Il s'agit donc ici d'un test paramétrique, supposant la normalité des données, et spécialement conçu pour détecter une tendance linéaire. Ce test est cependant réputé robuste à une distribution qui serait éventuellement non Gaussienne.

c. La méthode de Mann-Kendall

permet de tester s'il existe une tendance monotonique dans une série de données chronologique. Ce test est non paramétrique et ne demande donc pas de vérification de la distribution des données.

La statistique du test est obtenue de la manière suivante (Yue and Pilon 2004) :

Soit $(x_i)_{i=1..n}$ une série comprenant plus de 10 termes.

Pour i allant de 1 à n , et pour j strictement supérieur à i , considérons les couples (x_i, x_j)

Soit les ensembles $P = \{(x_i, x_j) / i \in [1, n], i < j \text{ et } x_i > x_j\}$

et $M = \{(x_i, x_j) / i \in [1, n], i < j \text{ et } x_i < x_j\}$

La statistique du test est définie par

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{signe}(X_j - X_i) \dots \text{equ34}$$

$$\text{Où } \begin{cases} \text{sgn}(x) = 1 \text{ pour } x > 0 \\ \text{sgn}(x) = 0 \text{ pour } x = 0 \\ \text{sgn}(x) = -1 \text{ pour } x < 0 \end{cases}$$

Sous l'hypothèse nulle H_0 , Mann (1945) et Kendall (1975) ont démontré que pour les échantillons de taille $n \geq 10$, la statistique suit une loi normale de moyenne et variance :

$$E(S) = 0$$

$$\text{var}(S) = n \cdot (n - 1) \cdot (2n + 5) / 18 \dots \text{equ35}$$

De plus, dès que l'échantillon compte une dizaine d'observations, alors la loi de la statistique de test Z ci-dessous peut être approchée par une Gaussienne centrée-réduite :

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{var}(S)}} si s > 0 \\ 0 si s = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{var}(S)}} si s < 0 \end{cases} \dots\dots\dots \text{equ36}$$

S'il y a des valeurs égales dans la série, la variance var(S) doit être calculée comme suit :

$$\text{Var}(S) = (n(n - 1)(2n + 5) - \sum_{k=1}^n t_k k(k - 1)(2k + 5))/18 \dots\dots\dots \text{equ37}$$

Où t_k désigne le nombre d'égalités identifiées dans la série impliquant k valeurs.

Le coefficient de corrélation τ (Tau) du test Kendall est une mesure robuste de la corrélation avec une bonne résistance aux biais dus à quelques valeurs exceptionnelles ou incohérentes. Le coefficient de corrélation τ (Tau) égale :

$$\tau = \frac{S}{n(n-1)/2} \dots\dots\dots \text{equ39}$$

Avant d'aller plus avant dans l'exploration de cette structure, il convient de se pencher sur une notion importante, la fonction d'autocovariance qui est aux séries temporelles ce que la matrice variance covariance est aux variables aléatoires classiques.

-Calcul de la pente de sen et de l'ordonnée à l'origine

La pente de la droite de régression (appelée pente de kendall ou pente de Sen) est estimée par la méthode de sen (sen 1968), la pente est la médiane de toutes les pentes calculées entre chaque paire de points, l'estimation de l'ordonnée à l'origine peut être calculée de différente manière. la méthode est celle recommandée par Helsel et Hirsch(2002) utilisant la pente de médiane pente de sen β (Conover and Conover 1980) :

$$\beta = \text{médiane}_{i < j} \left\{ \frac{y_j - y_i}{x_j - x_i} \right\}, i < j \text{ et } i = 1, 2, \dots, (n - 1) \text{ et } j = 2, 3, \dots, n \dots\dots\dots \text{equ38}$$

6.2. Tests de racine unitaire et de stationnarité

Une série temporelle X_t ($t=1,2,\dots$) est dite stationnaire (au sens faible) si ses propriétés statistiques ne varient pas dans le temps (espérance, variance, auto-corrélation).

Identifier qu'une série n'est pas stationnaire permet ensuite d'étudier de quel type de non-stationnarité il s'agit, une série non-stationnaire peut, entre autres, être stationnaire en différence : X_t n'est pas stationnaire, mais différence, mais $Y_t - Y_{t-1}$ est stationnaire. C'est le cas de la marche aléatoire, cette série peut également être stationnaire en tendance, c'est à dire qu'elle présente une composante additive fonction du temps que l'on compensera pour ne conserver que la composante stationnaire de la série(Hénin and Henin 1989).

Les tests de stationnarité permettent de vérifier si une série est stationnaire ou non. Les tests de racine unitaire comme le test de Dickey-Fuller, le test augmenté de Dickey-Fuller (ADF), ou encore le test de Phillips-Perron (PP) pour lesquels l'hypothèse nulle est que la série a été générée par un processus présentant une racine unitaire, et donc, qu'elle n'est pas stationnaire(Hurlin and Mignon 2005).

D'après une série temporelle peut exhiber diverses formes de non-stationnarité, la non-stationnarité peut provenir d'une tendance ou d'une saisonnalité, de coefficients ARMA non

stables dans le temps (les coefficients du modèle peuvent changer au cours du temps) ou encore la présence de la racine 1 dans le polynôme $\Phi(B)$ d'autorégression, concernant le troisième cas (Proïa 2013) l'exemple le plus est celui de la marche aléatoire $X_t = X_{t-1} + \varepsilon_t$ où $\varepsilon_t \in \mathbb{Z}$ est un bruit blanc, puisque $\Phi(B) = 1$

Tester la présence de la racine 1 dans le polynôme d'autorégression (on parle de test de racine unité). Lorsqu'une série temporelle semble avoir une moyenne $E(X_t) = a + bt$, on peut aussi se demander si la série est stationnaire à une tendance linéaire près ou si la non-stationnarité apparente est due à la présence d'une marche aléatoire, il faut aussi faire attention à ces racines unité à cause des régressions dites fallacieuses (Proïa 2013).

Par exemple, si $Y_t = Y_{t-1} + \varepsilon_t$ et $X_t = X_{t-1} + \eta_t$ equ40 sont deux marches aléatoires indépendantes, considérer le modèle de régression $Y_t = \beta_0 + \beta_1 X_t + kt$ conduit à une estimation de β_1 par moindres carrés ordinaires (MCO) significativement non nulle (alors qu'aucun lien n'existe entre les séries).

Le comportement des estimateurs en présence de racine unitaire est très différent du cas où les processus en jeu sont stationnaires.

Par exemple, dans le modèle $X_t = \phi X_{t-1} + \varepsilon_t$, supposons les données correspondent au cas de la marche aléatoire (cas $\phi_0 = 1$). L'estimateur moindres carrés ordinaires (MCO) vérifie que :

$$\hat{\phi} = \frac{\sum_{t=1}^T X_{t-1} X_t}{\sum_{t=1}^T X_{t-1}^2} \Leftrightarrow \hat{\phi} - 1 = \frac{\sum_{t=1}^T X_{t-1} \varepsilon_t}{\sum_{t=1}^T X_{t-1}^2} \dots \dots \dots \text{equ41}$$

6.2.1. Test de Dickey et Fuller

Le test de Dickey et Fuller en 1979 c'est un test permet d'étudier si une série est stationnaire ou non en raison de sa simplicité de sa capacité à permettre d'appréhender la problématique de la racine unitaire le modèle est donné par (Francis 1999) :

$$\left\{ \begin{array}{l} H_0 \text{ processus non stationnaire, il correspond à une de ces formes de non stationnarité :} \\ [1] X_t = \phi_1 X_{t-1} + \varepsilon_t \text{ où } \phi_1 = 1 \\ [2] X_t = \phi_1 X_{t-1} + \mu + \varepsilon_t \text{ où } \phi_1 = 1, \mu = 0 \\ [3] X_t = \phi_1 X_{t-1} + vt + \mu + \varepsilon_t \text{ où } \phi_1 = 1, v = 0 \\ H_1: |\phi_1| < 1 \end{array} \right. \dots \dots \dots \text{equ42}$$

On peut écrire les hypothèses aussi sous la forme suivante :

$$\left\{ \begin{array}{l} H_0 \text{ processus non stationnaire, il correspond à une de ces formes de non stationnarité :} \\ [1] \Delta X_t = (\phi_1 - 1) X_{t-1} + \varepsilon_t \text{ où } \phi_1 = 1 \\ [2] \Delta X_t = (\phi_1 - 1) X_{t-1} + \mu + \varepsilon_t \text{ où } \phi_1 = 1, \mu = 0 \\ [3] \Delta X_t = (\phi_1 - 1) X_{t-1} + vt + \mu + \varepsilon_t \text{ où } \phi_1 = 1, v = 0 \\ H_1: |\phi_1| < 1 \end{array} \right. \dots \dots \dots \text{equ43}$$

Les paramètres μ , ϕ et v sont estimés par moindres carrés ordinaires (MCO)

On commence par l'étude le modèle général [3]. on regarde si v est significativement différent de 0 ou non. si v est significativement différent de 0, on passe à l'étude du modèle [2] et on cherche à savoir si μ est significativement différent de 0 ou non. si μ est significativement différent de 0, on étudie le modèle [1].

6.2.2. Test de Dickey-Fuller augmenté (ADF)

Considérer un processus autorégressif d'ordre 1. On généralise l'approche précédente au cas de p retards (Barthélémy 1997), considérons l'analogue de [3] avec la décomposition :

$$X_t = \mu + vt + \sum_{j=1}^p \phi_j X_{t-j} + \varepsilon_t \dots \dots \dots \text{equ44}$$

Lorsque le polynôme $\Phi(B) = 1 - \sum_{j=1}^p \phi_j B^j$ admet toutes ses racines à l'extérieur du disque unité, la série est stationnaire à une tendance déterministe près. Dans ce cas, on a $\sum_{j=1}^p \phi_j < 1$. Le cas non stationnaire correspond alors au cas $\sum_{j=1}^p \phi_j = 1$ (présence d'une racine unité dans le polynôme). La décomposition equ 59 peut être réécrite

$$\Delta X_t = \mu + vt + \pi X_{t-1} + \sum_{j=1}^{p-1} \psi_j \Delta X_{t-j} + \varepsilon_t \dots \dots \dots \text{equ45}$$

Avec $\pi = \sum_{j=1}^p \phi_j - 1$, $\Delta X_t = X_t - X_{t-1}$ et $\psi_j = -\sum_{i=j+1}^p \phi_i$ pour $1 \leq j \leq p - 1$.

Comme pour le cas p=1, trois situations peuvent être examinées.

- Lorsque la série semble nulle en moyenne (on fixe $\mu = v = 0$ dans equ 45 on teste $H_0 : \pi = 0$ contre $H_1 : \pi < 0$. La procédure est alors basée sur l'estimateur de π par moindres carrés ordinaires.
- Lorsque la moyenne de la série ne semble avoir de tendance (on impose $v = 0$ dans equ 45, on teste $H_0 : \mu = 0, \pi = 0$ contre $H_1 : \pi < 0$. La procédure est aussi basée sur l'estimateur de π par MCO.
- Lorsque la moyenne de la série semble évoluer linéairement avec le temps, on teste $H_0 : v = 0, \pi = 0$ contre $H_1 : \pi < 0$. Lorsque l'alternative semble préférable, il est possible d'étudier directement la série sans la différencier (estimation par moindres carrés ou par maximum de vraisemblance).

6.2.3. Le test Philips et Perron

Le test Philips et Perron permet de prendre en compte à la fois la corrélation et l'hétéroscédasticité des erreurs. Il s'appuie sur les mêmes modèles que ceux du test Dickey et Fuller simple, mais propose une corrélation non paramétrique de la statistique $t_{\hat{\phi}}$

Le déroulement du test de Philips et Perron s'effectue en quatre étapes qui sont (Hamisultane 2002):

1-estimation par la méthode de moindre carrée ordinaire les trois modèles de test de Dickey-Fuller simple et calcul des résidus $\hat{\varepsilon}_t$.

2-détermination de la variance dite de court terme :

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n \hat{\varepsilon}_t^2 \dots \dots \dots \text{equ46}$$

3-estimation du facteur correctif s_t^2 appelé variance de long terme :

$$\text{Où } s_t^2 = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n \hat{\varepsilon}_t^2 + 2 \sum_{j=1}^b \left(1 - \frac{j}{b+1}\right) \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n \hat{\varepsilon}_t^2 \hat{\varepsilon}_{t-j}^2 \quad b \approx 4 \left(\frac{n}{100}\right)^{2/9} \dots \dots \dots \text{equ47}$$

$$\text{Avec } t_{\hat{\Phi}_1}^{pp} = \sqrt{k} \frac{(\hat{\Phi}_1 - 1)}{\hat{\sigma}_{\hat{\Phi}_1}} + \frac{n(k-1)\hat{\sigma}_{\hat{\Phi}_1}}{\sqrt{k}}$$

$$k = \frac{\hat{\sigma}^2}{s_{\hat{t}}^2} \dots \dots \dots \text{equ48}$$

Philips et Perron (1988) montrent que cette correction non paramétrique apportée à $t_{\hat{\Phi}_1}$ ne modifie pas la distribution asymptotique de la statistique qui reste identique à celle qui est observée dans le cas du test de Dickey-Fuller simple. en conséquence, les valeurs critiques tabulées par Dickey-Fuller demeurent également valables pour le test de Philips et Perron.

Conclusion

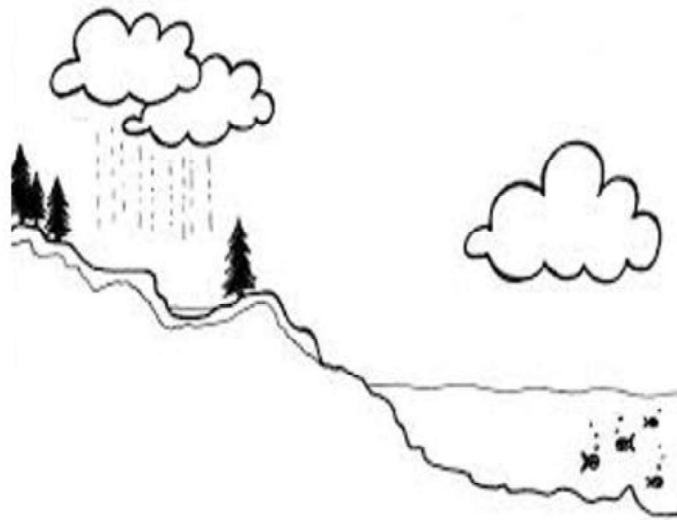
Tous les concepts liés aux thèmes des séries chronologiques sont toujours en évolution compte tenu de leur large utilisation, mais ceux que nous avons présentés dans ce travail n'en représentent qu'une petite partie de connaissance autour de ce sujet.

De façon rapide, on peut distinguer : les modèles déterministes et stochastiques et la stationnarité et non stationnarité.

Face aux interrogations sur les conséquences hydrologiques du réchauffement climatique, ce travail a permis de dresser un état des lieux des méthodes disponibles pour la détection des changements dans une chronique. Dans un premier temps, les méthodes statistiques employées en hydrologie pour caractériser la non-stationnarité d'une série ont été recensées et classifiées. L'hypothèse de stationnarité est un préalable au traitement statistique d'une série de données temporelles. Si cette hypothèse est relâchée et qu'en particulier on travaille sur des séries non, stationnaires, on s'intéressera à définir de façon plus précise la notion de stationnarité puis on tentera de comprendre les causes de non-stationnarités d'une série chronologique hydropluviométrique.

Chapitre III

Milieu physique



https://www.google.com/search?biw=1366&bih=625&rlz=1c1&asf=ACYBGNQmABYKpv-fb60sRzVdku-a9vciA%3A157483050769&sa=1&ei=qWHeXoy7Kl-ViuTSz7GQCQ&q=carte+basin+versant&oeq=carte+basin+img_l=img.1.0.3539.383476.387335.3893111...0.0.164.1097.0j9...0...1...pva-wiz-mg...0j030j8i30.VcCx15EZZF4u

Introduction

L'hydrologue ne s'intéresse pas qu'au volume total évacué à un 'exutoire (problème du bilan), mais aussi à la manière dont ce volume se répartit dans le temps (problème de l'hydrogramme), dans cette dernière partie les caractéristiques du bassin interviennent considérablement dans cet ordre d'idées, le bassin versant peut être caractérisé par sa morphologie (forme, relief, réseau de drainage), la nature du sol et la couverture végétale (Ambroise 1998).

La géomorphologie fait partie des caractéristiques les plus décisives du réseau de drainage, de la capacité de stockage de ses couches phréatiques et des processus érosifs qui s'y déroulent, et elles sont déterminantes des conditions et des caractéristiques du territoire pour modéliser un bilan hydrique le plus précis possible du bassin (Roche 1962).

Le bassin versant de Chélif a été choisi comme bassin d'application de notre travail pour la diversité des données qui sont disponibles est malgré l'absence quasi-total d'études. Nous présentons ici les principales caractéristiques du bassin, les données du milieu physique dont nous disposons et l'interprétation que nous pouvons en faire sur le fonctionnement hydrologique de notre site d'étude. Tout régime hydrologique ne peut être catégoriquement perçu, sans avoir besoin d'effectuer une étude minutieuse des circonstances physico-géographiques du bassin versant, dont l'interaction et la complémentarité de ses éléments déterminent la variabilité et l'intensité du comportement des phénomènes hydrologiques dans le temps et dans l'espace.

1. Situation du bassin d'étude

Le bassin hydrographique «Chélif-Zahrez » située au centre Ouest de l'Algérie du Nord et limité naturellement au Nord par la mer Méditerranée, à l'ouest par la région Oranie – Chott Chergui, à l'Est par la région Algéroise – Hoddna – Sommam et au sud par le Sahara, regroupe trois bassins hydrographiques le Chélif, le Zahrez et le Côtier Dahra.

Le bassin du Chélif est le plus grand du point de vue superficie en Algérie, il représente plus de 77 % de la superficie totale du bassin Chélif Zahrez avec une superficie de 47 269 km², le bassin du Chélif s'étend entre les méridiens 0° et 3°30' Est et entre les latitudes 34° et 36° Nord. Il est limité au Nord par la Méditerranée et bassin du côtier, à l'Ouest par le bassin Oranais, au Sud par les hautes plaines et à l'Est par le bassin algérois. Il est compartimenté en trois bassins versants (figure III-1) notés comme suit :

1. Le bassin du Chélif amont du barrage de Boughzoul,
2. le bassin du Haut et du Moyen Chélif,
3. Le bassin du bas Chélif et de la Mina.

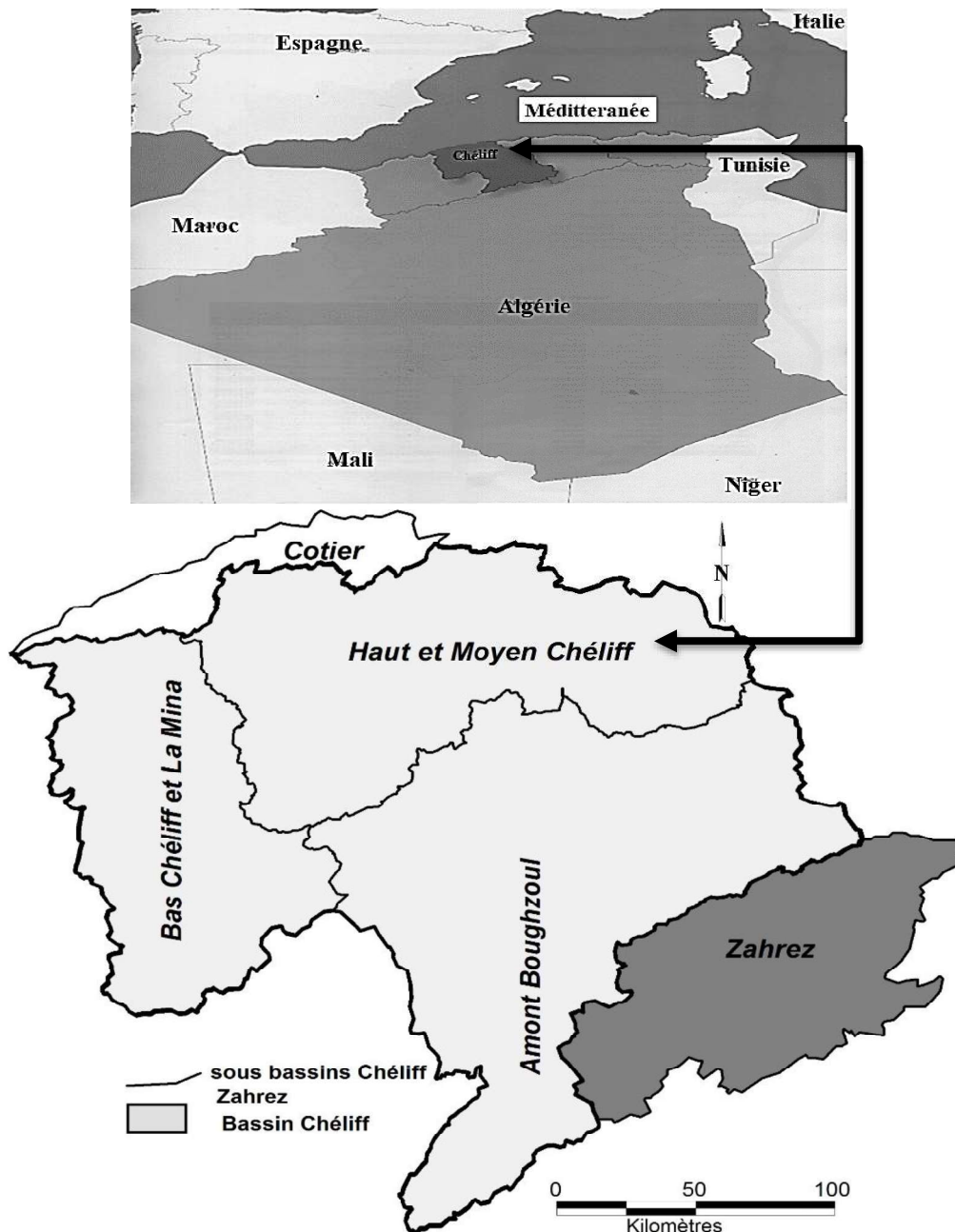


Figure III-1 : Situation géographique du bassin du Chélif.

2. Géologie du bassin du Chélif

Selon le rapport définitif du ministère des ressources en eau (2006) de l'Etude de Développement d'un Plan de Gestion Intégrée des Ressources en Eau de la Région Hydrographique (Chélif – Zahrez), la zone d'étude se trouve incluse dans une grande unité tectonique qui comprend les territoires de la frange Nord de l'Algérie jusqu'à la limite avec la faille sud Atlassique. Cette frange du territoire doit son origine tectonique aux grands mouvements de la tectonique « alpine » qui ont lieu dans toute la région méditerranéenne (Mattauer 1958).

Dans la région d'étude, on distingue les trois grandes structures sédimentaires caractérisant le Nord de l'Algérie :

– L'Atlas Tellien avec la grande Plaine du Chélif qui divise la région du Massif de Dahra et du Massif de l'Ouarsenis.

– La zone des Hauts Plateaux, le grand plateau situé au sud de l'Atlas Tellien jusqu'à la grande unité tectonique suivante :

– L'Atlas Saharien, qui marque la limite sud du bassin et délimite la plate-forme saharienne. La stratigraphie de la zone de l'Atlas Tellien est dominée par des matériaux Paléozoïques avec différents degrés de métamorphisme, qui sont composés des schistes micacés, de gneiss, de grès et de quartzite. Sur ceux-ci, une puissante série de matériaux sédimentaires se développe (Polvéche 1960).

Les matériaux du Mésozoïque commencent par la période Trias représentée par une lithologie dans laquelle dominent les grès, les évaporites et les calcaires dolomitiques. Ces matériaux sont formés par les continuelles intrusions marines qui se succèdent depuis le Mésozoïque, donnant lieu à de grands dépôts associés à ces processus, tels que les carbonates, les faciès argileux-carbonatés, argileux-gréseux ou détritiques (Polvéche 1960).

Durant le Crétacé supérieur, une intrusion marine a recouvert tout le Nord de l'Algérie et du Sahara, dont il faut exclure certaines zones des Hauts Plateaux. Cette période a laissé des faciès fondamentalement marneux. Pendant la période Cénozoïque, des processus d'intrusion et de régression marine se succèdent également, permettant la formation de divers matériaux tels que les gypses, les marnes, les calcaires et les grès. Les grands dépôts marins du Chélif se forment pendant le Pliocène, tandis que les dépôts Quaternaires sont d'origine continentale (Polvéche 1960).

D'après (Boulaine 1957) la vallée du Chélif est une zone synclinale plus au moins plisséesynclitorium sont bien connus, où on trouve que :

Les versants de l'Ouarsenis les couches plongent vers le Chélif sous un angle presque insignifiant, au Nord le plus souvent, elles s'inclinent brusquement et sont parfois presque verticales, ce qui, dans certain cas, a pour effet de rejeter la nappe aquifère à une plus grande profondeur.

Les géologues ont cherché à dégager les ondulations anticlinales qui constituent le synclitorium du Chélif. Le synclitorium du Chélif subit d'autre part l'influence d'accidents subméridiens ou déformations orthogonales. Deux de ces accidents présentent une importance particulière et limitent en somme à l'Ouest et à l'Est, le développement de la plaine du Chélif (Perrodon, 1957) :

A l'Ouest deux compartiments différents de l'Atlas ; à l'Est la fameuse dorsale Médéa-Laghouat-Hoggar, des accidents transversaux permettent de délimiter de grandes unités paléographiques.

Ainsi ce style tectonique se définissant par l'intersection d'accidents perpendiculaires (Est-Ouest et Nord-Sud), s'il n'est pas particulier à la vallée du Chélif, contribue cependant à en souligner l'unité et à expliquer les divisions.

Le bassin du Chélif est un bassin en compression d'âge Mio-Plio-Pleistocène à axe de direction générale Est-Ouest. Il s'est structuré pendant les dernières étapes de l'orogène alpine, il appartient aux bassins sédimentaires sub-littoraux allongés Est-Ouest et mis en place après la dernière phase alpine de tectonique tangentielle (Perrodon, 1957).

Au Nord, cette dépression est séparée de la mer par le Tell septentrional représenté par une suite de reliefs parallèles formés essentiellement de terrains jurassico-crétacés que l'on retrouve aussi dans la plaine (Dahra et massifs épis métamorphiques à schistosités du Doui, Rouina et Témoulga) (Repelin 1895).

Au sud, le bassin du Chélif est limité par le Tell méridional représenté par un ensemble de massif montagneux où le substratum y est principalement marno-calcaire et correspond à l'allochtone tellien avec ses différentes nappes (Repelin 1895).

À partir de l'observation des structures tectoniques et microtectoniques, (Meghraoui, 1982) distingue les étapes suivantes dans l'histoire néotectonique du bassin du Chélif :

1) Au Serravallien supérieur et au Tortonien inférieur, une phase distensive est à l'origine de l'ouverture du bassin du bas Chélif, de direction d'allongement NNW-SSE, et de la mise en place de structures en horst et graben qui seront comblées ultérieurement par des dépôts sédimentaires post-nappes. Les failles normales de direction NE-SW à ENE-WSW jouent en failles décrochantes sénestres avec parfois même une composante en failles inverses, lors des phases compressives ultérieures ;

2) Au Tortonien supérieur et au Messinien, une épaisse formation de marnes se dépose entre le Tortonien supérieur et le Messinien comblant ainsi les bassins préexistants. Ces dépôts font suite à la transgression du Tortonien supérieur.

Cette période est caractérisée par une déformation plastique se traduisant par des mouvements compressifs, contemporains du comblement des bassins, entraînant la formation de plis de direction E-W à WNW-ESE ;

3) Au Pliocène inférieur, une phase compressive importante provoque la formation de pli de direction N 110°. Elle devient paroxysmale après les dépôts du Pliocène inférieur.

Ce qui a pour effet d'accentuer les structures plissées du Tortonien supérieur et du Messinien.

Les anciennes failles normales jouent alors en décrochements sénestres ;

4) au Pliocène supérieur, un épisode compressif Nord-Sud déforme les niveaux continentaux du Pliocène supérieur suivant des plis de direction Est-Ouest ;

5) Au Quaternaire, une deuxième phase compressive importante associée à une direction de raccourcissement orientée NNW-SSE à NW-SE plisse et déforme les niveaux du Quaternaire.

Les effets de cette compression quaternaire entraînent la création de petits bassins allongés de direction Est-Ouest et le rétrécissement Nord-Sud du bassin du Chélif.

Les études néotectoniques entreprises depuis quelques années montrent que la déformation actuelle est principalement en compression et résulterait d'une direction de raccourcissement NNW-SSE, associant failles inverses chevauchantes et failles décrochantes (Groupe de Recherche néotectonique de l'Arc de Gibraltar 1977). Cette direction résulte de la convergence entre les plaques Afrique et Eurasie. Les vitesses de rapprochement entre ces deux plaques, obtenues à partir de l'étude de l'expansion océanique de l'Atlantique, permettent de proposer des valeurs de 0,5 à 1 cm/an en Méditerranée occidentale et de 2,5 cm/an en Méditerranée orientale (figure III-2).

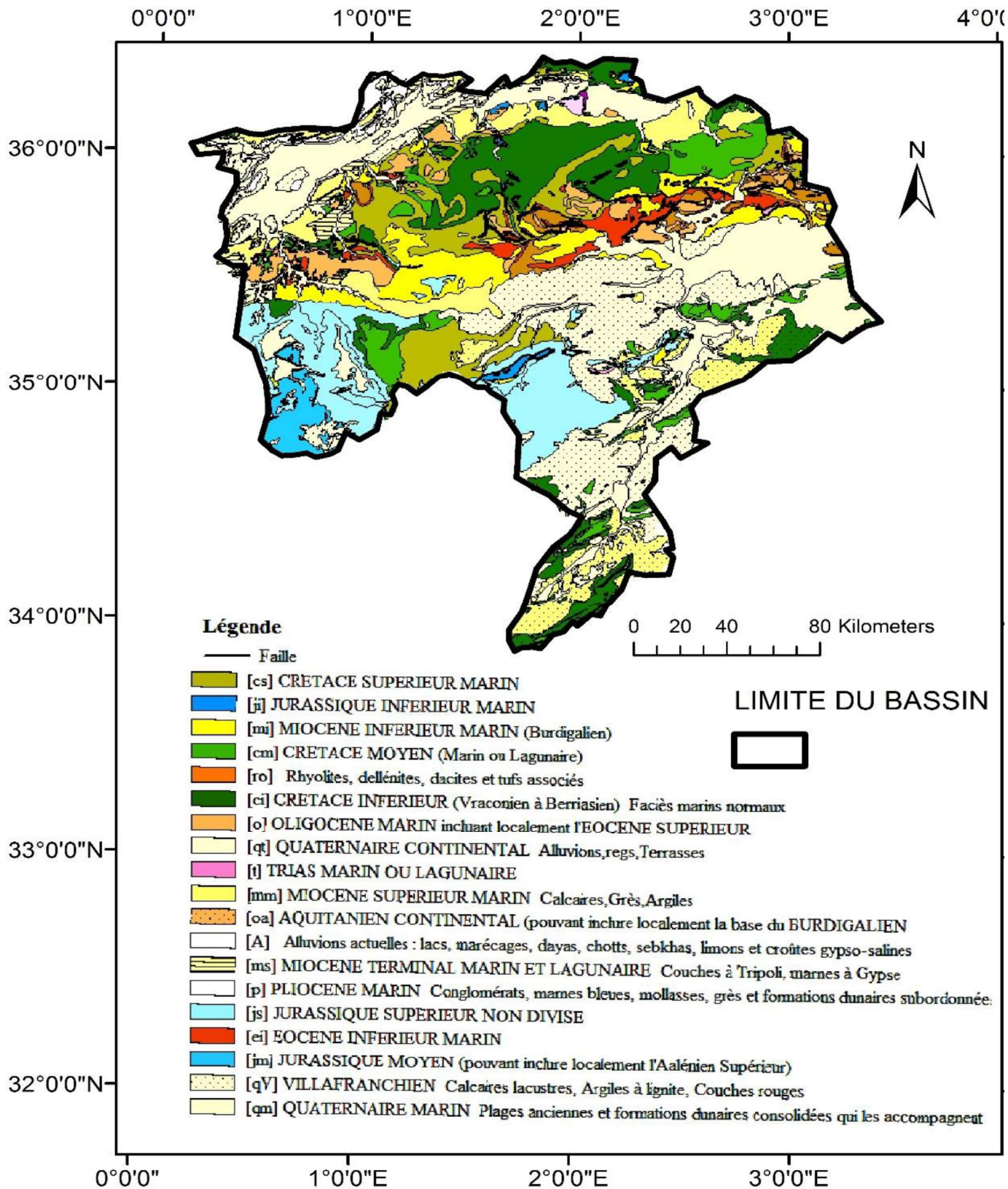


Figure III-2 : Carte géologique du bassin du Chéiff (ANRH 2013).

3. Les reliefs

La plupart des facteurs climatiques et hydrologiques sont fonction de l'altitude par exemple une pente plus forte correspond à une plus faible durée de concentration des eaux de ruissellement dans les canaux de drainage et delà dans les affluents et le cours d'eau principal et donc l'influence du relief sur l'hydrogramme est encore plus évidente, il est donc important de déterminer la répartition du bassin versant par des tranches d'altitudes et de dégager les différents paramètres du relief (Ben Aabidate 2000). La figure III-3 représente les reliefs du bassin du Chélif qui sont indiqués par les courbes de niveau joignant les points d'égale altitude. Selon la figure III-4 on constate que le bassin du Chélif est caractérisé par l'hétérogénéité des grandes unités naturelles réparties comme suit (ABH 2009):

Les reliefs littoraux : À l'Ouest, le Dahra est formé de collines de 300 à 600 mètres d'altitude, les crêtes atteignent 800 m. À l'Est, la région devient plus montagneuse et boisée, avec des altitudes dépassant 1000 mètres et culminant au Djebel Bou-Maad (1415 m) et au Djebel Zaccar (1579 m).

Les plaines et les bassins intérieurs : Les bassins intérieurs sont éloignés de la mer de 20 à 70 Km. Isolés des influences maritimes par les chaînons montagneux qui s'allongent du massif des Traras à celui de l'Ouarsenis, ils s'élèvent entre 350 et 800 mètres d'altitude. Aux pieds des plateaux Telliens d'Oranie, on trouve les plaines du Chélif qui forment une véritable gouttière de 190 km de long. Bien plus d'une vallée, c'est un chapelet de bassins légèrement étagés séparés par de modestes rétrécissements : bassins du haut Chélif entre 250 et 300 mètres d'altitude, bassin du moyen Chélif entre 150 et 200 mètres d'altitude et le bassin du bas Chélif entre 60 et 150 mètres d'altitude.

Les montagnes et plateaux : Les régions montagneuses présentent deux aspects différents : des chaînes plissées plus ou moins parallèles au littoral et des plateaux au sud. Les chaînes de montagnes ont une assez forte diversité morphologique. Elles forment un grand alignement de relief présenté essentiellement par le massif de l'Ouarsenis, qui est situé entre la vallée du Chélif au Nord et les Hautes Plaines du Sersou au sud. Ils présentent une série de pics grossièrement orientés d'Ouest en Est et dont les altitudes moyennes ne dépassent pas 700 à 800 mètres dans la partie occidentale et 1000 à 1200 mètres dans le reste du massif. Quant à la partie centrale, elle culmine à 1957 (figure III-3 et III-4) mètres au niveau de Kef-Sidi-Ammar.

Les plateaux Telliens : Les plateaux Telliens sont développés au sud du haut bassin de la Mina jusqu'aux frontières Marocaine. Ces plateaux hauts de 900 à 1600 mètres dominent les bassins intérieurs et s'inclinent vers les Hautes Steppes. Ils présentent souvent une allure tabulaire, comme dans le plateau de Frenda.

Les hautes plaines : Elles sont représentées par le plateau de Sersou qui est l'unique région Tellienne des Hautes Plaines. Elle est présentée par la cuvette de Tissemsilt au Nord de l'oued le Nahr-Ouassel et le plateau du Sersou proprement dit au Sud du même oued.

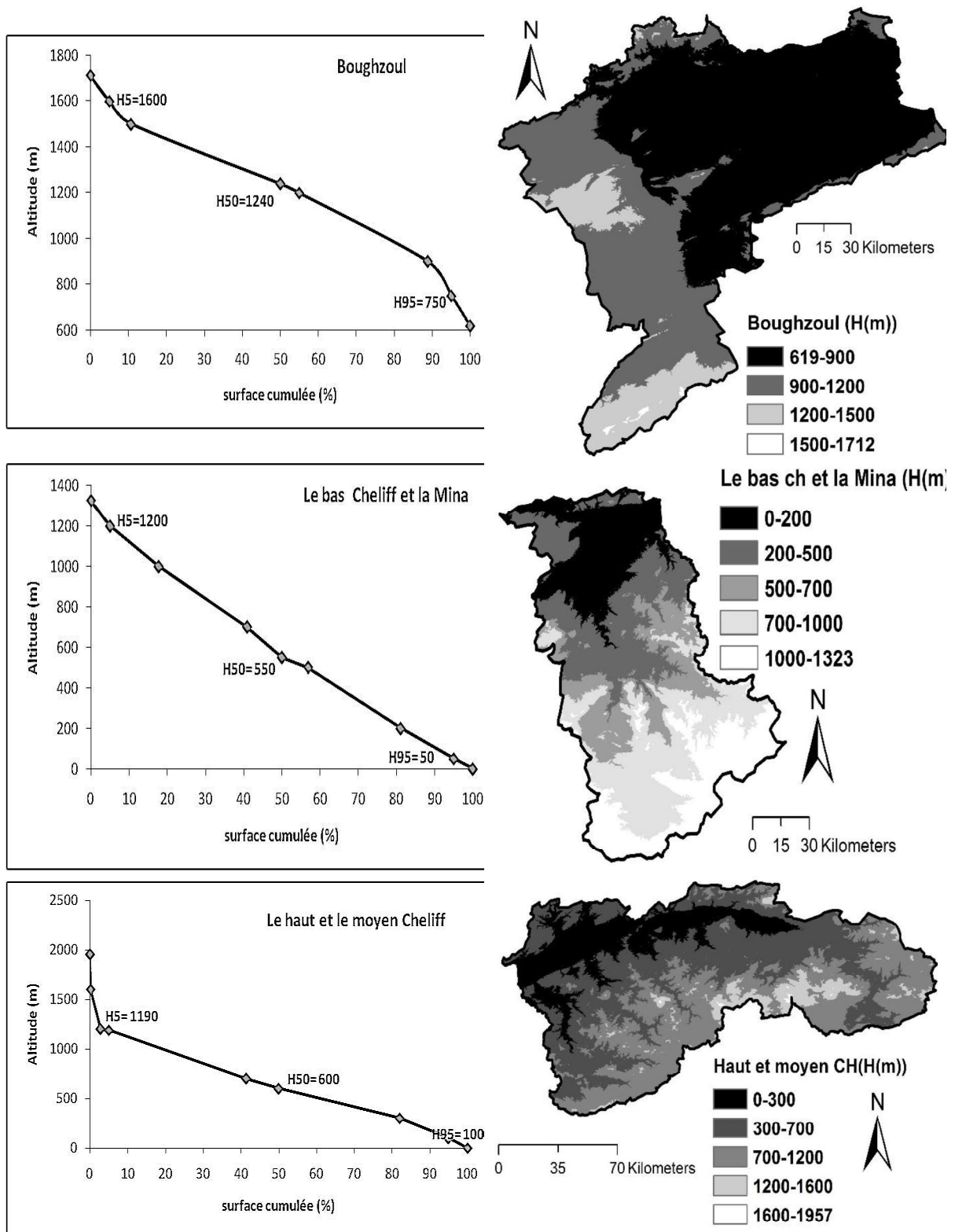


Figure III-3 : Les courbes hypsométriques et classifications des altitudes des trois sous bassins du Chélif.

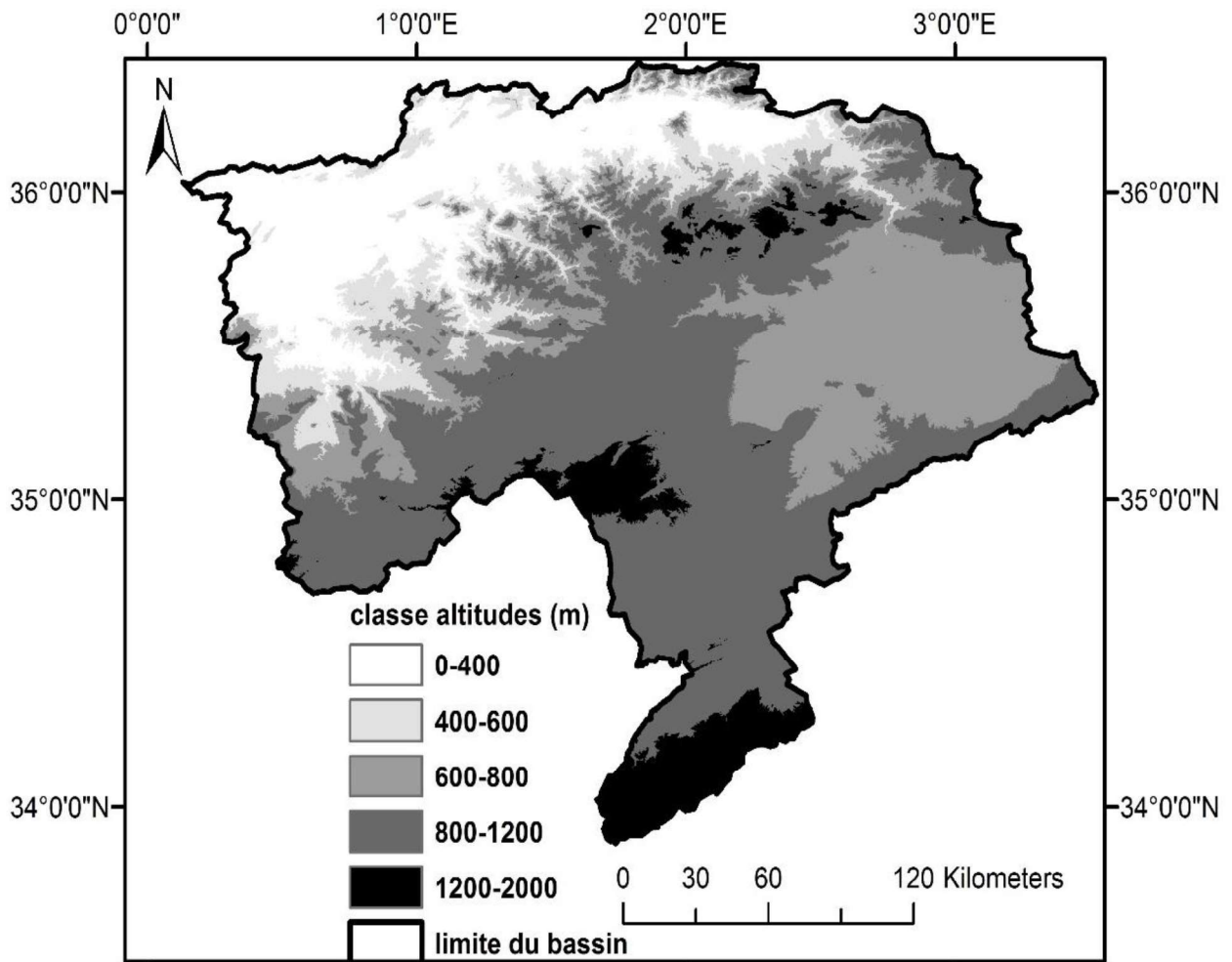


Figure III-4 : Distribution des altitudes du bassin du Chélif

3.1. Les paramètres géomorphologiques

Les divers paramètres morphométriques d'un bassin versant (forme, altitude, pente, etc.) interviennent le plus souvent de façon combinée, en agissant sur les modalités de l'écoulement. Les principales caractéristiques de bassin de Chélif sont enregistrées dans le tableau III-1.

Les bassins de la région d'étude (Chélif) présentent, dans l'ensemble, des formes assez allongées favorisant un écoulement lent des eaux de ruissellement. Mais l'influence du relief est plus déterminante.

On constate, aussi, que l'ensemble de la région étudiée (Chélif) se range dans la classe du relief fort, à cause vraisemblablement de l'influence des hauteurs, ce qui se traduit par des dénivelées importantes dans l'ensemble qui varient entre 850 à 1150m.

Cependant le bassin du Chélif à l'aval Boughzoul (bassin du haut et le moyen de Chélif et le bassin du bas Chélif et la Mina) montre des caractères morphométriques assez particuliers, favorisant, a priori, le ruissellement de surface.

Tableau III-1 : Les principales caractéristiques physiographiques des trois sous bassin du Chélif.

	Bassin du haut et moyen Chélif	Bassin du bas Chélif et la Mina	Bassin de l'amont Bougzoul
S(Km ²)	13665	9872.8	19369
P (Km)	748,7	606.7	957
Kc	1.79	1.71	2
H _{max} (m)	1957	1323	1712
H _{min} (m)	1	45	619
H _{moy} (m)	636.8	602	1181.2
H _{5%} (m)	1190	1200	1600
H _{95%} (m)	100	50	750
H _{50%} (m)	600	550	1240
D (m)	1090	1150	850
L (km)	332.6	266.3	454.4
I _g % (m/km)	3.27	4.3	1.87
D _s (m)	383.13	429	260.3
Relief	R. fort	R. fort	R. fort
$\sum_{i=1}^N L_i$ (Km)	9962	6302	9866
D _d (Km/ Km ²)	0.73	0.64	0.51

3.2.Les pentes

La potentialité et les limites d'utilisation du territoire dépendent dans leur majeure partie de la pente puisque celle-ci contribue à la détermination des possibilités d'érosion en relation avec d'autres facteurs de mécanisation des cultures, des modalités d'irrigation, des possibilités de pâturage, de l'installation et le développement de la végétation de reforestation (Lopez, 1976). D'après la carte des pentes représentée dans la figure III-5 on constate que la pente est subdivisée en 4 classes :

Classe 1 : pentes 0-5% caractérise l'ensemble des terrains dont la topographie est généralement plane. Elles sont localisées Aux pieds des plateaux Telliens d'Oranie, on trouve les plaines du Chélif, bien plus qu'une vallée, c'est un chapelet de bassins légèrement étagés séparés par de modestes rétrécissements bassins du haut Chélif et au bassin du moyen Chélif entre jusqu'à le bassin du bas Chélif et au sud de la Mina dans les dépression des oueds Taht et oud Abd et pratiquement le bassin de l'amont de Bougzoul à l'exception au sud les montagnes de Djbel Amour et au sud-Ouest djebel Nadhor. Elle couvre plus de la moitié de surface du bassin du Chélif atteint 52 % de la superficie totale de la région d'étude.

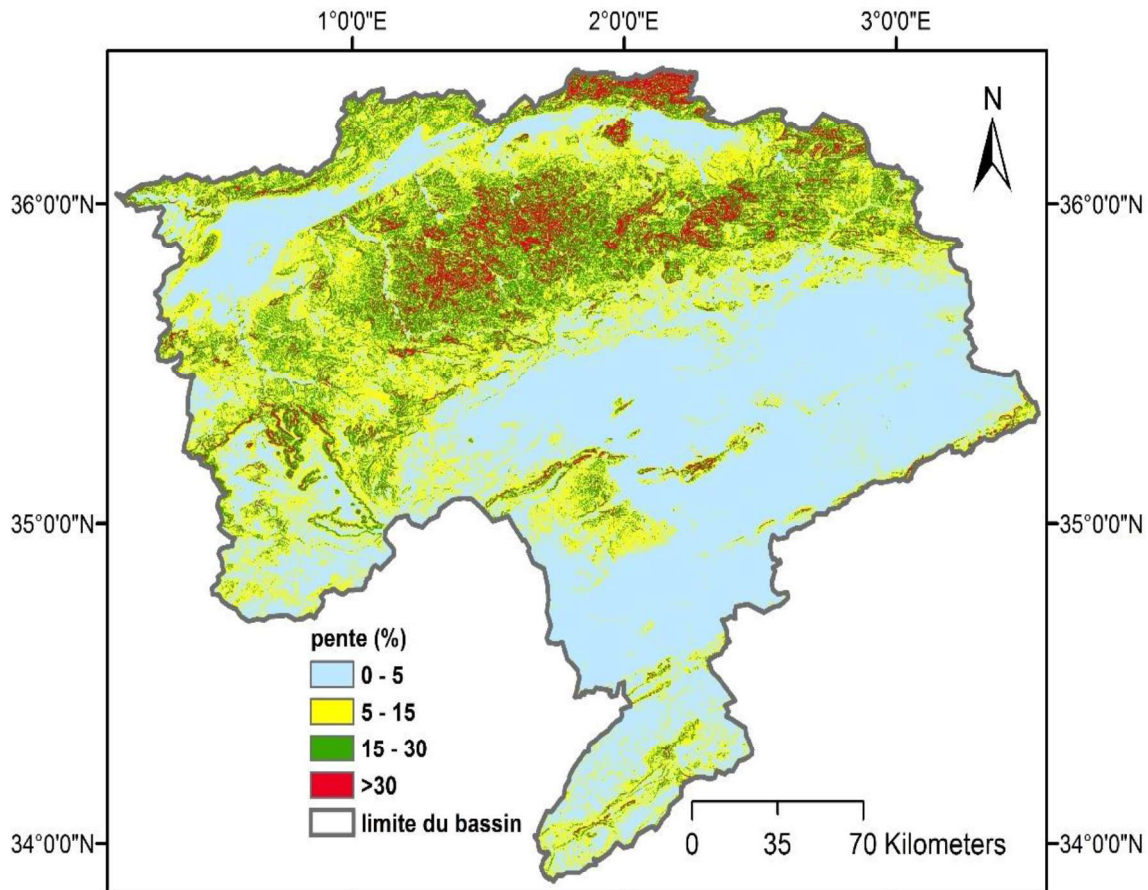


Figure III-5 : Classes des pentes du bassin versant du Chéouli

-Classe 2 : 5-15% cette classe occupe une superficie assez considérable représente 28% de la superficie totale du bassin, caractérise généralement un relief montueux, qui sont les plateaux et bas de collines, ils sont représentés par le plateau de Sersou qui est l'unique région Tellienne des Hautes Plaines. Elle est présentée par la cuvette de Tissemsilt au Nord de l'oued le Nahr-Ouassel et le plateau du Sersou proprement dit au Sud du même oued.

-Classe 3 : pentes 15-30% caractérisent le plus souvent les zones de piémonts qui sont le prolongement des massifs montagneux représenté par les plateaux Telliens qui sont développés au sud du haut bassin de la Mina jusqu'aux frontières Marocaine. Ces plateaux hauts dominent les bassins intérieurs et s'inclinent vers les Hautes Steppes. Ils présentent souvent une allure tabulaire, comme dans le plateau de Frenda. Ce sont généralement des terrains de parcours et des terrains forestiers. Ces terrains occupent 16 % de la superficie totale

-Classe 4 : pentes supérieures à 30%, représente les hauts piémonts et les zones montagneuses. À l'Est, culminant au Djebel Bou-Maad (1415 m) et au Djebel Zaccar (1579 m) et le massif de l'Ouarsenis, qui est situé entre la vallée du Chéouli au Nord et les Hautes Plaines du Sersou au sud. Ils présentent une série de piques grossièrement orientés d'Ouest en Est et la partie occidentale dans le reste du massif. Quant à la partie centrale, elle culmine à 1957 m (Kef-Sidi-Ammar) qui ont de fortes déclivités généralement couvertes par la végétation forestière et occupe une petite superficie (4%).

4. Réseau hydrographique

D'après (Mehaiguene 2005), toutes les eaux issues des principaux affluents sont collectées en direction du centre de la plaine du Chélif vers le principal Oued en question; ce dernier draine toutes les eaux du bassin versant du Chélif vers l'exutoire situé au niveau de Mostaganem, avec :

Oued Touil se joint à Oued Oussel dans Oued Chélif, où ils drainent respectivement une superficie de 16339 km² et 3 651 km² résultant à la fin du grand bassin de Chélif (figure III-6). Dans les monts de Djebel Ammour dans l'Atlas saharien près d'Aflou, Oued Touil prend sa source avec une orientation SW-NE.

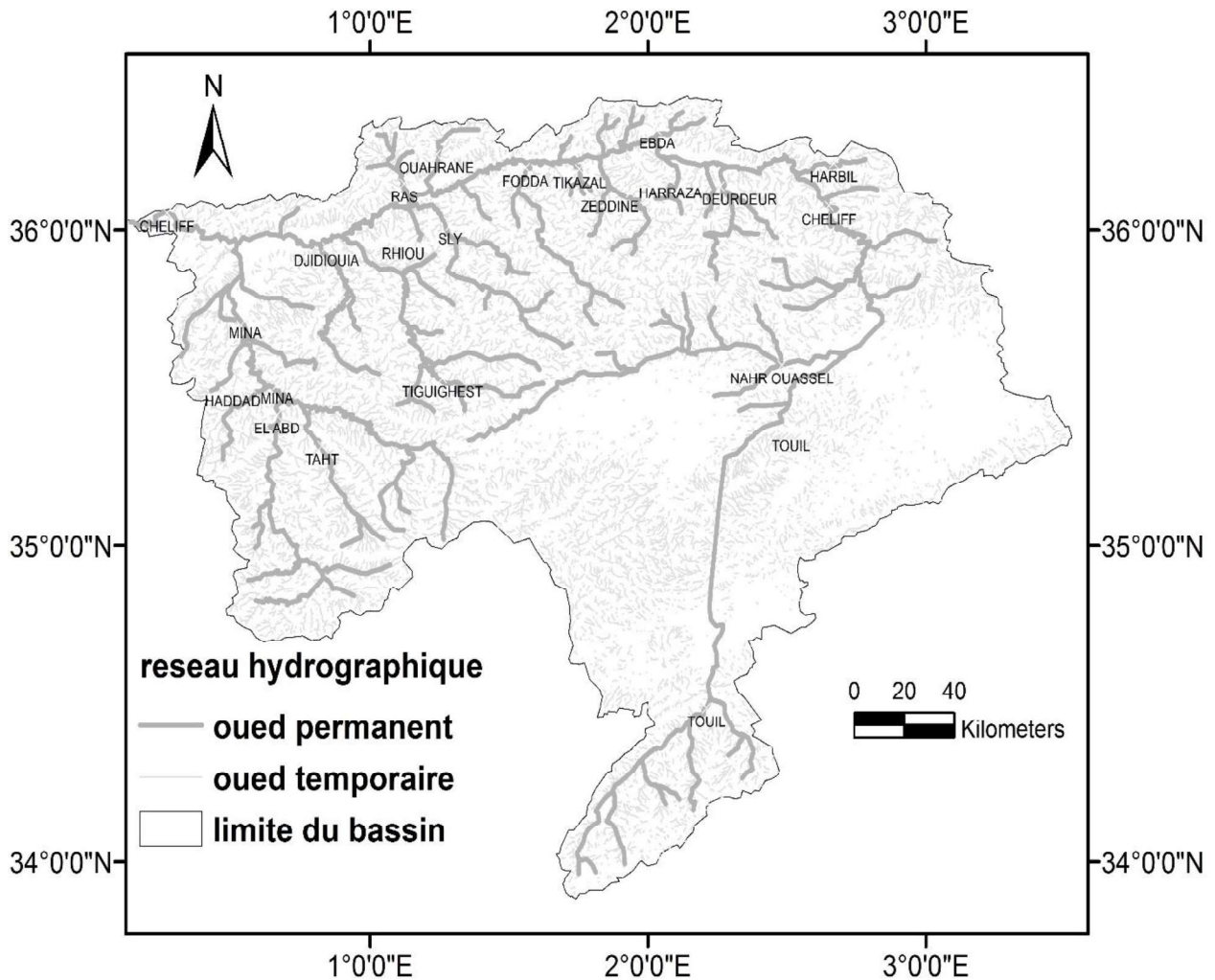


Figure III-6 : Réseau hydrographique du bassin du Chélif.

Suite à une orientation SW-NE au barrage de Boughzoul et traversant les quatre wilayas de Laghouat, Djelfa, Tiaret et Chahbounia à Médéa, il converge vers l'Oued Nahr Ouassel, qui passe successivement par les trois wilayas de Tiaret, Tissemsilt et Médéa en coulant avec une direction oblique Nord-Est. Cette jonction entre ces grands Oueds compose Oued Chélif qui continue son chemin par une direction Sud-Nord et traverse les chaînes de Médéa (Boughari) et suit sa direction SE-NW traversant le massif de Ghantass, en passant par les quatre wilayas de Ain Defla, Chlef, Relizane et termine son parcours à l'embouchure vers la mer méditerranée dans la wilaya de Mostaganem, avec un chemin oblique de l'est à l'Ouest. Une partie importante

de son cours d'eau est relativement parallèle à la mer limite au bord du massif des Ouarsenis et au Nord par la chaîne côtière des monts du Dahra et du Zaccar.

La distance directe en ligne droite de Boughzoul à l'embouchure du Chélif est d'environ 250km avec une différence d'hauteur entre les deux points estimés à 625m. Sur sa rive droite, Oued Chélif ne reçoit pas des affluents importants tels qu'Oued Ebda, Oued Ras et Oued Ouahrane, tandis qu'il réceptionne, sur sa rive gauche, les eaux d'Oued Deurdeur, Harreza, Rouina, Zeddine, Fodda, Sly, Rhiou, Djediouia et l'Ouest de l'affluent le plus important d'Oued Mina qui suit une direction Sud-Nord.

4.1.Densité de drainage

La densité de drainage total (Dd) qui s'assimile à la notion de densité de thalwegs, préconisée par les morphologies, du fait qu'elle exprime la dissection générale du relief.

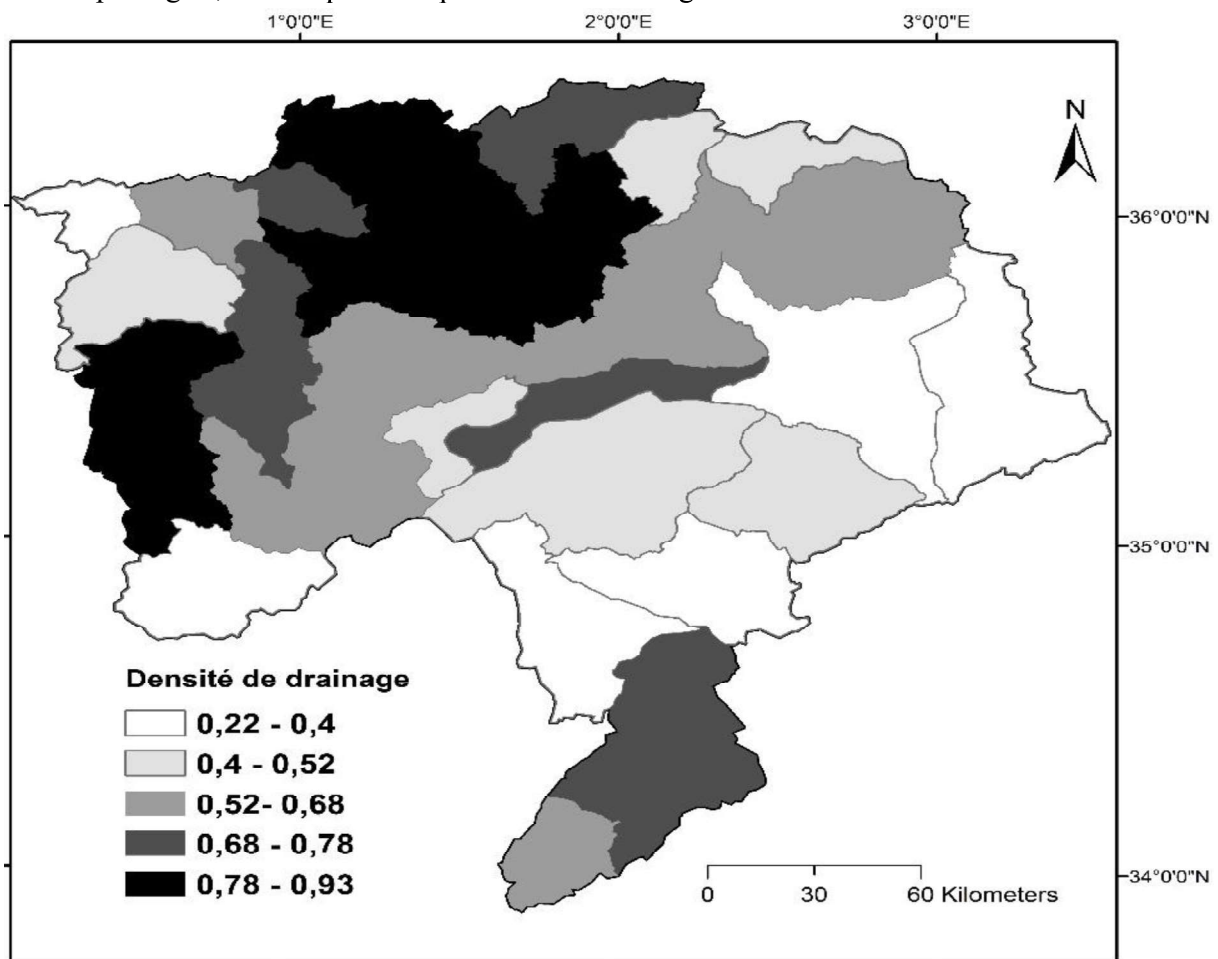


Figure III-7 : La densité de drainage du bassin du Chélif.

Généralement, la densité dépend principalement de deux facteurs : la lithologie (résistance du sol à l'érosion) et la variation des précipitations (intensité et la fréquence) où les valeurs de Dd varient d'un secteur à l'autre. Dans la zone des hautes plaines, cette densité de drainage est faible sur l'ensemble du bassin des amonts de Boughzoul et a été estimée à 0.52 km/km², mais pour les sous bassins, notamment ceux situés au Nord de ce bassin des valeurs relativement élevées ont été enregistrés concernant les bassins de Oued Sebgag, Berkana (0.6), amont de

Oued Ouassel (0.78) et elles sont pratiquement faibles dans les autres sous bassins à cause des facteurs climatiques avec des précipitations assez faibles. Autre part, l'évaporation est élevée dans cette région et la formation lithologique favorise l'infiltration.

Elle est, par contre d'après le tableau III-1, relativement élevée dans le bassin du Chélif à l'aval du barrage de Boughzoul dont nous avons illustré 0.73 au bassin du haut et moyen Chélif et 0.64 pour le bas Chélif et la Mina où la densité de drainage dans les sous-bassins suivants égale à (0.87 Oued Rouina Zeddine, 0.93 Oued Fodda ; 0.89 Oued Sly ; 0.91 Oued RihouTleta 51% et 0.82 pour Oued Ras Ouhrane, Oued Mina Hadda et Oued Abd Aval) où se conjuguent une forte abondance pluviométrique et une faible perméabilité des affleurements géologiques (figure III-7).

4.2. Lithologie du bassin versant et perméabilité

La lithologie influe sur l'écoulement de surface ainsi que sur l'écoulement souterrain, où la nature des formations superficielles et des sols détermine l'importance du premier et les capacités de stockage déterminent le deuxième. En matière de crues, il est important de connaître et de classer les niveaux de perméabilité des formations lithologiques du bassin, afin de mieux comprendre le mécanisme aboutissant à la genèse des crues.

Selon la figure III-8 notre région se compose de deux zones bien distinctes :

_ Au Nord, le sillon du Chélif encadré par les deux chaînes telliennes (monts du Dahra au Nord et le Massif de l'Ouarsenis au Sud).

_ Au Sud, les hautes plaines entre l'Ouarsenis et l'Atlas Saharien.

De nombreuses formations géologiques contiennent des eaux souterraines, les plus anciennes sont attribuées au jurassique et les récentes correspondent aux alluvions quaternaires. Dans la zone septentrionale de la RHCZ, les deux chaînes présentent des ressources médiocres et non exploitables directement, les niveaux perméables (calcaires et grès) sont généralement peu développés et encaissés dans de puissantes formations très peu perméables.

Le sillon de Chélif est compartimenté en trois cuvettes (Haut, Moyen et bas Chélif), séparées par deux seuils : le seuil de Ain Defla et le seuil d'Oum Drou.

Les conditions paléogéographiques étant très variables, les formations aquifères ont une extension limitée. La lithologie permet de regrouper les formations géologiques de la manière suivante (MRE 2009):

-des calcaires parfois dolomités où les circulations favorisées par la fissuration ou l'érosion karstique tel que les calcaires liasiques du Zaccar éminemment perméables (près du tiers des précipitations s'y infiltrent), de Rouina et Temoulga.

_ Les calcaires à Lithothaminés du Miocène supérieur.

_ Des grès plus ou moins consolidés du Barrémien et de l'Albien dans la plaine de Ain Oussera, et du Calabrien sur le Plateau de Mostaganem.

_ Des dépôts détritiques à perméabilités variables tels les grès et poudingues du Miocène, les sables, les galets, les graviers et les poudingues du Pliocène et du Quaternaire.

_ Des alluvions récentes du Quaternaire souvent argilo-limoneuses et peu favorables à l'infiltration.

_ Les alluvions grossières acheminées de certains secteurs du Haut, Moyen et bas Chélif.

_ Des formations imperméables ou très peu perméables représentent la majorité des dépôts de la région (séries crétacées et tertiaires du Dahra, de l’Ouarsenis).



Figure III-8 : Lithologie et hydrogéologie de la région hydrographique Chéouli (MRE 2009).

4.3.Profil en long

En hydrologie on s’intéresse à la détermination des pentes des cours d’eau à partir les profils en long dans le but d’étudier les ruissellements superficiels l’érosion et même les propagations des crues.

La figure III-9 représente les profils en long relatifs au cours principal du Chéouli et à ses principaux affluents permanents.

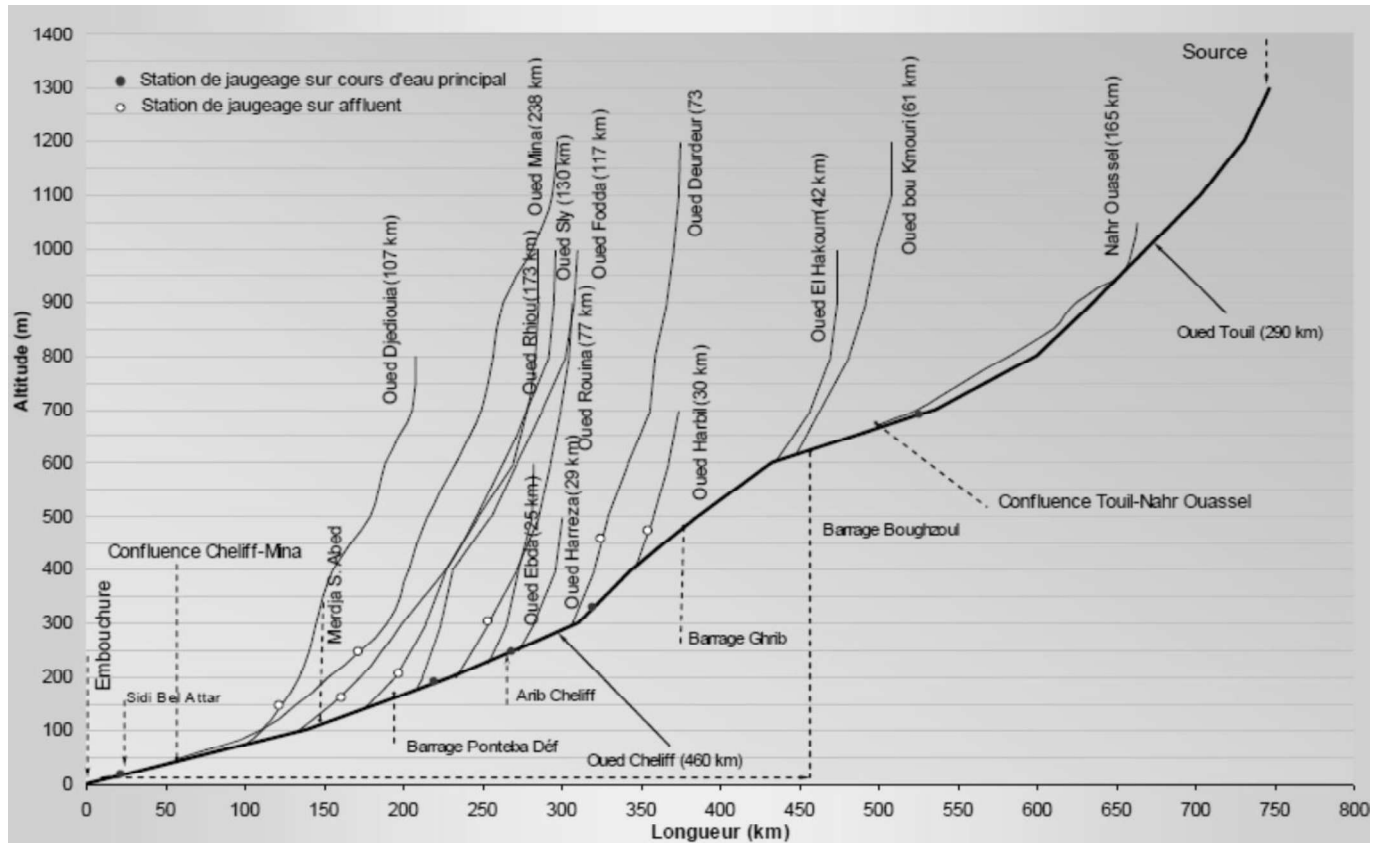


Figure III-9 : Profil en long du cours d'eau principal et ses influents (Mhaiguen 2009).

La figure III-9 montre clairement un changement important de la pente qui dépasse 2‰ l'Oued Chélif à sa sortie du barrage Boughzoul (à Boghar) et d'autre part, en l'opposition entre la faible déclivité 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 Chélif : 10,7‰, Oued Fodda à la confluence du Chélif : 11‰, Oued Sly au confluence du Chélif : 20‰).

5. Climat du bassin du Chélif

A l'instar des autres bassins de l'Algérie, le bassin du Chélif, est soumis à l'influence conjuguée de la mer, du relief et de l'altitude, présente un climat de type méditerranéen extra tropical tempéré.

La zone de travail est incluse dans trois régions climatiques ayant des caractéristiques bien différenciées (MATET 2009) :

- Une zone principalement méditerranéenne humide, dans laquelle on peut distinguer la zone Est de la région d'étude qui correspond aux cotes les plus élevées du Massif de Dahra et aux cotes centrales élevées du Massif de l'Ouarcenis.
- Une zone méditerranéenne subhumide, qui comprend la plaine du Chélif et les reliefs moyen de l'Atlas Tellien.

– Des régions arides incluant les Hauts Plateaux, qui s'étendent jusqu'à la limite méridionale de la zone de l'étude. Dans les zones des Hauts Plateaux, on peut distinguer des zones dont les conditions arides deviennent très extrêmes, donnant lieu à d'importantes pertes de matière organique, et où apparaissent des sols désertiques et de petites dunes mobiles (figure III-10).

Il est caractérisé par un été chaud et sec, de longues durées et atteint 04 mois sur le littoral et peut aboutir jusqu'à 06 mois dans les hautes plaines.

Les précipitations accusent une grande variabilité mensuelle et surtout annuelle. Cette variabilité est due à l'existence de gradients :

-Un gradient longitudinal : la pluviosité augmente d'Ouest en Est (300 mm/an à l'Ouest plus de 500 mm/an à l'Est).

-Un gradient latitudinal : les précipitations moyennes annuelles varient de 100 mm dans la région des hauts plateaux à plus de 900 mm au Nord. Cette diminution du littoral vers les hauts plateaux est due à la grande distance traversée par les dépressions qui doivent affronter sur leur parcours la chaîne de l'atlas.

-Un gradient altitudinal universel qui varie en fonction de l'éloignement de la mer.

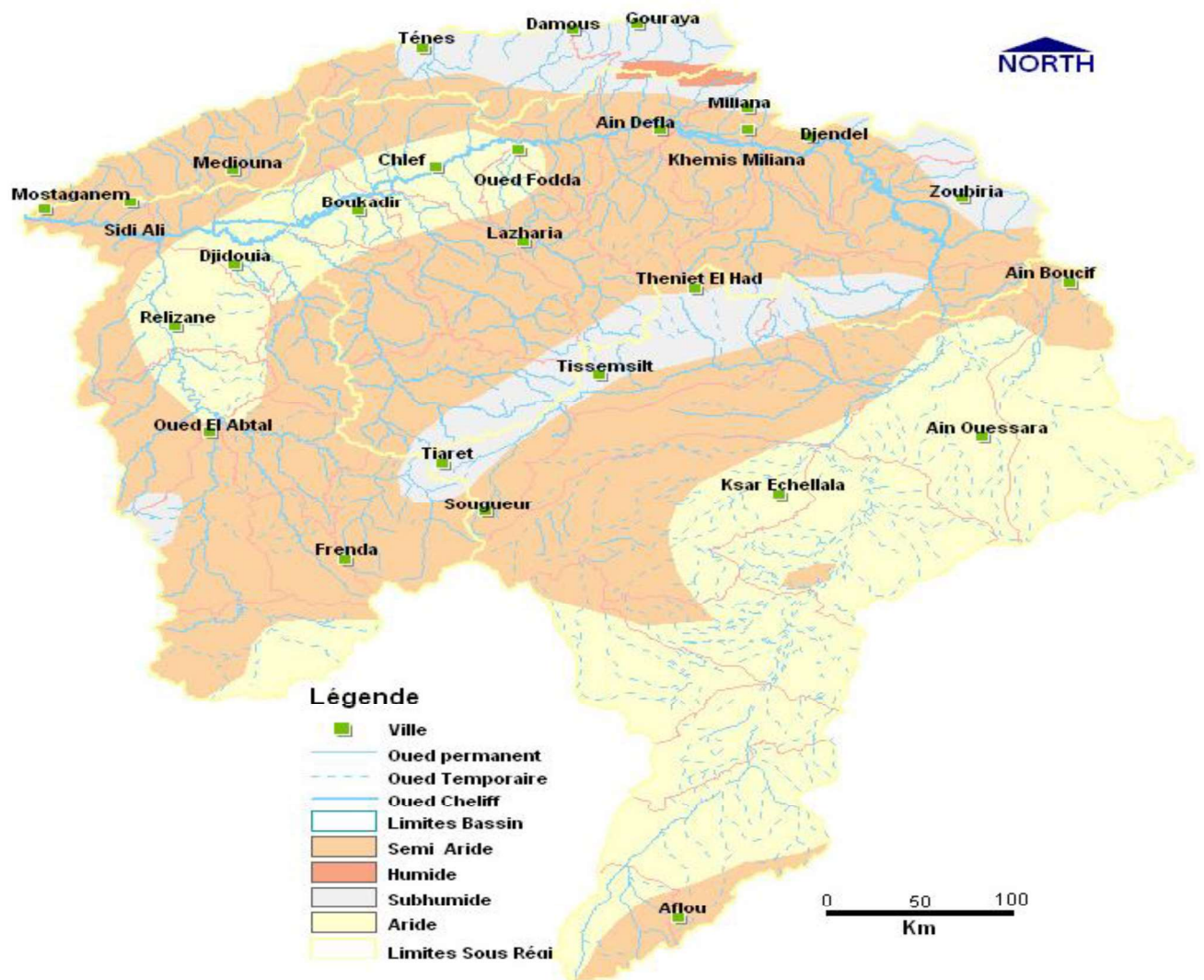


Figure III-10: Carte des étages bioclimatiques du bassin du Chélif(MATET 2009).

5.1.Précipitation

5.1.1.Précipitation annuelle

Notre région d'étude se caractérise par une pluviométrie qui diminue du Nord au Sud et d'Est vers l'Ouest.

La répartition des précipitations par bassin se présente comme suit :

La précipitation moyenne dans le bassin oscille entre des valeurs inférieures à 150 mm dans le sud et des précipitations proches de 700 mm dans le secteur Nord-est

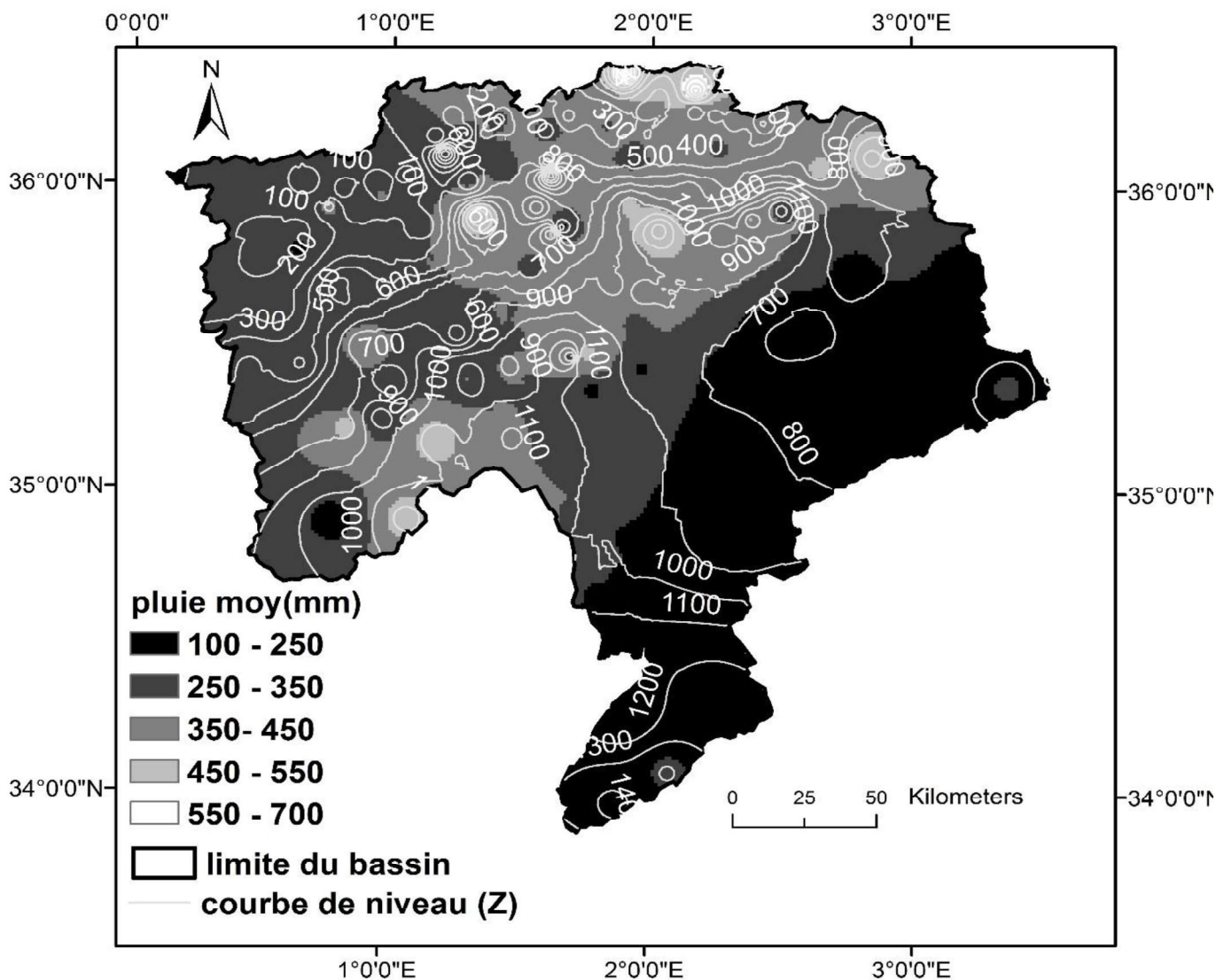


Figure III-11: Répartition des précipitations moyennes annuelles dans le bassin du Chéouli (1969-2013).

Les valeurs les plus élevées sont enregistrées dans le secteur côtier et sur les points situés aux plus hautes altitudes et liées aux masses d'air humide en provenance du Nord. Concrètement,

la précipitation moyenne annuelle atteinte son maxima dans les stations de Sidi Medjahed et El Anneb, avec des valeurs de respectivement 678 et 612 mm. On constate également l'existence de maxima relatifs de précipitations dans les monts de l'Ouarsenis et les Hauts Plateaux.

La pluviométrie moyenne interannuelle dans le bassin du Haut et Moyen Chélif varie de 300 à 700 mm. Elle est concentrée sur les versants Sud des monts du Dahra et du Zaccar. Les précipitations diminuent dans la vallée du Chélif où elles varient entre 300 et 400 mm.

_ La pluviométrie moyenne interannuelle dans le bassin du bas Chélif et de la Mina varie de 200 à 500 mm.

-La région des hautes plaines (Bassin du Chélif-amont du barrage de Boughzoul) est cernée par une tranche d'eau moyenne précipitée de 300-350 mm et qui remonte à la limite de l'Ouarsenis à 500 mm où intervient le rôle de l'altitude, sauf au Sud du bassin où elle diminue à 150 mm (figure III-11).

5.1.2. Précipitations mensuelles

Le régime pluviométrique mensuel varie selon les différents secteurs pris en compte et lors de l'analyse des 40 stations qui couvrent toute la région d'étude, on constate que les précipitations annuelles se concentrent principalement sur la période d'octobre à mai, avec des valeurs similaires au cours des 8 mois et pour les trois sous bassin versant de Chélif.

Tableau III-2 : Les valeurs des précipitations mensuelles (1969-2009)

	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Aou
Boughzoul	21,2	25,7	27,2	27,6	31,1	27,4	30,5	28,2	24,1	10,6	4,5	6,5
Haut et moyen Chélif	19,1	34,9	48,8	53,6	53,6	50,1	47,1	40,9	30,4	9,1	3,0	4,1
La Mina et le bas Chélif	14,4	30,8	41,9	40,6	41,4	36,7	37,3	34,2	27,3	4,7	2,3	2,3
Bassin du Chélif	18,2	30,4	39,3	40,6	42,0	38,1	38,3	34,4	27,3	8,1	3,3	4,3

Sur unité totale du bassin on constate 42 mm enregistrés au mois de janvier et 40.6 mm en décembre et 38.3 mm à février, comme on peut l'observer sur le tableau III-2, alors que les valeurs minimales correspondent aux mois de juillet et août, avec des Précipitations moyennes estimées à respectivement 3,3 et 4.3 mm.

Le maxima pluviométrique mensuel se déplace progressivement en direction Nord sud, de telle façon que dans les trois bassins, celui-ci a lieu au mois de janvier (Tableau III-2), les valeurs minimales se maintenant au cours de la période estivale (mois de juillet et août.).

5.2. La température

La température est l'un des éléments fondamentaux dans l'établissement du bilan hydrologique et dans la détermination du caractère climatique d'une région et constitue aussi un facteur nécessaire à l'apport de l'énergie pour les plantes.

Les données existantes sont celles des stations gérées par l'Agence Nationale des

Ressources Hydrauliques (ANRH) et par l'Office National de Météorologie

Les températures moyennes annuelles les plus élevées sont enregistrées dans les plaines du Haut-Moyen Chélif et bas Chélif, elles varient entre 17 et 19 degrés (station Ain Defla, Chlef et Relizane). Les plus basses sont enregistrées dans les altitudes; elles varient entre 13 et 15 degrés (station de Theniet El Had, Médéa et Guertoufa), avec une diminution progressive du Nord (bassin Côtier) au Sud (bassin Amont Boughzoul) : 18,5 C° à Ténès, 16,2 C° à Ksar Chellala 13,4 C° et à Djelfa. Dans la région hydrographique et sur la lumière des résultats de la tendance continentale à la hausse du climat du Nord au Sud, la continentalité, notamment dans les hautes plaines, dont le relief en cuvettes se trouve isolé des influences maritimes par l'écran montagneux que présente la chaîne tellienne.

Ces données mettent en évidence que suite à des variations rapides de la température de l'air dans le bassin de l'amont de Boughzoul (hautes plaines), le mois le plus chaud se voit en Juillet, alors que l'influence maritime retarde la montée des températures en août à l'aval du bassin de Boughzoul, spécialement sur le littoral.

D'autre part, l'ONM a également fourni une petite base de données correspondant aux séries mensuelles des températures de 4 stations qui couvrent une période variable comprise entre 1913-1960 et 1975-1996.

Le Tableau III-3 ci-dessous présente les périodes d'enregistrement avec les valeurs moyennes mensuelles de température également reprises dans la base de données analysée précédemment.

Tableau III-3 : Température moyenne mensuelle de 4 stations climatiques du bassin du Chélif (Belhadj Bouchaib 2009).

Station	Période	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fev.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Moy.
Chlef	1913-1960	25.2	19.3	13.9	10.2	9.6	10.9	13.4	16.4	20.8	25.5	29.6	29.8	18.7
	1980-1996	25.7	20.5	15.4	11.4	9.8	11.5	13.6	16.0	20.0	25.1	29.1	29.2	18.9
Miliana	1913-1960	22.0	16.9	11.7	8.3	7.5	8.6	10.4	13.0	16.7	21.4	25.5	25.8	15.7
	1974-1997	22.4	17.2	12.7	9.8	8.6	9.4	11.5	13.1	16.8	22.2	26.7	26.4	16.4
Médéa	1913-1960	20.8	15.4	11.0	6.4	6.7	6.7	9.8	12.3	15.4	20.4	24.6	24.4	14.5
	1989-1996	20.8	14.9	11.3	8.2	5.7	8.0	9.8	10.7	16.6	21.2	25.0	25.7	14.8
Tiaret	1913-1960	21.7	15.9	10.3	6.6	6.1	6.9	9.1	12.2	16.1	21.0	25.9	26.0	14.8
	1988-1997	20.4	14.8	10.2	6.9	4.8	6.5	9.2	10.4	15.9	21.0	25.8	25.8	14.3

En règle générale, il n'apparaît pas de grandes différences, bien que dans les stations du secteur central du bassin une augmentation de la température semble se dessiner, surtout dans la station de Miliana; de même dans les monts de l'Ouarsenis (station de Tiaret), où la baisse moyenne est de $-0,5^{\circ}\text{C}$.

5.3.L'évapotranspiration

C'est un paramètre clef dans la détermination des besoins en eau des cultures et de l'évaluation des ressources en eau.

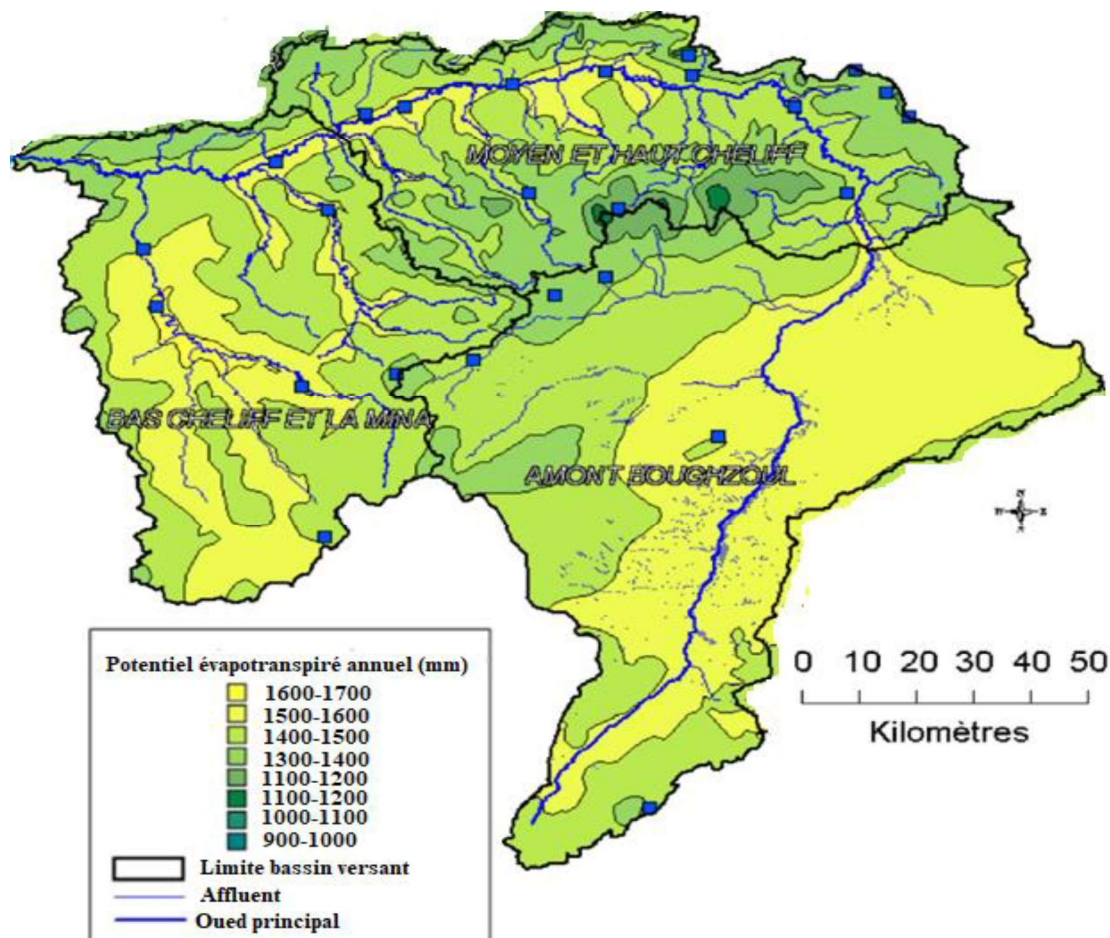


Figure III-12 : Distribution des évapotranspiration du bassin du Chéouli entre 1968-2002 (Mhaiguen 2009).

L'évapotranspiration potentielle a été déterminée à partir des données fournies par l'ANRH. Les valeurs les plus élevées correspondent au sous-bassin versant de l'oued Mina, où elles excèdent les 1550 mm/an. On observe également dans le bassin d'oued Touil le versant des valeurs élevées d'évapotranspiration potentielle. La valeur la plus faible correspond au sous-bassin dénommé Oued Derdeur, situé dans le secteur centre-oriental du bassin, où la valeur estimée est de 950 mm/an, dont la répartition à l'échelle intra annuelle est représentée sur la Figure III-12.

À partir de la figure III-13 qui a été réalisée sur la base des données de (MRE,2009) on remarque que l'évapotranspiration potentielle suit la marche des saisons avec un minimum moyen de l'ordre de 25mm (Haut et moyen Chéouli), 37mm (bas Chéouli et la Mina),31mm (Chéouli à l'amont de barrage de Boughzoul).

Le mois de juillet connaît une valeur maximale de l'ordre de 232mm à la station de Ksar Chellala (Bassin du Chéouli).

Le total potentiel évaporatoire annuel serait de 1200 à 1600 mm, soit plus du double du total pluviométrique.

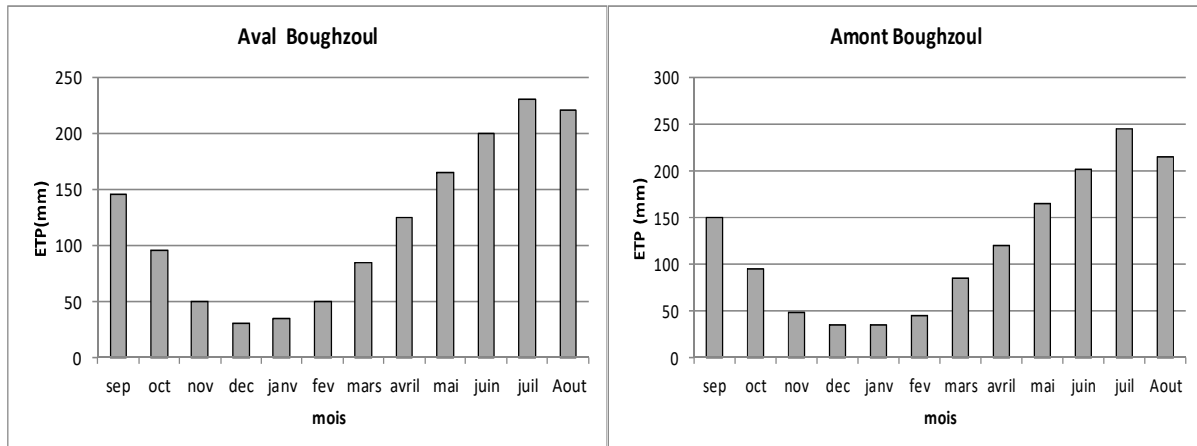


Figure III-13: Variation de l'évapotranspiration interannuelle dans le bassin du Chélif à l'aval et à l'amont de Boughzoul de la période entre 1968-2001 (MRE 2009)

6. Occupation des sols

La classification nous oblige à effectuer une sélection plus variée de toutes les zones qui doivent être associées pour caractériser de façon adéquate chacune des couvertures où les classes les plus détaillées sont celles qui impliquent une différenciation des divers types de couvertures végétales ; ainsi que celle de sol ou de roche nue, étant donné l'hétérogénéité de la lithologie et l'abondance de sol nu (MRE 2006) où :

Forestière : cette classe groupe toutes les zones à forêt développée ; elles sont localisées principalement sur les élévations de la zone à l'étude. On localise aussi des points dispersés dans quelques oueds qui correspondent probablement à une végétation de rive d'oued ou à des terres de culture, qui peuvent inclure des terrains avec des arbres fruitiers.

Prairies et maquis : elles occupent des terrains élevés et abrupts, associés dans certains cas à des zones forestières, représentant par conséquent les étapes de substitution de la forêt originale. Dans cette classe, on localise aussi toutes les zones de culture intensive en sec, ainsi que les couvertures de végétation de steppe des Plateaux.

Cultures et terres irriguées : elles déterminent les zones de culture intensive, liées à des surfaces irriguées. Cette classe comprend toutes les prairies associées à des rives d'oued ou à des terrains inondés.

Terres de jachère : elles se trouvent généralement mélangées et proches des terrains irrigués et elles correspondent à des parcelles qui ont été récemment labourées. Pour des analyses postérieures, cette unité pourra être associée à celle de cultures et de terres irriguées dans toutes les zones de plaine cultivée.

Roche et sol nu : c'est une des classes les plus nombreuses de tout le territoire de l'étude. Elle représente toutes les zones de roche nue, ainsi que toutes les surfaces érodées ou dont la couverture végétale est très dégradée.

Masses d'eau : cette classe inclut toutes les zones humides. Il s'agit d'une classe assez hétérogène du fait de la grande variation chromatique en fonction de la profondeur des masses d'eau et des cristallisations salines des Chots.

Sables : cette classe permet de localiser les zones de sable, généralement entourées de zones rocheuses et qui sont situées dans tout le secteur sud du périmètre à l'étude.

7. Les ressources en eau dans le bassin du Chélif

7.1. Les eaux de surface du bassin du Chélif

Le bassin du Chélif Zahrez reçoit un apport total par capacité qui atteint environ 12271hm^3 , tandis que la valeur des apports dans les barrages ne dépasse pas 870hm^3 (<http://www.abh-cz.com.dz>).

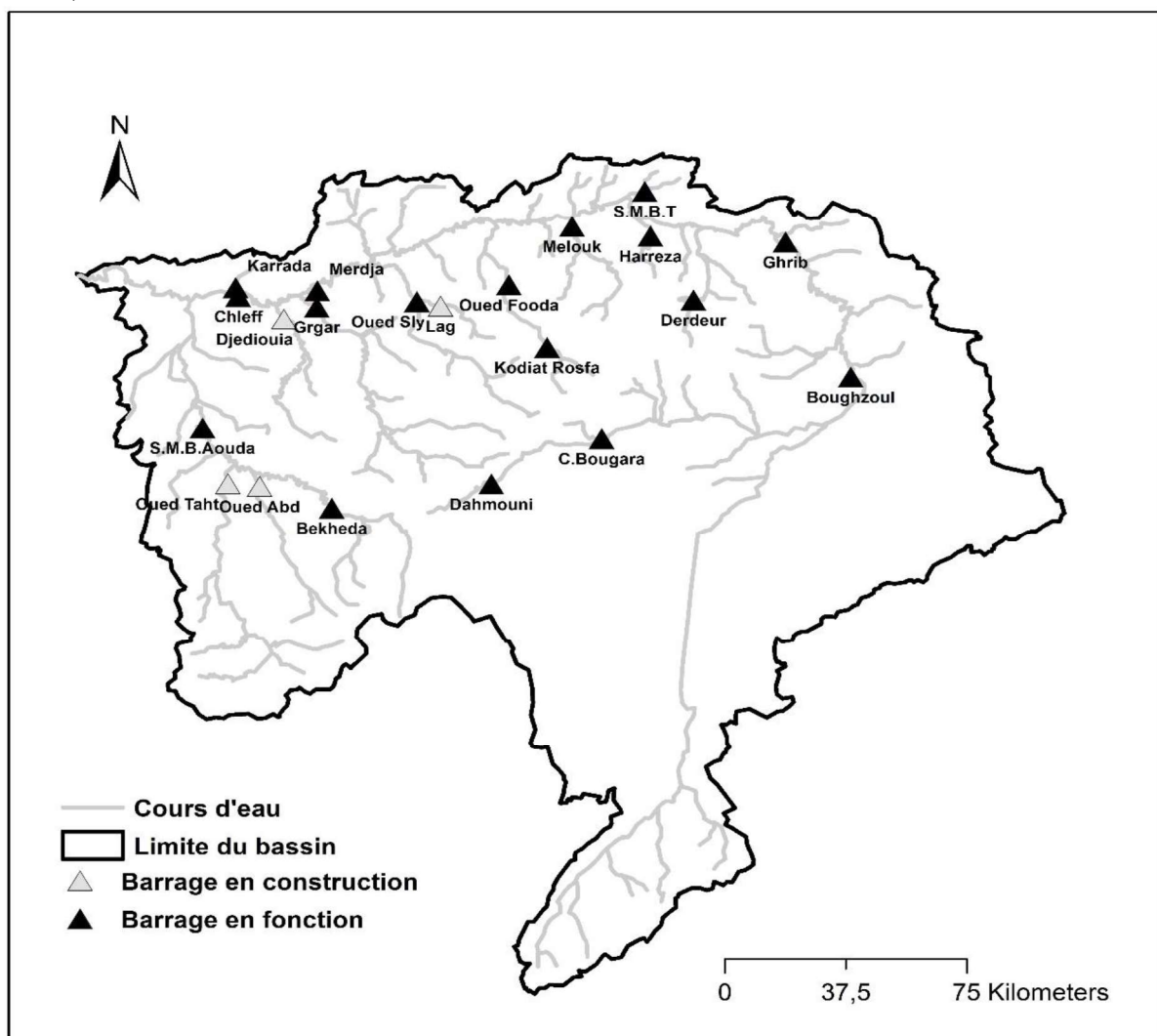


Figure III-14: Les barrages du bassin du Chélif.

Les eaux de surface ne sont pas toutes exploitables du fait de l'irrégularité interannuelle très prononcée des écoulements. Ainsi que la mobilisation des écoulements qui dépend du choix des sites des barrages compatibles avec les techniques utilisées et très pensives

économiquement, en plus de la mise en évidence de l'impact sur l'environnement et la prise en considération que le barrage ne reçoit pas tous les apports d'un bassin.

D'après (MRE 2009) la distribution des ressources en eau des eaux de surface du bassin du Chélif Zahrez est comme suit :

Dix-huit (18) barrages sont en exploitation dans la RHCZ : 17 dans le bassin du Chélif (figure III-14) et 4 barrages sont en cour enréalisation.

Quatre barrages sont en construction, il s'agit Lag, Djediouia,, Oued Taht et Oued Abd, d'une capacité successivement de 67,105,7,3.36 Hm³ avec des volumes régularisés respectivement de 5.34,20.5, 3.71, 5.34 Hm³/an. Ses mises en service étaient prévues initialement pour 2020 et donc un projet de capacité de 182,36 Hm³.

Leur capacité initiale totale est de 2 320 Hm³. Avec un taux d'envasement qui varie de 3 à 59 %, leur capacité au dernier levé a totalisé 1 759,58 Hm³. Le volume d'eau total emmagasiné à la date du 31/01/2014, dans les retenues de ces barrages est de 1 175.21 Hm³.

D'après le PNE 2010, le volume régularisable total des 18 barrages en exploitation est de 512.30 Hm³/an destiné à l'AEP et 730.50 Hm³/an pour l'irrigation.

Il existe 186 retenues collinaires dans la RHCZ, mais 53 seulement sont en exploitation et 133 sont entièrement envasées.

Les ressources en eau disponibles correspondant à la capacité des retenues en services sont de 35,13 Hm³ : 28,98 Hm³ sont destinés à l'irrigation et 6,15 Hm³ à l'AEP.

-15 retenues collinaires sont en construction et auront une capacité de 14,73 Hm³ destinés à l'irrigation.

-77 retenues collinaires sont en projet avec une capacité de 40.45Hm³.

7.2. Les ressources en eau souterraine

D'après (MRE 2009), le bassin hydrographique de Chélif Zahrez, doté de 51 unités, peut produire un volume d'eau souterraine qui atteint 543hm³, y compris la RHCZ où l'on peut distinguer deux zones : la première est le bassin du Chélif limité par le massif de Ouarsenis au sud et le mont de Dahra au Nord, et la deuxième est le bassin de Zahrez.

Les potentialités en ressources en eau souterraine dans le bassin du Chélif sont concentrées dans les formations géologiques citées ci-dessous d'après la lithologie de la zone d'étude.

-Oued Touil

L'Oued Touil est limité au Nord par la plaine de Ain Oussara et le plateau du Sersou, à l'Ouest par le Djebel Nador, à l'Est par la plaine du Zahrez et au Sud par Djebel Amour. Les principaux aquifères sont les alluvions quaternaires (sables, graviers et argiles) les calcaires massifs turoniens et les grès albiens. La ressource potentielle estimée par la méthode pluie/infiltration serait de 9,44 hm³/an.

-Djebel Nador

Les affleurements calcaires du Djebel Nador sont limités au Nord par le plateau du Sersou, à l'Ouest par les monts de Saïda, à l'Est par le bassin du Zahrez et au Sud par le Djebel Amour. Les calcaires et les dolomies jurassiques du Djebel Nador de perméabilité moyenne, ont donné des débits de 5 à 20 l/s pour des forages de 100 à 300 m de profondeur. Avec la méthode

pluie/infiltration, la ressource potentielle a été estimée à 23 hm³/an avec une pluie moyenne de 260 mm

La plaine est limitée au Nord par les formations marno-calcaires de Boughari, à l'ouest par le plateau du Sersou, et au Sud par les calcaires de Ain Oussera. Les principaux aquifères de la plaine sont les alluvions quaternaires, les grès miocènes et oligocènes, les calcaires turoniens, les grès albiens et les dolomies et grès barrémiens. La ressource potentielle de cette plaine est estimée par la méthode pluie/infiltration à 17.5 hm³/an.

-Plaine de Ain Oussera

Au Nord, ces formations sont limitées par la plaine de Nahar-Ouassel, à l'ouest par les alluvions de l'Oued Touil, à l'Est par la plaine de Relizane Chéraga et enfin le Djebel Nador au Sud. La plaine de Ain Oussera est recouverte sur toute sa surface par une croûte de dépôts calcaires quaternaires et des alluvions sableuses récentes constituant un aquifère peu important exploité par des puits traditionnels. Les formations gréseuses albiennes forment le principal aquifère de la région caractérisée par une importante productivité (10 à 90 l/s à partir de 20 mètres de profondeur). Le modèle de la plaine de Ain Oussera (Arlab, 1985) a estimé la ressource annuelle des grès albiens à 27 hm³/an.

-Djebel Benhammad

Le Djebel est limité au Nord par la plaine de Nahar-Ouassel, à l'Est par les alluvions d'oued Touil, à l'Ouest et au Sud par le Djebel Nador. Les calcaires fissurés et les dolomies du jurassique et du crétacé constituent de bons aquifères. Des forages, captant ces formations à partir de 45 m de profondeur, ont donné des débits de 60 à 80 l/s. La ressource potentielle totale a été évaluée à 1,75 hm³/an.

-Plateau Sersou

Le Plateau Sersou est limité au Nord par le Massif de l'Ouarsenis, à Ouest par l'Oued Nahar Ouassel et le versant Nord du Djebel Nador. C'est une vaste dépression orientée Ouest-Est et dans laquelle plusieurs aquifères ont été mis en évidence. Sur tout le plateau, les dépôts grossiers du plio-quaternaire constituent un aquifère peu profond. Ces derniers peuvent atteindre 100 m d'épaisseur. Les grès du Miocène inférieur de faible perméabilité sont captés par de nombreux puits et forages dans la partie Nord du plateau. Ils alimentent une série de sources le long de la vallée de l'Oued Nahar Ouassel. La ressource potentielle a été évaluée à 14 hm³/an.

-Des calcaires parfois dolomitiques où les circulations sont favorisées par la fissuration ou l'érosion karstique, telles que les calcaires liasiques du Zaccar éminemment perméable (près du tiers des précipitations s'y infiltrent), de Rouina et Temoulga.

-Les calcaires à lithothamniées du miocène supérieur.

-Des grès plus ou moins dans le plateau du Sersou et le plateau de Mostaganem

-Des dépôts détritiques à perméabilité variable tels les grès et poudingues du miocène, les sables, les galets, les graviers et les poudingues du pliocène et du quaternaire.

-Des alluvions récentes du quaternaire souvent argilo – limoneuses et peu favorables à l'infiltration.

-Les alluvions grossières acheminées de certains secteurs du Haut, Moyen et bas Chélif.

-Haut et moyen Chélif : Les potentialités en eau de ces bassins (Alluvions du Quaternaire, Calcaires à lithothamniées, Grès et sable du Pliocène et Calcaire du Zaccar et Doui) sont de l'ordre de 81.4 Hm³/an

-*Bas Chélif et la Mina* : Les potentialités en eau de cette région (Alluvions du Quaternaire du bas Chélif et la Mina, Calcaires lithothamniées, Grès des plateaux de Mostaganem et Calcaires des plateaux de Saida) sont de 60.7 Hm³/an.

7.3. Les ressources en eau non conventionnelles

Le dessalement (ou la déminéralisation) des eaux de la mer est l'épuration des eaux usées. C'est une politique prise par les pouvoirs publics pour la mobilisation des ressources en eau non conventionnelles dans le cadre de protéger les ressources en eau et d'éviter l'impact de la pollution sur l'environnement, pour trouver une solution durable de l'alimentation des populations en eau potable.

7.3.1. Les eaux de dessalement.

Deux stations de dessalement ont été désignées dans la wilaya de Chlef à Mainis. La première est en exploitation depuis l'an 2014 à une capacité de 5000m³/j, et qui sera déplacée à Béni Haoua (wilaya de Chlef), alors que la deuxième, en projet, d'une capacité de 200 000m³/j, est mise en service à l'an 2015 avec une autre station située dans la wilaya de Tipaza (Oued Sebt), qui elle aussi est en projet avec une capacité de 100 000m³/j. Toutes les deux vont renforcer la région hydrographique de Chélif Zahrez par un volume de 109.5 hm³ après leurs mises en exploitation(<http://www.abh-cz.com.dz/eau.html>).

7.3.2. Les eaux usées épurées.

L'objectif principal est la mise en place de stations d'épuration des eaux usées (STEP) pour la protection de l'environnement en général et spécialement les ressources en eau contre les conséquences néfastes de la pollution provoquée par les eaux usées.

Récemment, les STEP ont vu des développements prodigieux, où actuellement 11 STEP sont mises en service et vont produire un volume épuré d'environ 24hm³ qui équivaut 12% des rejets d'eaux usées des agglomérations de la RHCZ, qui dispose d'une capacité totale de 931 187 Eq/hab, en parallèle avec une capacité de 760 085Eq/hab produite de 08 STEP encore en projet (<http://www.abh-cz.com.dz/eau.html>).

En absence des règles de base et des normes réglementaires appropriées, la réutilisation directe des eaux usées pour l'irrigation n'a subi aucun développement, tandis que les eaux épurées déversées actuellement dans les Oueds profitent indirectement des irrigants qui prélèvent au fil de l'eau.

8. Les périmètres d'irrigation

L'agriculture est l'un des secteurs les plus importants de l'économie dans la région du bassin de Chlef où l'hydro-agriculture est fortement présente et spécialement dans la vallée du Chélif. Le bassin hydrographique Chélif Zahrez a une superficie agricole utile (SAU) estimée de 2 021 465ha où, qu'un travail fait par l'ANRH, indique que les superficies irrigables ont un potentiel de 290 553ha, dont 241 921ha représente la surface irrigable du bassin du Chélif

(<http://www.abh-cz.com.dz/eau.html>). En matière d'irrigation, nous avons les GPI (grands périmètres d'irrigation) et la PMH (petite et moyenne hydraulique).

8.1. Les grands périmètres d'irrigation GPI

La superficie totale est estimée à 73 135ha dans RHCZ et subdivisée sur sept grands périmètres d'irrigation (GPI) en utilisation, où 46 100ha sont irrigables depuis l'an 2008.

En 2006, un volume d'eau dépassant 55.2hm³ est désigné pour alimenter les sept GPI en exploitation, pour assurer l'irrigation d'une superficie atteignant 17 797 ha, en plus, le barrage de Dahmouni va alimenter un autre périmètre d'irrigation d'une superficie totale de 1 500ha et de 1 200ha irrigable, qui a été mis en service en 2010 dans la wilaya de Tiaret (périmètre de Dahmouni) (<http://www.abh-cz.com.dz/eau.html>).

8.2. Petite et moyenne hydraulique PMH

La superficie irriguée de la PMH 92 259 ha en 2008 et a mobilisé un volume d'eau de 426.37 Hm³. Le tableau III-4 présent par wilaya, les superficies agricoles utiles et irriguées en 2008.

Tableau III-4: Les superficies agricoles utiles et irriguées en 2008 par wilaya du bassin du Chélif Zahrez (MRE 2009)

Wilaya	Nombre de communes	SAU (ha)	Superficie irriguée (ha)
Ain defla	32/36	175 012,00	12 180
Chlef	35/35	205 687,00	9 398
Djelfa	19/36	245 181,00	12 760
Laghouat	8/24	43 668,00	3 935
Mascara	8/47	64 269,00	3 038
Medea	28/64	158 312,00	3 212
Mostaganem	16/32	75 241,00	13 793
M'sila	2/47	8 800,00	700
Relizane	38/38	275 105,00	10 591
Saida	1/16	25 631,00	701
Tiaret	38/42	582 907,00	17 740
Tipaza	9/28	13 792,00	1 723
Tissemsilt	22/22	147 860,00	2 488
		2 021 465,00	92 259

9. Description de la population

L'aggravation des inondations est fortement liée au développement d'activités et d'enjeux en zones à risque (habitations, activités économiques et enjeux associés).

Avec les conséquences : une augmentation des événements les plus localisés un important changement des écoulements donc c'est très urgent pour ne pas créer de nouvelles situations de risque, d'organiser le développement urbain.

Selon (OFS l'Office National des Statistiques 2006), En janvier 2006 la population algérienne a atteint 33,2 millions d'habitants et, en 2004, la croissance démographique connue depuis l'époque de l'indépendance avait situé l'Algérie comme le pays le plus peuplé du Maghreb. Pendant la période 1962-1984, l'Algérie a connu une croissance démographique très rapide, avec un taux annuel de croissance supérieur à 3,2 %. D'autre part, à partir de 1987 on a observé une tendance à la baisse, se stabilisant à 1,63 %, pendant la période 2000 – 2005. Selon le RGPH 2008 la population totale de la région (agglomérations chef-lieu, agglomérations secondaires, hameau chef-lieu, zone éparses), était de 3.34 millions d'habitants, estimée à 4 millions d'habitants 2012 elle atteindra 4.69 millions habitants en 2020 (ABH 2013).

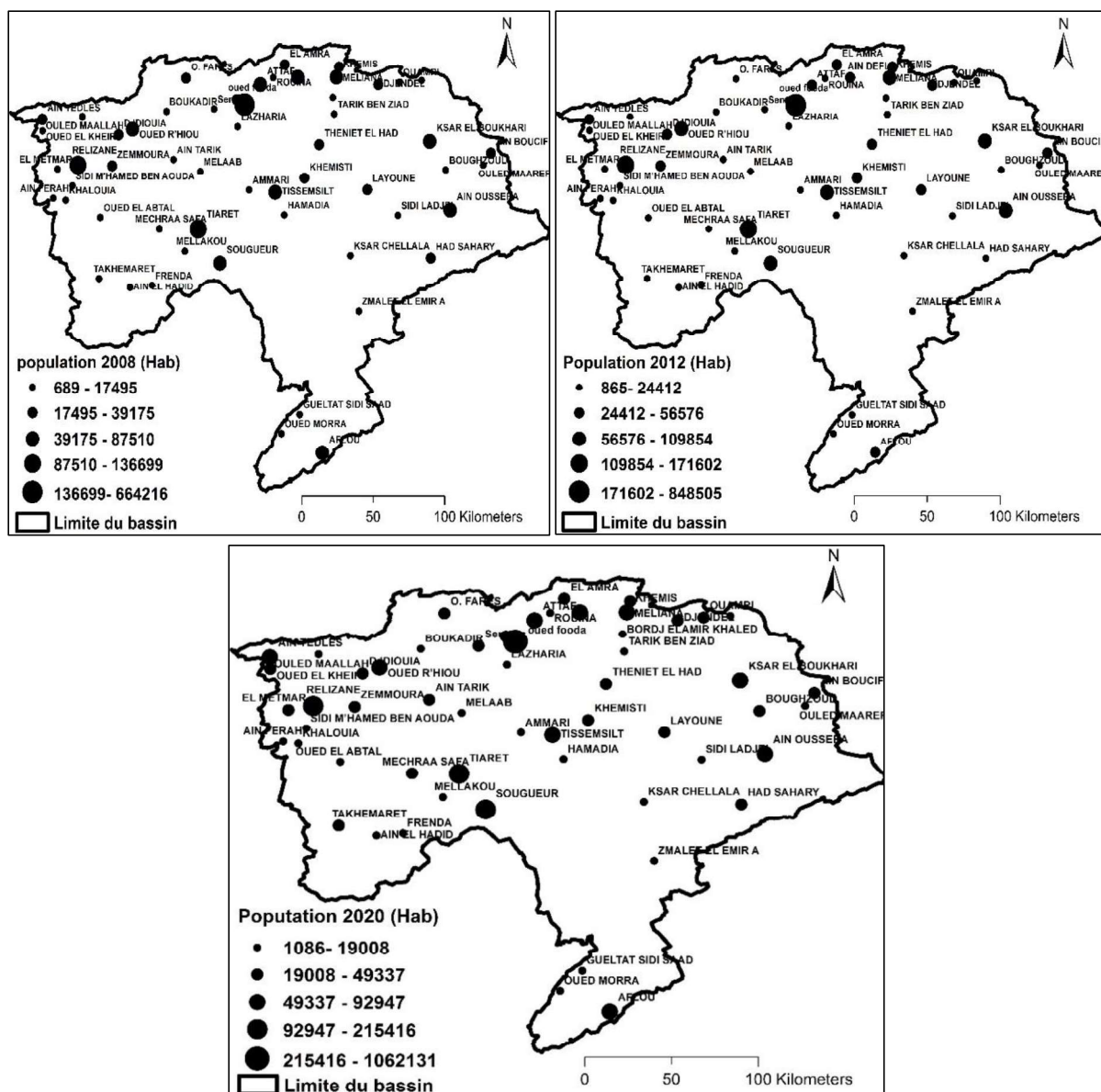


Figure III-15 : Distribution spatiale et l'évolution entre 2008, 2012 des populations de bassin versant du Chélif.

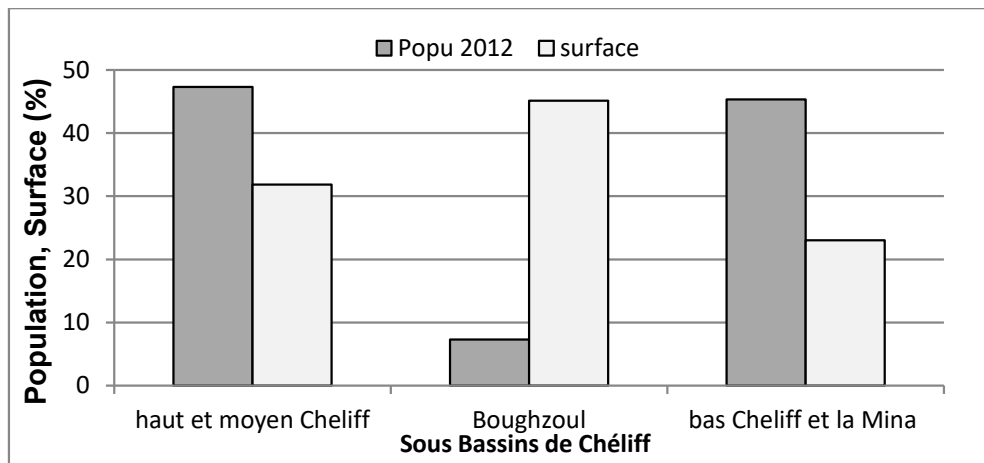


Figure III-16: Répartition des populations (en 2012) des sous bassins versants du Chéouli par rapport à la surface (%)

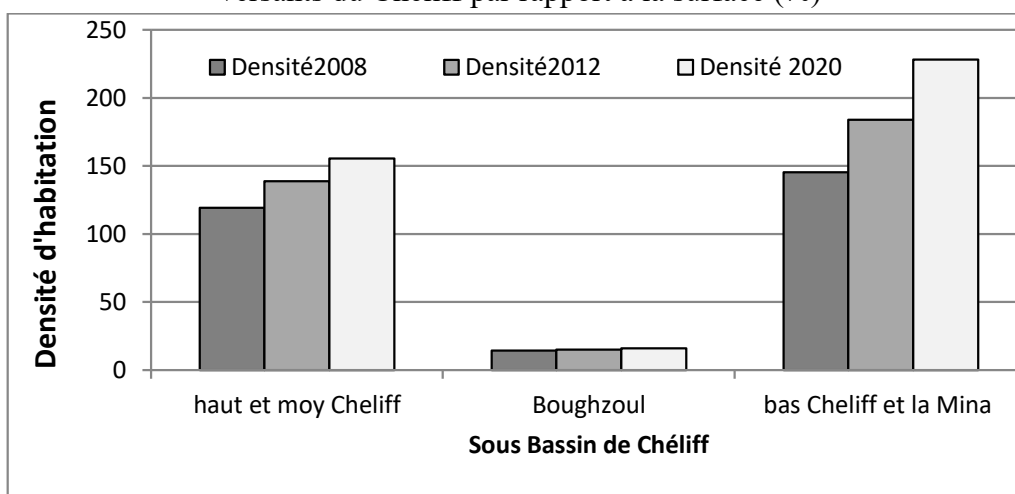


Figure III-17 : L'évolution des densités d'habitation des sous-bassins versants de Chéouli

La figure III-15 indique l'évolution de population du bassin du Chéouli de 2008 jusqu'à l'horizon 2020.

Sur tout le territoire du bassin du Chéouli, on remarque des déséquilibres entre les ressources humaines et économiques, préservant l'environnement, causant par la suite une hétérogénéité de distribution spatiale des agglomérations.

Le territoire du bassin est caractérisé par une répartition inégale de sa population (figure III-16).

Ainsi, les régions du Nord-Ouest (la Mina), bien qu'elles ne représentent pas plus de 23% de la surface du bassin, accueillent un peu plus de 45 % de la population totale soit (145 hab./km²) peu atteindra (228hab./km²) (voir graphique ci-dessous). Par contre on constate une densité ne dépasse pas (17 hab./km²) à l'horizon 2020 où le pourcentage, de la population dans le bassin de Boughzoul est à peine 8%, avec un pourcentage de superficie dépasse 45%. Tandis que population bassin haut et moyen Chéouli est estimé de 48% sur 31.8 % de la surface du bassin avec une densité d'habitation varie de 120 (120 hab./km²) à (156 hab./km²) respectivement en 2008 et 2020 (figure III-17).

Conclusion

Le bassin du Chéouiff S'étendant du Nord, de la mer méditerranéenne, présente un relief compartimenté, reflet de la nette opposition topographique Tell-Hautes Plaines qui le caractérise, avec l'opposition topographique qui s'ajoute une opposition structurale et qui se traduit par un substratum relativement simple au sud, formés de vastes étendues sédimentaires d'où émergent des massifs calcaires isolés, et un édifice beaucoup plus complexe au Nord, constitué de nombreuses séries hétérogènes empilées de phases tectoniques successives, on distingue aussi de l'amont à l'aval de notre région d'étude : l'Atlas Saharien, les hautes plaines, les massifs telliens, la vallée du Chéouiff.

Le bassin du Chéouiff, est soumis à l'influence conjuguée de la mer, du relief et de l'altitude, présente un climat de type méditerranéen extra tropical tempéré. Il est caractérisé par un été chaud et sec de longue durée qui atteint 4 mois sur littoral et jusqu'à six mois dans les Hautes Plaines.

La répartition des précipitations moyenne interannuelle varie entre 150mm au sud du bassin (bassin Boughzoul) à 700 au bassin du haut Chéouiff.

Pour l'ensemble du bassin, la température moyenne interannuelle est de 16,2 °C. La température du mois le plus froid (janvier) est de 7,8°C, tandis que celle du mois le plus chaud (août) est de 26,2°C À partir des données précédentes, nous pouvons en conclure que la température moyenne annuelle est comprise entre les isothermes de 15 et 19°C.

Le bassin du Chéouiff compte 26130 km² entre d'oueds permanents et d'oueds temporaires avec une densité de drainage total estimé par 0.61 km²/km².

Les ressources en eaux superficielles sont représentées 18 barrages où le volume d'eau total emmagasiné à la date du 31/01/2014, dans les retenues de ces barrages est de 1 175.21 Hm³.

Selon ANRH/PNE 2010, les potentialités en eau souterraine estimées à 543 Hm³ dont 324Hm³ sont incluses dans la RHCZ.

Le territoire du bassin est caractérisé par une répartition inégale de sa population avec une densité d'habitation varie entre (15 hab./km²) pour le bassin de Boughzoul et (184hab./km²)

Dans le bassin du bas Chéouiff et la Mina.

Chapitre IV

Étude hydropluviométrique



<https://www.google.com/img?sa=i&source=images&cd=icad-rj&uac=8&ved=2ah1KEwIRipM7YmABXoAmMBHZ9CQw4ZBAAJEDwOQaECAEQQQ&url=https%3A%2F%2Fsympa-sympa.com%2Finspiration-psychologie%2Fdesire-une-pe-essais-sous-la-pluie-et-sous-le-diaoni-comment-ils-fait-face-a-les-problems-435610%2F&psig=AOvVau0ce5c230Q0CXjHnVirOIShkut-157492552419013&itcs=3&uac=3>

Introduction

Le but de notre travail est de reconstituer l'évolution détaillée des conditions hydroclimatiques dans le bassin versant de Chélif correspondant à l'oued Chlef et ses affluents étudiés tout en remontant le plus loin possible dans le temps. Plus de 40 années avaient été définies initialement afin d'analyser l'évolution hydroclimatique au Nord-Ouest algérien et les tendances qu'on y peut détecter pendant ces dernières décennies.

Pour pouvoir effectuer cette reconstitution de manière fiable, il était cependant nécessaire de disposer de suffisamment de données hydroclimatiques.

Nous avons donc dans un premier temps collecté l'ensemble des informations disponibles sur la longueur des séries climatiques et hydrologiques correspondant à toutes les stations météorologiques et hydrologiques de la région bassin du Chélif. Cette analyse des données nous a permis de constater que la période d'étude retenue des séries hydrologiques varie entre 1969 à 2009.

On s'intéresse dans la deuxième partie de ce chapitre à la caractérisation de la sécheresse météorologique pour décrire le degré de prolongement spatial et temporel de cette dernière sur notre région d'étude à partir de 1969 jusqu'à 2009

1.Choix des données

La sélection des stations pluviométriques nous a permis de retenir 110 stations dont nous avons extrait les précipitations à l'échelle mensuelle réparties de façon plus au moins uniforme.

Le volume d'informations pluviométriques recueillies à l'échelle journalière n'a permis de retenir que (14) postes qui ont fonctionné sans arrêt depuis 1969 à l'échelle journalière.

Les stations ont été retenues pour la période 1969 à 2009 soit 40 ans, car la plupart des postes retenus en premier lieu ont été soit fermés au cours de la période considéré soit exploités bien après 1969. Deux critères ont été utilisés pour sélectionner les stations choisies. Nous avons retenu seulement les stations possédant une série de données avec moins de lacunes possibles sur la période 1969-2009.

Nous avons conservé une répartition géographique de ces stations de manière à couvrir la plus grande superficie de notre région d'étude (figure IV-1, annexe (1,2)).

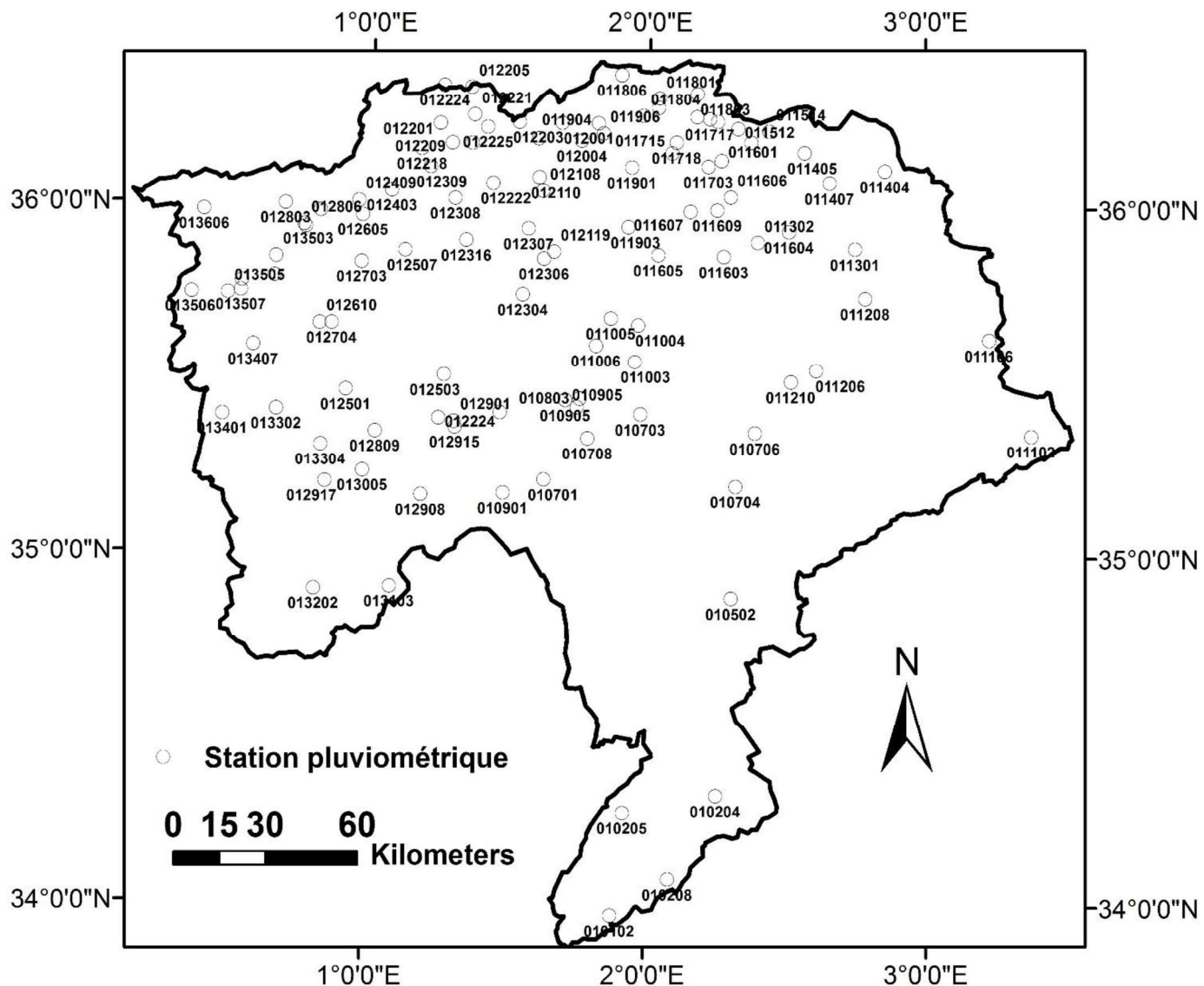


Figure IV-1: Localisation des stations pluviométriques du bassin du Chéouf.

2. Comblement des lacunes

Les lacunes dans les séries de précipitations mensuelles doivent être comblées afin d'homogénéiser au mieux ces dernières et de faciliter ensuite la détection d'éventuelles non stationnarités.

Nous avons donc utilisé la méthode de comblement proposée par Laborde (2000), qui permet de combler rapidement et simplement les lacunes avec la partie la plus fiable des données disponibles. L'utilisation de la méthode bouche trous par logiciel HYDROLAB (Laborde et Mouhous, 1998), a été développée afin de combler les lacunes dans des séries pluviométriques annuelles. La dépendance entre les stations pouvait varier au cours de l'année. Ceci nous a conduits à appliquer cette méthode de comblement sur les 12 mois de l'année.

3. La variabilité pluviométrique selon les coordonnées cartésiennes .

Il s'agit d'abord de décrire et comprendre l'influence de la position géographique et de l'altitude, sur la répartition spatiale des précipitations dans le bassin.

Dont les précipitations annuelles moyennes sont spatialement très hétérogènes, mais suivent de manière générale un gradient croissant avec la latitude et quasi stationnaire sur la longitude et avec de faibles diminutions selon les altitudes (figure IV-2).

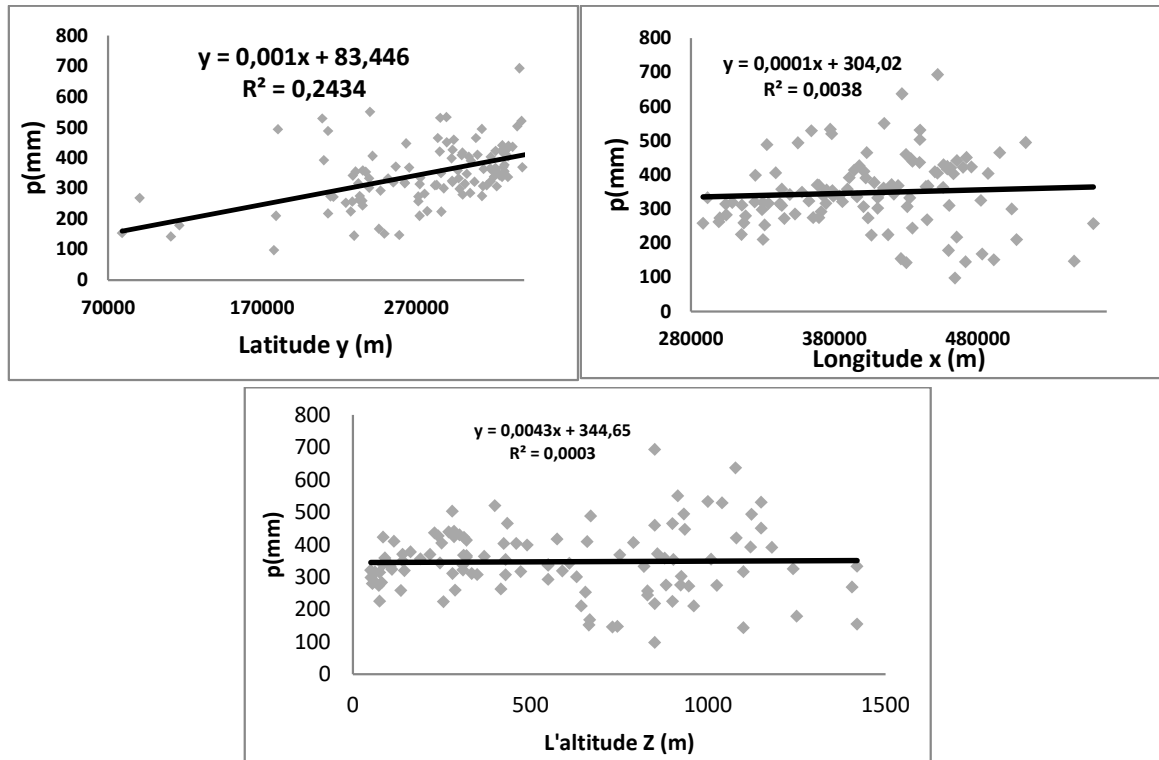


Figure IV-2 : Corrélation entre les coordonnées géographiques des stations pluviométriques et moyennes des pluies totales interannuelles.

Les chaînes de montagnes agissent, elles obligent les masses d'air à s'élever ce qui engendre les pluies. C'est le relief qui provoque des déformations dans la dynamique des masses d'air qui se traduit par les variations spatiales des précipitations. Les versants exposés aux vents pluvieux reçoivent toujours plus de pluie que les versants sous le vent. Plusieurs études ont montré l'existence d'une relation directe entre la quantité de pluie tombée dans un endroit donné et l'altitude de ce point, l'augmentation des pluies avec l'altitude dépend également de l'orientation du relief par rapport aux flux pluvieux (Medjerab 2005).

Il existe une relation entre les précipitations et la distance à la mer. Généralement plus on se rapproche de la mer plus les précipitations sont importantes.

La corrélation de l'altitude et la pluie apparaît en général négative pour toutes les années. Les valeurs négatives indiquent que les pluies sont plus abondantes au Nord qu'au sud, ce qui pourrait traduire indirectement par le régime méditerranéen au Nord du bassin (figure IV-3).

La corrélation de la latitude avec la pluie est positive indiquant une légère augmentation d'Ouest en est des précipitations pour 89 % des stations d'étude (figure IV-3).

La corrélation longitude et pluie apparaît totalement positives pour toutes années de période d'étude. Cela montre que la longitude intervient fortement dans la répartition des précipitations. Les valeurs positives indiquent une augmentation d'Ouest en est des précipitations, ce qui pourrait traduire indirectement le rôle du relief. Cette corrélation est relativement élevée lorsque

l'on ne considère que les stations situées dans la région Nord (monts de l'Ouarsenis et région côtière de Dahra) (figure IV-3).

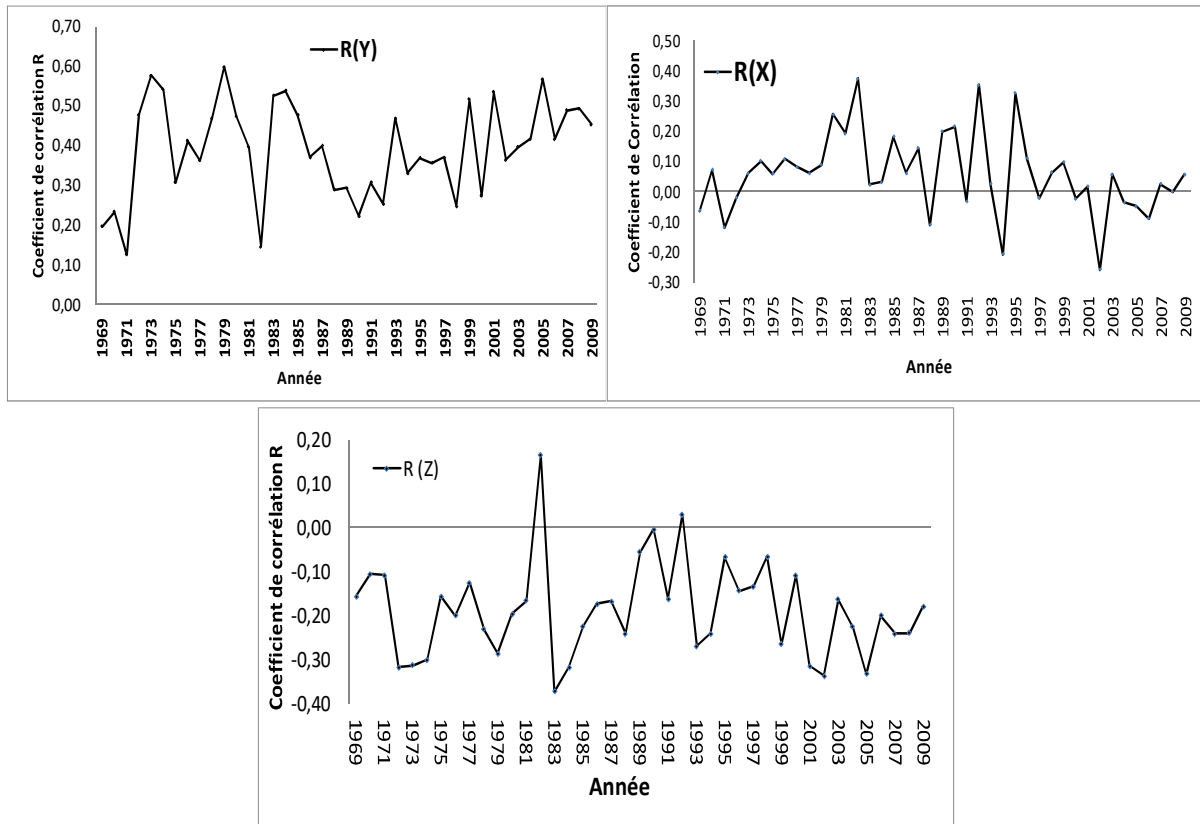


Figure IV-3: Variation des corrélations interannuelles entre les coordonnées géographiques et les pluies totales annuelles

4. La variabilité pluviométrique spatiale selon l'échelle du temps.

4.1. À L'échelle annuelle

Une fois effectuée l'étude préliminaire de la qualité des séries complétées au préalable, on a estimé les valeurs moyennes maximales et minimales avec les coefficients de variations pour la période de référence (1969-2009) considérée, pour chacune des 110 stations sélectionnées, représentées sur la Figure IV-1.

Comme on peut le constater, il existe un important déficit de stations dans la partie Sud du bassin. Cet état de fait a rendu la réalisation des cartes reprises sur la figure IV-4 particulièrement difficile.

Les moyennes annuelles de précipitations varient dans l'espace ; elles oscillent de 100 à 700 mm. Elles diminuent légèrement du Nord au sud du bassin (figure IV-4). Cette diminution est pourrait s'expliquer par l'éloignement de la mer.

La précipitation moyenne dans le bassin varié entre des valeurs inférieures à 150 mm dans le sud et des précipitations proches de 700 mm dans le secteur Nord-Est(figure IV-4). Les valeurs les plus élevées sont enregistrées dans le secteur côtier et sur les points situés aux plus hautes

altitudes et liées aux masses d'air humide en provenance du Nord. Concrètement, la précipitation moyenne annuelle atteignant leur maxima dans les stations de Sidi Medjahed (01803) et Anneb (011806), avec des valeurs respectivement 639mm et 637 mm. Les valeurs minimales annuelles atteignent son minima dans la station de Zmalet Emir AEK (010502) et Birine centre(011106) avec des valeurs respectivement de 100mm à 147 mm dans les précipitations maximales annuelles l'étalent entre 200mm et dépasse 150mm, on constate également l'existence de maxima relatifs de précipitations dans les Monts de l'Ouarsenis et les Hauts Plateaux dans les stations Khemisti (011004)El Karimia (porte de fer) (012110) et Anneb (011806), avec des valeurs respectivement de 1535mm,1237 mm et 1236 mm (figure IV-4).

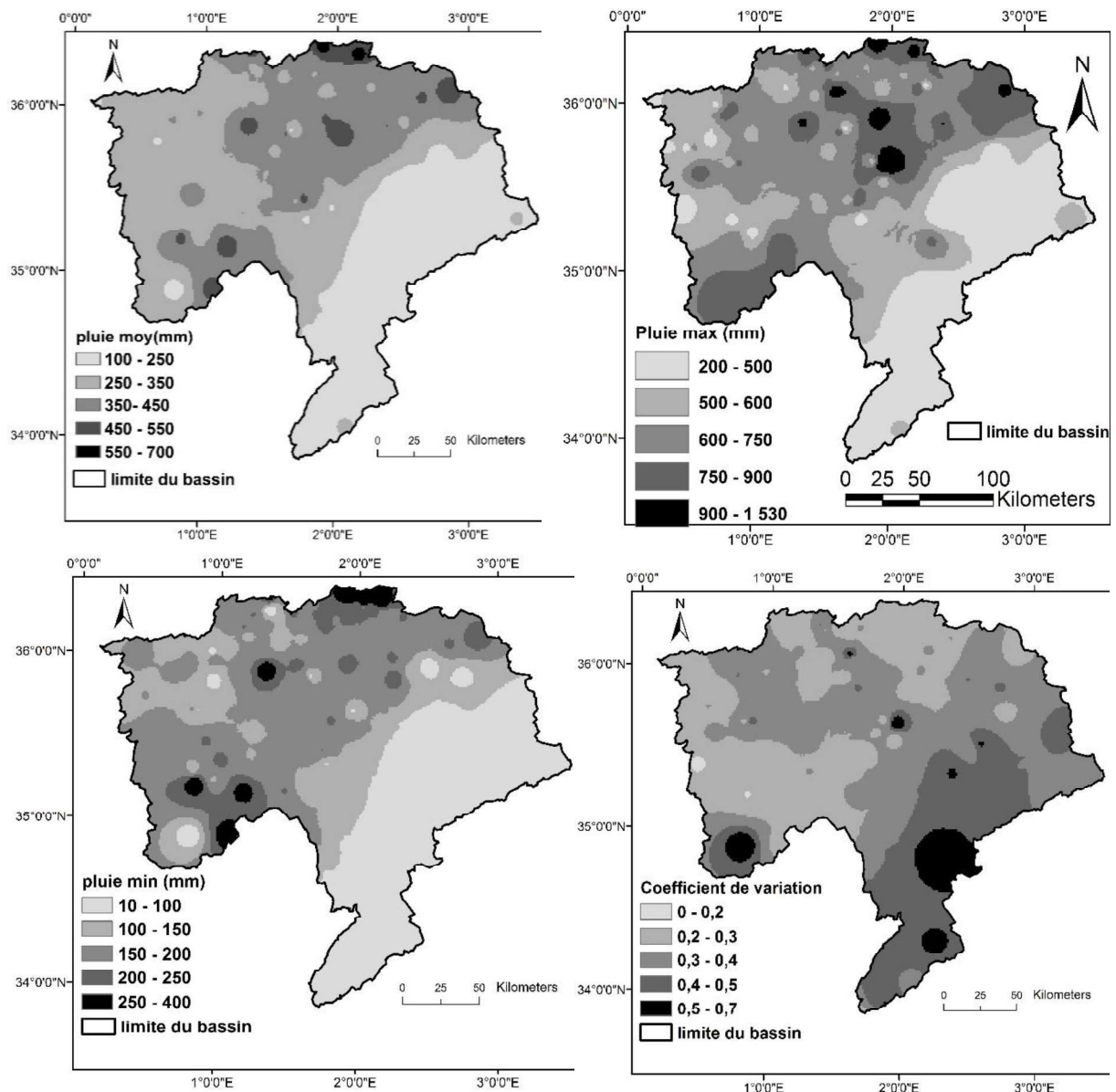


Figure IV-4 : Les caractéristiques statistiques des séries pluviométriques du bassin versant du Chélif sur la période de 1969-2009.

Les précipitations annuelles minimales varient entre 5mm à 365mm, on note que les zones avec les valeurs de précipitations annuelles minimales se concentrent dans le bassin de l'amont de Bougzoul où les précipitations sont inférieures à 20 mm Concrètement, les valeurs minimales

sont enregistrées dans les stations Zmalet Emir AEK (010502) et de Sidi Boudaoud (010706), avec respectivement 10 mm et 11 mm (figure IV-4).

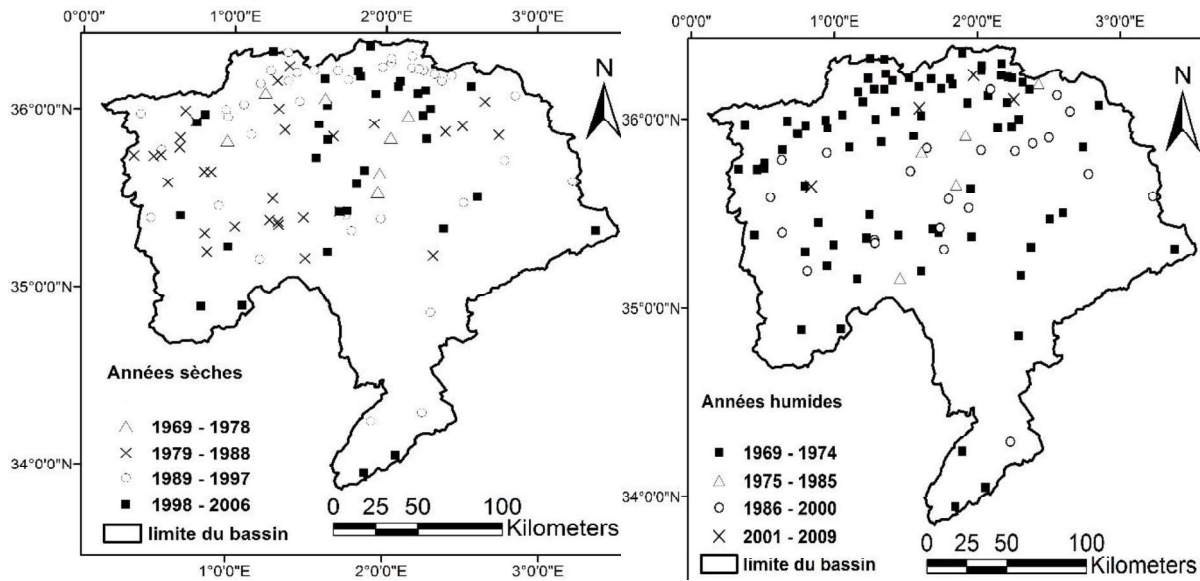


Figure IV-5 : Les années plus humides et plus sèches selon les pluies maximales et les pluies minimales.

Les précipitations annuelles moyennes sont spatialement très hétérogènes et temporellement sur le long de la période d'étude traduite par la variation du coefficient de variation allant jusqu'à 60% dans les stations du Sud-Est de la région d'étude tandis qu'au sud de bassin du la Mina et au moyen Chélif ne dépasse pas 20%.

La figure IV-5 montre la variation spatiale et temporelle des années sèches et humides selon les valeurs minima et maxima successivement où on constate que la période entre 1969 à 1974 représente la période la plus humide pour la plupart des stations de notre étude tandis que la période entre 1989 jusqu'à 1997 indique la période la plus sèche dans la majorité des stations choisies dans cette étude.

4.2. À L'échelle mensuelle

Les cartes des moyennes mensuelles de précipitations (figure IV-6) calculées sur quarante ans (1969-2009) montrent que le bassin reçoit une forte quantité de pluie d'octobre à mai (atteignent 100 mm mensuellement). Cependant, ces précipitations sont plus abondantes au Nord qu'au sud du bassin. Les précipitations les plus faibles sont enregistrées de juin à septembre (figure IV-8). Il est très clair que les précipitations sont inégalement réparties sur le bassin, où est très arrosé en janvier sur Nord du bassin, comparativement à la partie sud qui reçoit les pluies les plus abondantes de septembre et octobre.

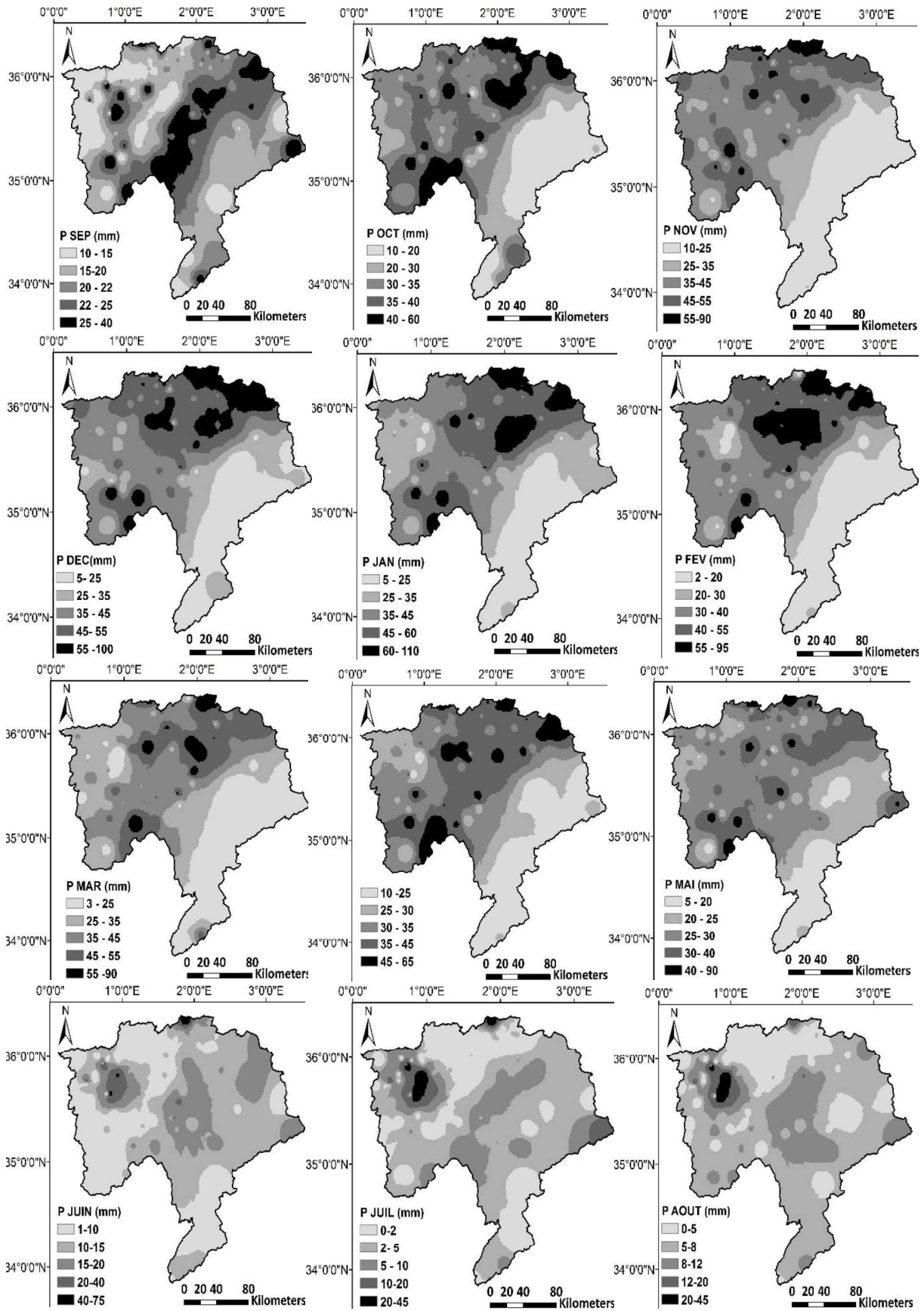


Figure IV-6 : Variation des pluies moyennes mensuelles du bassin versant du Chéouf.

La répartition intra-annuelle des précipitations est également très hétérogène sur la l'ensemble de bassin versant (figure IV-6). De manière générale, les contrastes saisonniers augmentent du sud vers le Nord et de l'amont vers l'aval.

Les précipitations sont surtout abondantes en automne et en printemps dans les monts de l'Ouarsenis et les Hauts Plateaux. Mais en hiver les précipitations dominent au Nord du bassin du haut et moyen Chélif.

À l'inverse des autres bassins, les cartes des moyennes mensuelles de précipitations (figure IV-6) calculées sur quarante ans (1969-2009) montrent que le bassin de Bougzoul reçoit une plus faible quantité de pluie en hiver qu'en été.

Le Nord-Est très arrosé en hiver, comparativement à la partie sud qui reçoit les pluies les plus abondantes en été que la partie Nord du bassin.

5.Évolution du régime hydrologique

D'une manière générale, la précipitation est le premier générateur des écoulements de surface par ailleurs, le climat et les variations hydroclimatiques représentent l'un des principaux facteurs de contrôle des processus de la géodynamique externe des bassins versants.

Notamment l'analyse de l'écoulement sur la période 1969-2009 tente d'apprécier l'évolution de la ressource en eau superficielle et l'influence de la lame d'eau précipitée Il s'agit également d'évaluer la sensibilité des rivières aux variations du climat.

6.Les données hydrométriques

Sur le bassin versant du Chélif les données hydrométriques ont été acquises à l'échelle journalière à partir de l'ANRH d'Alger et de Blida qui ne disposent pas de séries complètes. Le volume d'informations recueilli est assez limité et ne couvre qu'une partie restreinte de la région d'étude. Les données de certaines ces stations hydrométriques ne couvrent pas toute la période d'étude nous avons sélectionné uniquement les stations hydrométriques comportant au moins plus de 60% de valeurs sur la période 1969-2009(figure IV-7, tableau IV-1).

Tableau IV-1 : les stations hydrométriques utilisées.

Code	Nom_	Période	X (km)	Y(km)	Z(m)	Surface (km2)
011702	ARIB CHELIF	1969-2009	245	230	230	2452
011715	EL ABABSA	1973-2009	444	318	320	102
012201	OULED FARES	1973-2009	368	327	140	262
012311	OULED BEN AEK	1986-2007	373	302	95	1225
012701	DJEDIOUIA R	1975-2010	333	294	58	835
013301	TAKHMART	1974-2004	313	203	606	1550
013302	AIN AMARA	1967-2010	316	335	288	2480
013401	SIDI AEK DJ	1967-2010	308	244	225	470
013402	OUED EL ABTAL	1959-2010	317	246	252	5400
013602	SIDI BEL ATTAR	1951-2010	281	306	43	43700
011001	COL, BOUGARA	1974-1988	432	251	820	1619

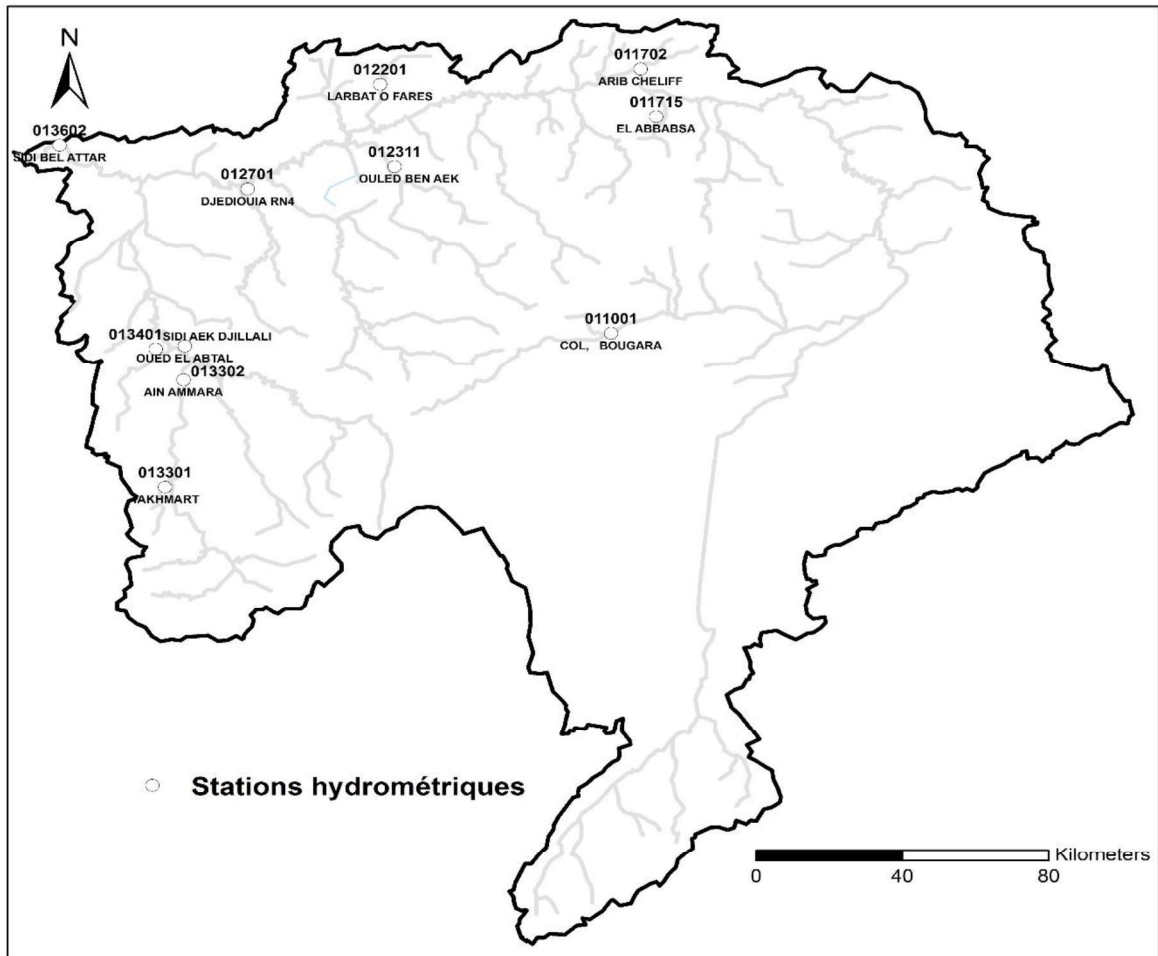


Figure IV-7: Localisation des stations hydrométriques du bassin du Chéouf.

7. Variation temporelle des débits

7.1. À l'échelle annuelle

Il s'agit également de noter que la variation de débit pour la plupart des stations de notre bassin versant sont dépend de la présence des barrages avant et après la mise en service et l'alimentation en eau de ces stations provient de la résurgence des lâchers en provenance des barrages en aval.

En moyenne annuelle, les plus fortes valeurs de débits correspondent aux stations situées au Nord-Ouest du bassin étudié (Sidi Belatar, Djedouia, Oued Elbtal, (figure IV-8) et à l'est du bassin à la station de Arib Chlef.

À l'inverse, les plus faibles valeurs du débit annuel moyen se trouvent majoritairement dans les stations situées en aval des affluents d'oued Chlef et en aval d'oued Chlef lui-même, où les prélèvements d'eaux importantes, mais on peut expliquer les faibles quantités des débits au sud de bassin par les faibles lames d'eau précipitées.

La figure IV-9 représente les variations interannuelles des débits moyens annuels pour les 13 stations hydrométriques choisies dans notre étude sur la période de (1969 – 2009).

L'élaboration de la figure IV-9 montre une nette irrégularité interannuelle des débits moyens absolus ou le coefficient de variation dépasse 100% dans les stations de Bougzoul et Djidiouia et varier entre 50 % à 98% pour les autres stations.

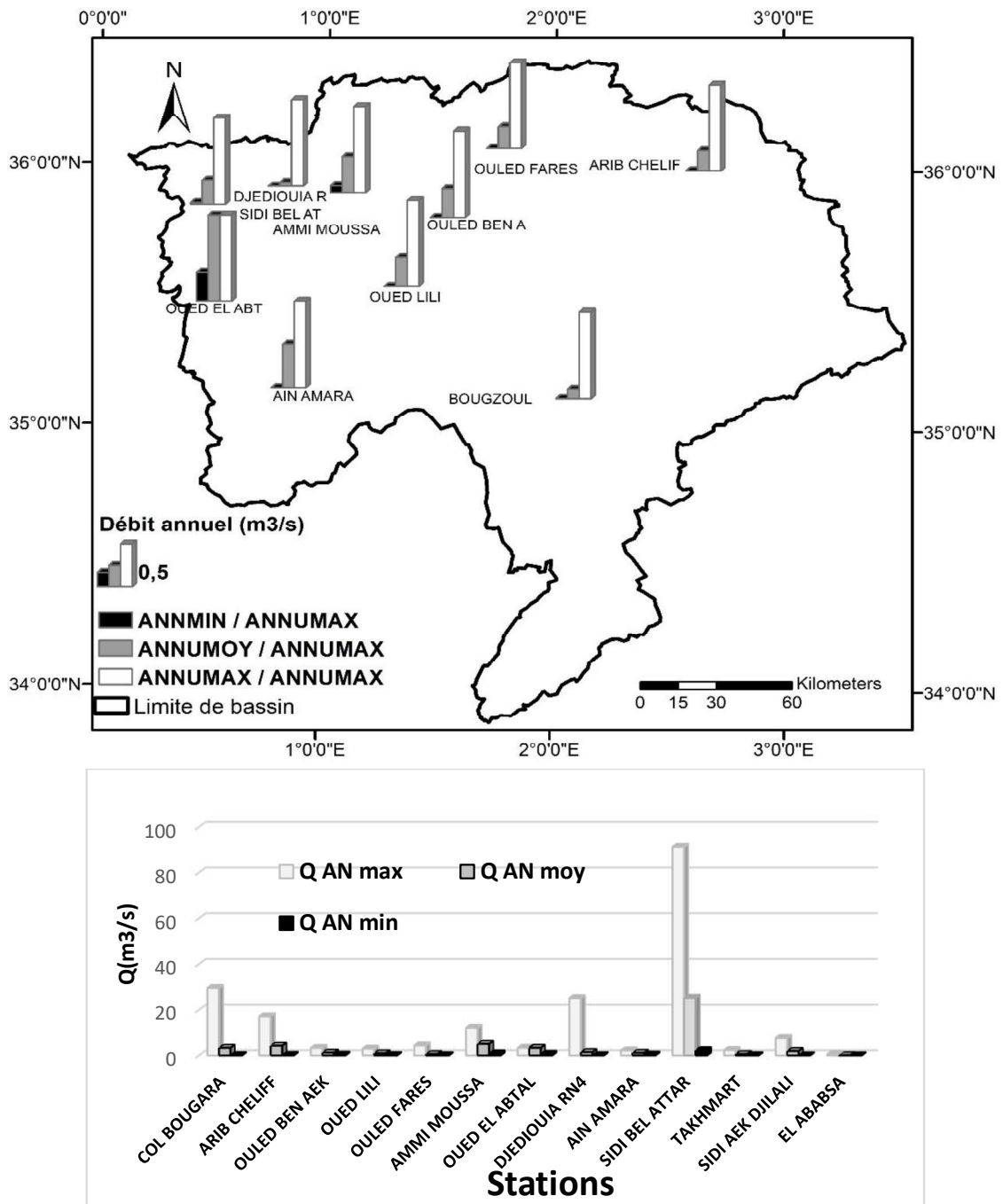


Figure IV-8: Variation des débits maximums, minimums, moyens interannuels des stations hydrométriques du bassin du Chélif.

Le module interannuel allant de 0.11 m³/s dans la station de Elababsa (011715) qui a été dépassée à 90% dans la série des débits moyens annuels pour la station Sidi Belatar, ces valeurs de débit moyen interannuel ont été dépassées 2 fois seulement dans la station située au sud du bassin (011001) et 15 fois dans la station de Oued Elabtal (013402) dans le bassin de la Mina soit plus 45% de nombre par rapport leur la période d'observation totale. Où l'année 1994 /

1995 a battu le record avec 8 stations /13 qui ont un débit moyen annuel supérieur à leur débit moyen interannuel, ainsi que l'année 1995/1996 avec 7/13 stations.

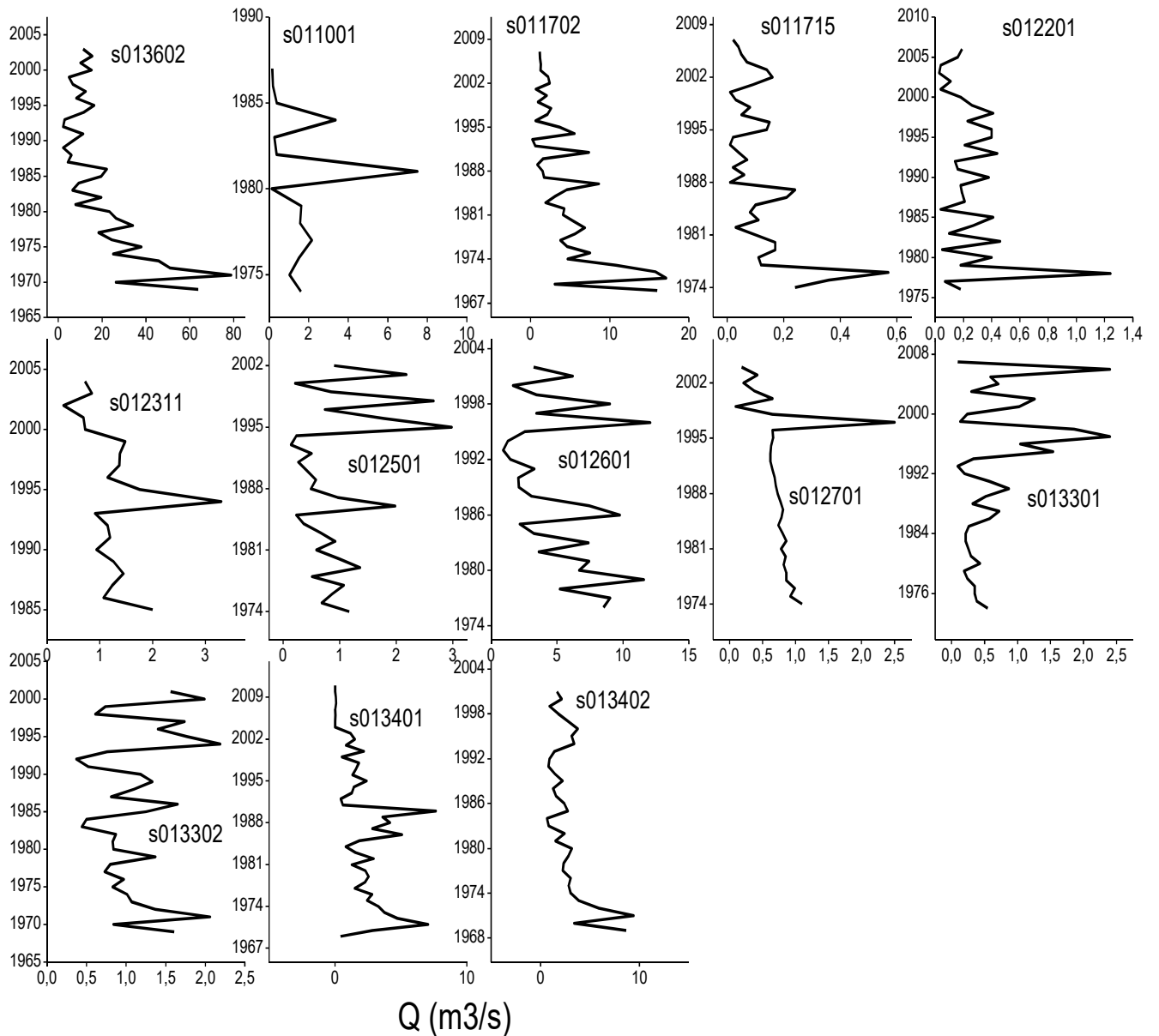


Figure IV-9: Variation des débits moyens annuels des 13 stations du bassin du Chéouiff.

7.2.À L'échelle saisonnière

La variabilité saisonnière des débits moyens suit la même allure que les débits annuels (figure IV-10), reflétant à la fois celles des caractéristiques climatiques et morphologiques de notre zone d'étude.

De manière générale, le régime hydrologique notre bassin versant est caractérisé par de hautes eaux en hiver et des basses eaux en été.

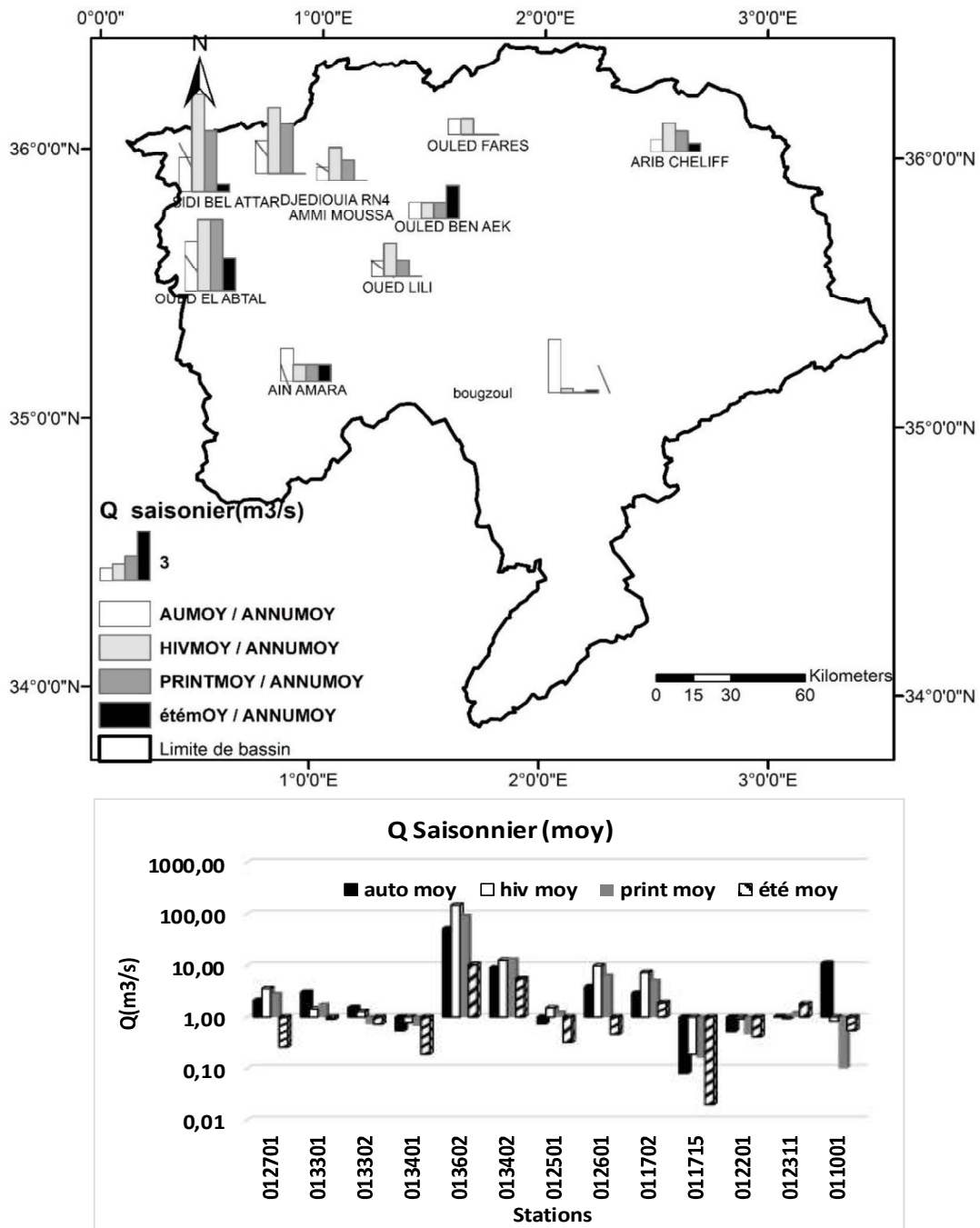


Figure IV-10 : Variation des débits moyens saisonniers du bassin du Chéouli.

7.3. À L'échelle mensuelle

L'analyse des débits mensuels permet de mettre en lumière les régimes des cours d'eau, et leurs variations interannuelles ou inter saisonniers.

La figure IV-6 montre clairement que les fortes précipitations tombent en automne, dès le mois de Septembre localisé dans la partie sud du bassin versant et la partie Nord, indique que l'année hydrologique comptée de septembre à août semble plus convenable qui est assez bien adaptée au régime hydrologique qui se traduit par une saison froide et humide de novembre à mai et par une saison chaude et presque sèche de juin à septembre (figure IV-11, IV-12).

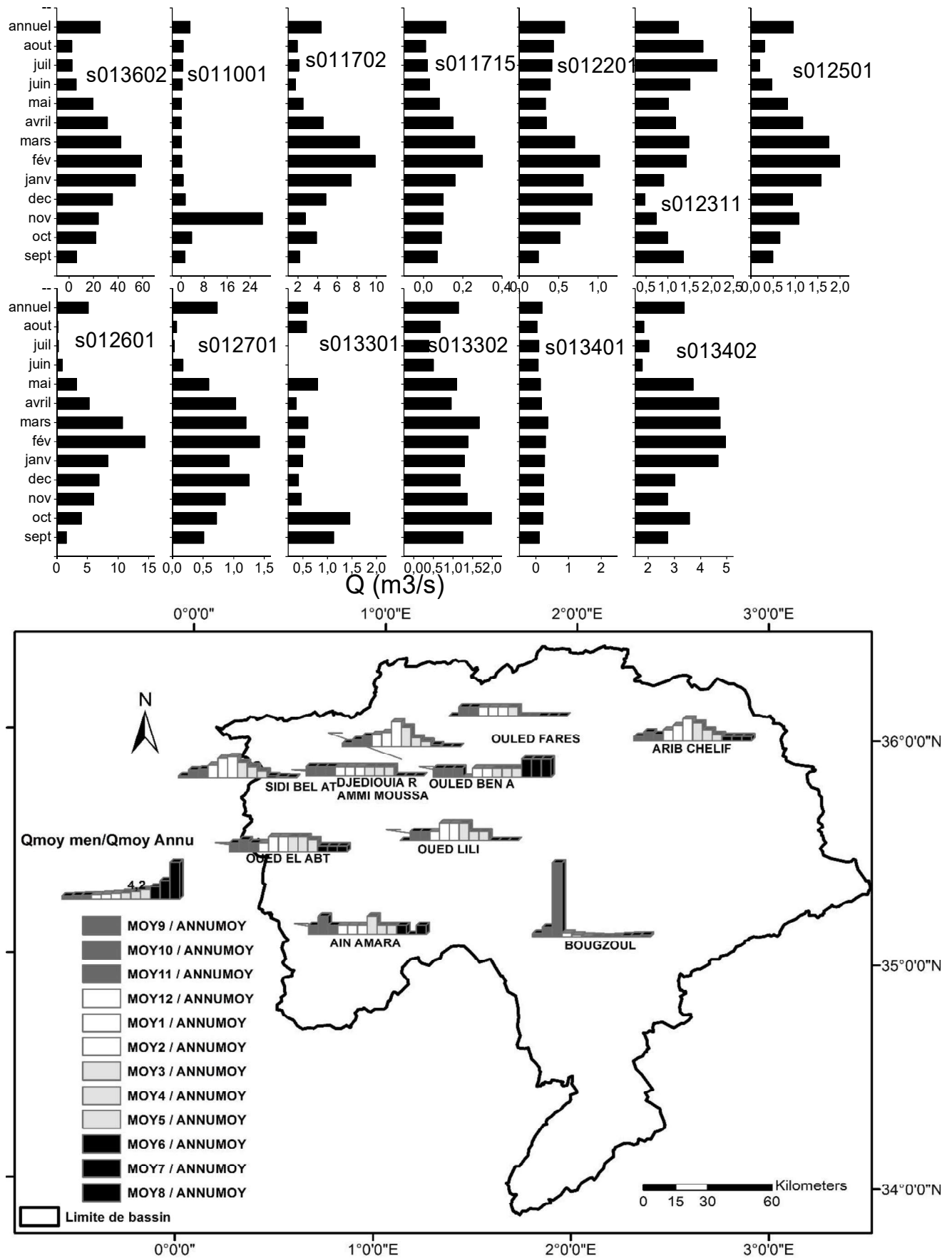


Figure IV-11 : Variation des débits moyens mensuels du bassin du Chélif.

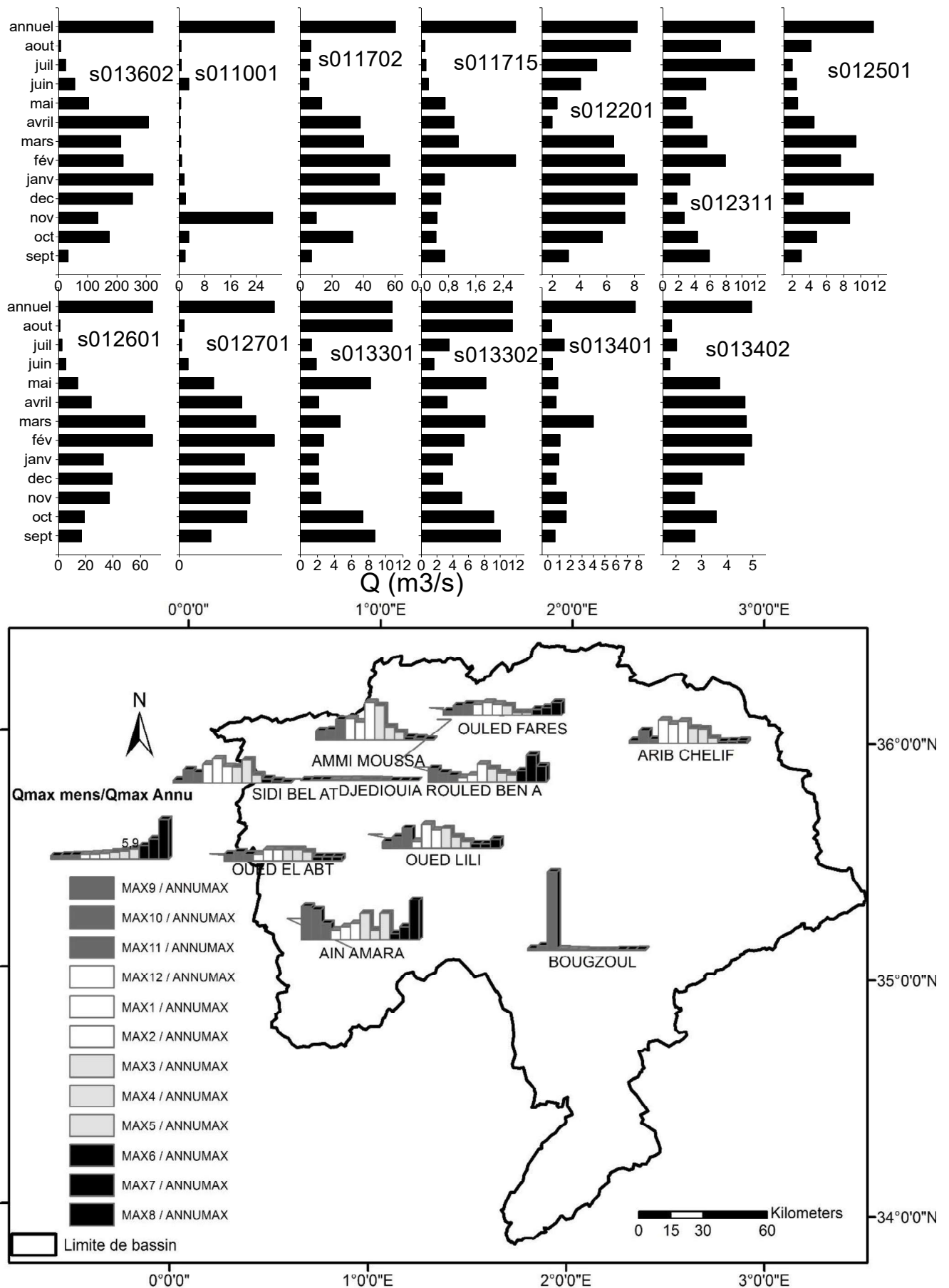


Figure IV-12 : Variation des débits maximum mensuels du bassin du Chéouli.

La source d'alimentation de débit du bassin du Chélif est essentiellement assurée sur les quantités d'eau précipitées ainsi le régime du débit moyen de notre bassin indique un maximum au mois de février pour la majorité des stations utilisées est varié entre (95.1m³/s à la station de Sidi Belatar à 0.3m³/s à la station de Elababsa) (figure IV-11).

Cependant, les débits maximaux ne correspondent pas forcément aux débits moyens, où on trouve les pics de débits de pointe sont localisés en mois hivernal (de décembre à février) et nous avons détecté des pics même en mois d'août dans les trois stations de Takhmart et Ain Amara et Ouled Ben AEK avec des valeurs consécutives de 10.7, 11.5, 11.6 m³/s avec des pluies enregistrées de l'ordre de 50, 53 et 108 mm aux stations d'Ain Hamar, Oued AEK et Takhmart respectivement (figure IV-12). Les pluies en cette période sont battantes conjuguées à la dégradation de la structure du sol, après une longue période sèche, provoquant ainsi des crues importantes et éclairées.

8. Étude de sécheresse

La sécheresse est un fléau insidieux qui découle d'une baisse des précipitations par rapport à des niveaux considérés comme normaux. Quand le phénomène se prolonge toute une saison, ou au cours d'une période plus longue encore, les précipitations sont insuffisantes pour répondre aux besoins de l'environnement et des activités humaines (OMM 2012). Parmi les méthodes les plus utilisées pour décrire la persistance de la sécheresse, on trouve :

8.1. L'indice normalisé de précipitations

Il existe de nombreux indices de sécheresse, allant des plus simples, notamment le pourcentage de la normale des précipitations ou les centiles de précipitations, aux plus complexes, tel l'indice de sécheresse de Palmer. De plus, la compréhension des différents effets que peuvent avoir des déficits de précipitations sur les eaux souterraines, sur le volume stocké dans les réservoirs, sur l'humidité du sol, sur le manteau neigeux et sur l'écoulement des cours d'eau a conduit les scientifiques américains McKee, Doesken et Kleist à mettre au point, en 1993, l'indice de précipitations normalisé (indice SPI) (OMM 2012).

L'indice standardisé de précipitation « SPI » (standardized precipitation index) peut caractériser les déficits de précipitation pour une période donnée. Cet indice est exprimé par la formule suivante :

$$SPI = \frac{(P_i - \bar{P})}{\sigma}$$

SPI : indice standardisé de précipitation

P_i : précipitation d'une année donnée

\bar{P} : Précipitation moyenne de la période d'étude.

σ : Écart type de la série de précipitation.

Le tableau IV-2 suivant présente les valeurs de l'indice SPI pour définir l'intensité des épisodes de sécheresse :

Tableau IV-2 : Valeurs de l'indice SPI selon l'office mondial météorologique (OMM 2012)

$-2 > \text{SPI}$	Extrêmement sec
$-2 < \text{SPI} < -1$	Forte sécheresse
$-1 < \text{SPI} < 0$	Modérément sec
$0 < \text{SPI} < 1$	Modérément humide
$1 < \text{SPI} < 2$	Forte humidité
$2 < \text{SPI}$	Extrêmement humide

8.2.Méthodes des quintiles et des terciles :

Ces deux méthodes sont basées sur l'ajustement des observations à une loi normale qui permet d'estimer plus correctement les différents quantiles et calculer leurs durées de retour. Pour les quintiles, le seuil d'années sèches est observé en moyenne tous les 2.5 ans et les très sèches tous les 5 ans (tableau IV-3); où la méthode des terciles suppose qu'une année sèche a une durée de retour égale à 3 ans (tableau IV-4); (Khaldi 2005)

Tableau IV-3 : Classification de sécheresse par la méthode quintile

Fi	0-0.2	0.2-0.4	0.4-0.6	0.6-0.8	0.8-1
quintile	Très sèche	Sèche	Normale	humide	Très humide

Tableau IV-4 : Classification de sécheresse par la méthode tercile

Fi	0-0.33	0.33-0.66	0.66-1
Tercile	sèche	Normale	Humide

9. Evolution spatiale et temporelle de la sécheresse du bassin du Chélif

Les caractéristiques principales de la pluviométrie sont la grande variabilité interannuelle et sa hétérogénéité spatiale, où les sous-bassins les plus humides sont situés au Nord du bassin versant (aval de Bougzoul et la Mina) tandis que les plus secs occupent la partie sud de bassin versant (Amont de Bougzoul).

Afin de cerner un maximum d'information, et faire une analyse détaillée, nous avons appliqué les tests statistiques (SPI, quintile, tercile) sur les séries chronologiques de la pluie de notre région d'études.

Les figures IV-13-(a,b), IV-14-(a,b), IV-15-(a,b) représentent les différentes classifications sur les quatre décennies couvrant la période d'étude par plusieurs méthodes (SPI, Quintile, Tercile) qui sont appliquées sur une trentaine des stations de la région d'étude .

9.1. Méthode du SPI

Une fois effectuée l'étude préliminaire de la qualité des séries pluviométriques totales annuelles au préalable, on a caractérisé la fluctuation inter-annuelle pour la période de référence considérée par l'analyse des variables centrées réduites de cette dernière.

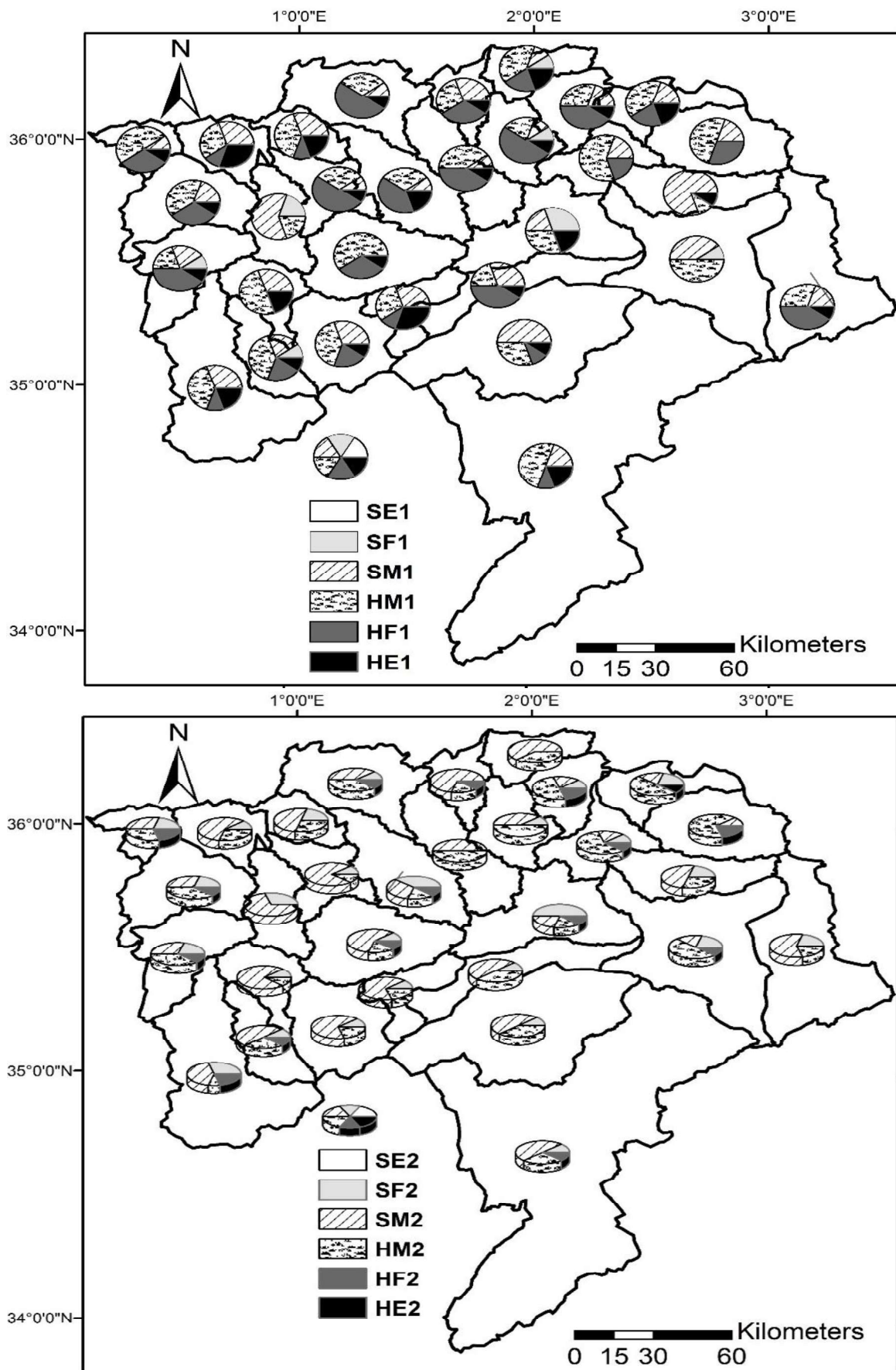


Figure IV-13-a : Classification de sécheresse selon méthode SPI
Pour la 1^{ère} et la 2^{ème} décennie

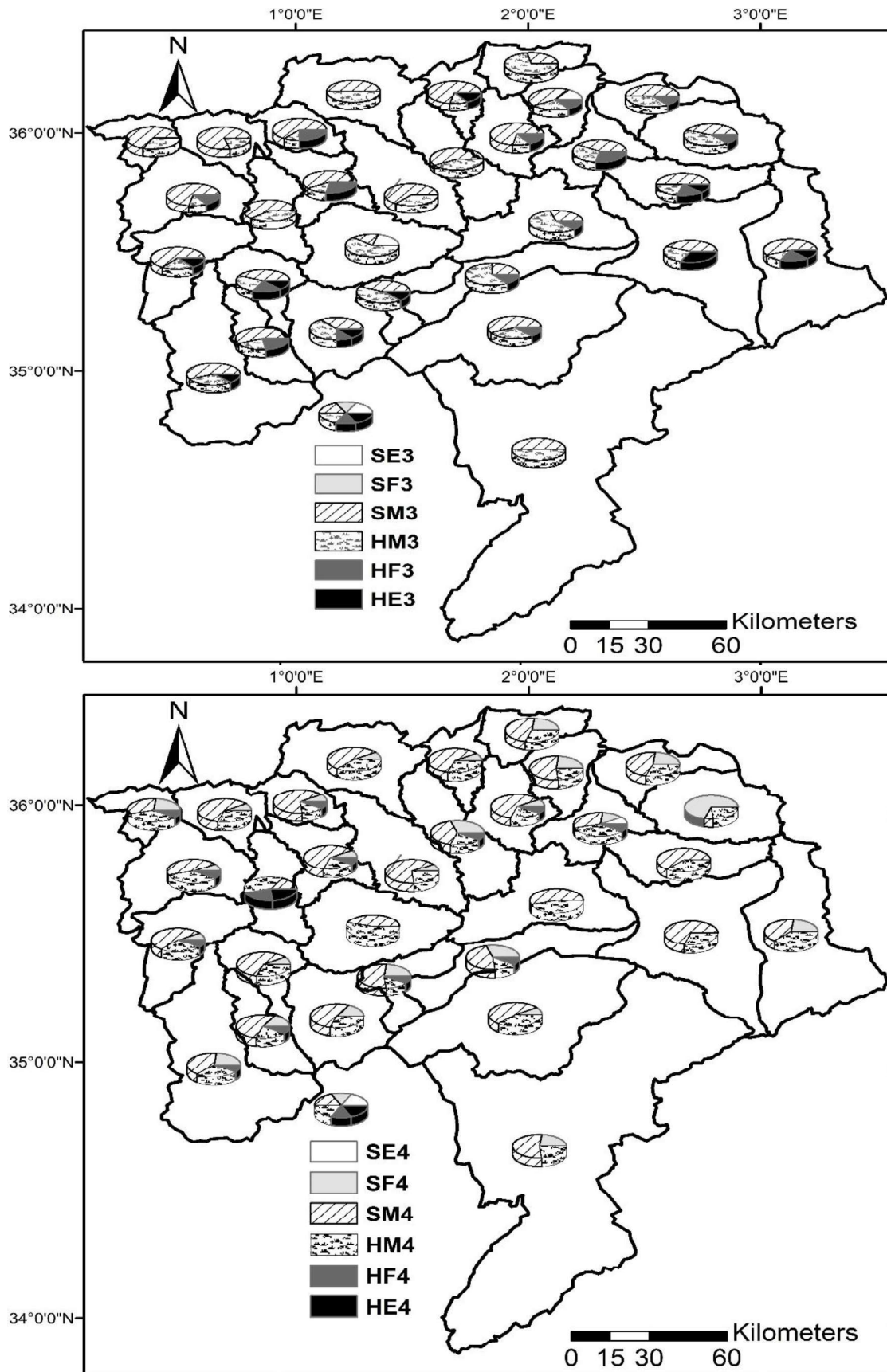


Figure IV-13-b : Classification de sécheresse selon méthode SPI
 Pour la 3^{ème} et la 4^{ème} décennie

Le calcul de l'indice pluviométrique moyen a permis d'analyser la variabilité temporelle des précipitations de la zone d'étude. L'étude menée dans les 30 stations qui ont été sélectionnées par une répartition couvre toute la superficie du bassin suivant la disponibilité des données sur le long de notre période d'étude de 1969 à 2009.

Les figures IV-13-a IV-13-b représentent cette variabilité interannuelle (entre les quatre décennies) des précipitations pour chacune des stations sélectionnées il apparaît manifestement qu'il y a une concordance des années déficitaires dans la majorité des stations.

On observe pour la première période qui va de 1969 à 1978 d'excédent pluviométrique où on a marqué plus 75% des années de cette période sont des années d'humidité extrême et humidité forte et humidité modéré, la période suivante (1979-1988) indique une altération entre des années sèches et humides estimée presque par 75%.

Par contre la troisième période montre des fluctuations inégalement réparties en deux classes, pour la zone ouest du bassin plus 50% d'années de cette période sont classées comme des années sèches modérées et pratiquement le même pourcentage des années dans la partie Est de notre région d'étude par des années humides modérées.

Par ailleurs on note que la dernière période (figure IV-13-b) montre clairement que la classification de la plupart des stations est dans la classe de sécheresse modérée avec un pourcentage qui dépasse les 50% pour la majorité des stations.

Cette observation est en accord avec les études faites sur les précipitations en Algérie dans le bassin de Maata (Khaldi 2005, Meddi et al 2009, Belarbi 2012) dans le bassin Nord-Ouest de l'Algérie

9. 2. Méthode du quintile

La méthode quintile tient compte de la loi de distribution de l'échantillon, dont la période de retour d'une année sèche égale à 2.5 et 5ans pour une année très sèche.

Par ailleurs, nous observons à travers les figures IV-14-a, IV-14-b, des années excédentaires (très humides) relatives à la première décennie (1969-1978) où dans la plupart des stations on a observé que 75% de la période de première décennie est classée comme des années très humides, pour la 2^{ème} décennie (1979-1988) nous avons trouvé que plus 75% des années de cette période sont partagée entre des années humides, très humides et normales dont plus de 50% de cette répartition sont des années normales.

La figure IV-14-b indique que la 3^{ème} décennie (1989-1998) est considérée comme la période la plus sèche, il apparaît manifestement qu'il a plus de 75% des années de cette période sont des années entre sèches et très sèches avec un pourcentage presque de 50 % uniquement pour les années sèches.

La quatrième décennie (1999-2009) le pourcentage entre les années sèches et très sèches diminue à 50% avec un nombre des années sèches et très sèches quasiment égales.

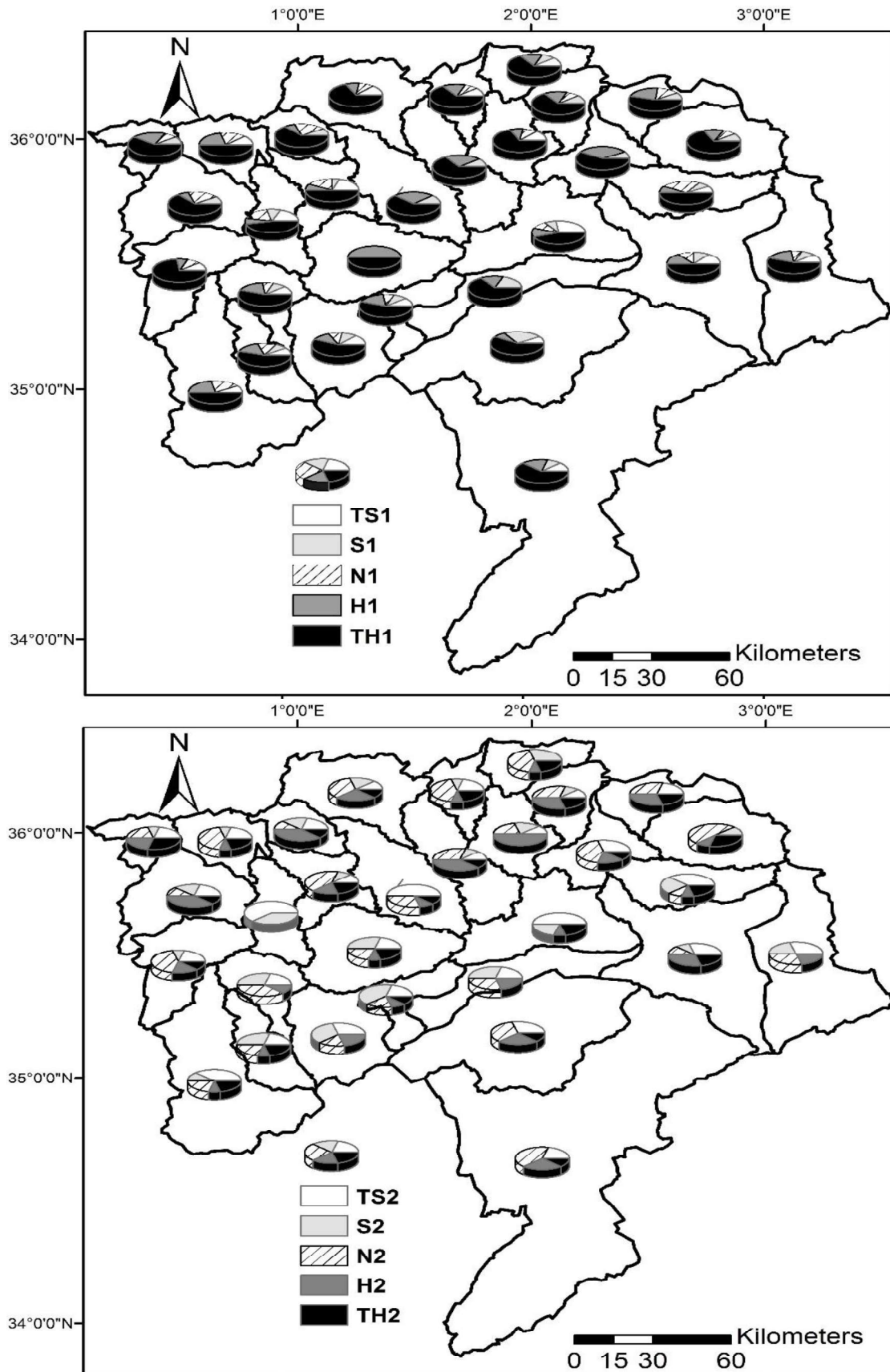


Figure IV-14-a : Classification de sécheresse selon méthode quintile pour la 1^{ère} et la 2^{ème} décennie

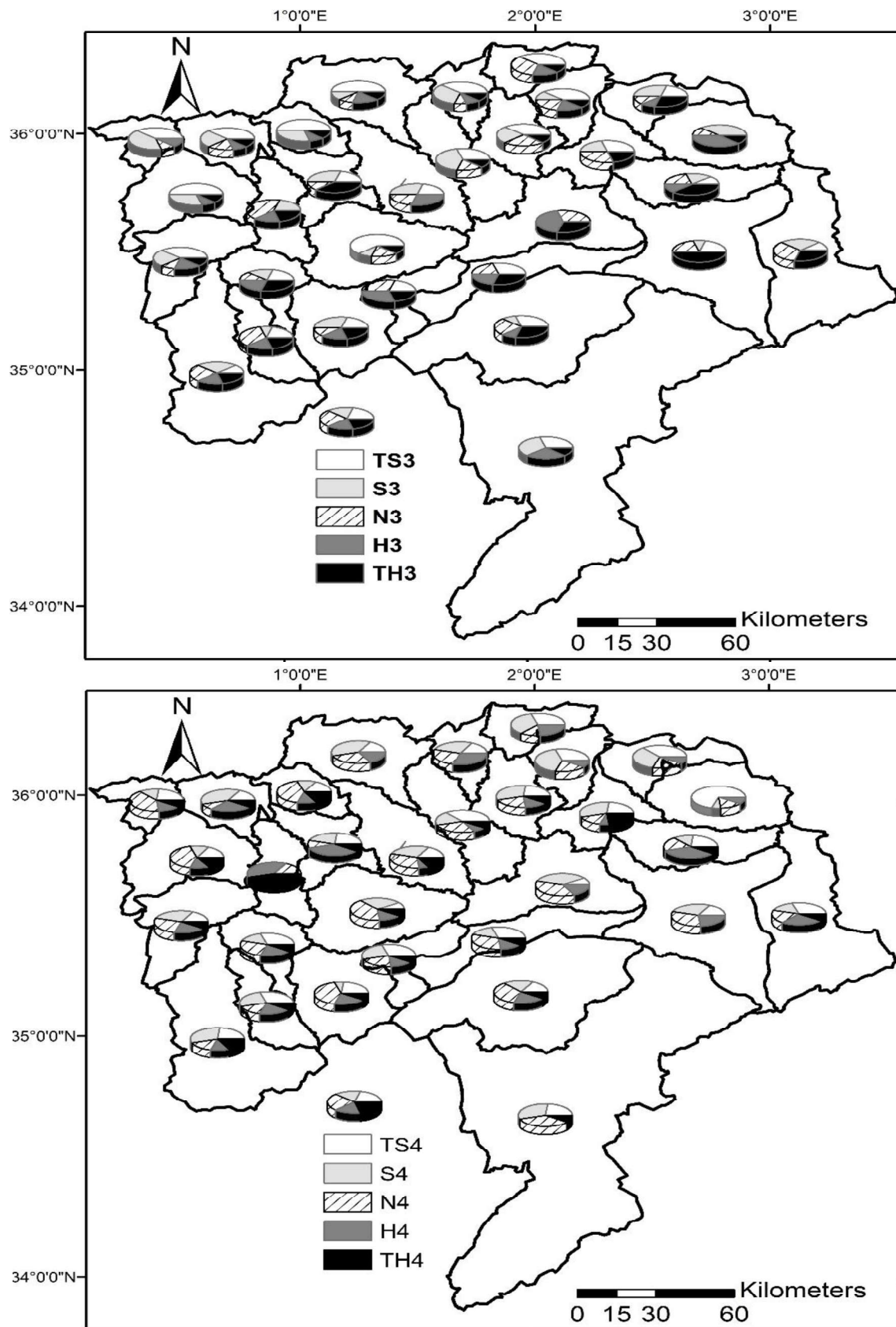


Figure IV-14-b : Classification de sécheresse selon méthode quintile pour la 3^{ème} la 4^{ème} décennie

9. 3. Méthode des terciles

Cette méthode a le même principe que celle des quintiles, mais cette dernière suppose qu'une année sèche a une durée de retour égale à 3 ans.

Les figures IV-15-a et IV-15-b représentent les années sèches, normales et humides pour les différentes stations selon la méthode des terciles.

La figure IV-15-a, montre que le pourcentage des années excédentaires (humide) détectées par la méthode des terciles est très élevé et dépasse les 70% dans la plupart des stations, pour la deuxième période, il varie de plus de 50% pour la classe des années normales à peu près pour toutes les stations de notre bassin d'étude et l'autre 50% est réparties entre les années sèches et humides différent légèrement d'une zone à une autre.

Par ailleurs la troisième période (figure IV-15-b) sépare le bassin versant en deux zones la partie sud où la plupart des stations indiquent une fréquence des années humide plus importante que celles sèches par un pourcentage atteignant 50% par contre la région Nord indique une tendance de sécheresse dont le pourcentage des années sèches dépasse 70%.

La dernière décennie de notre période d'étude n'est pas très différente de la deuxième décennie à l'exception de la région du Nord-Est où nous constatons une forte concentration des années sèches avec un pourcentage qui dépasse 50%.

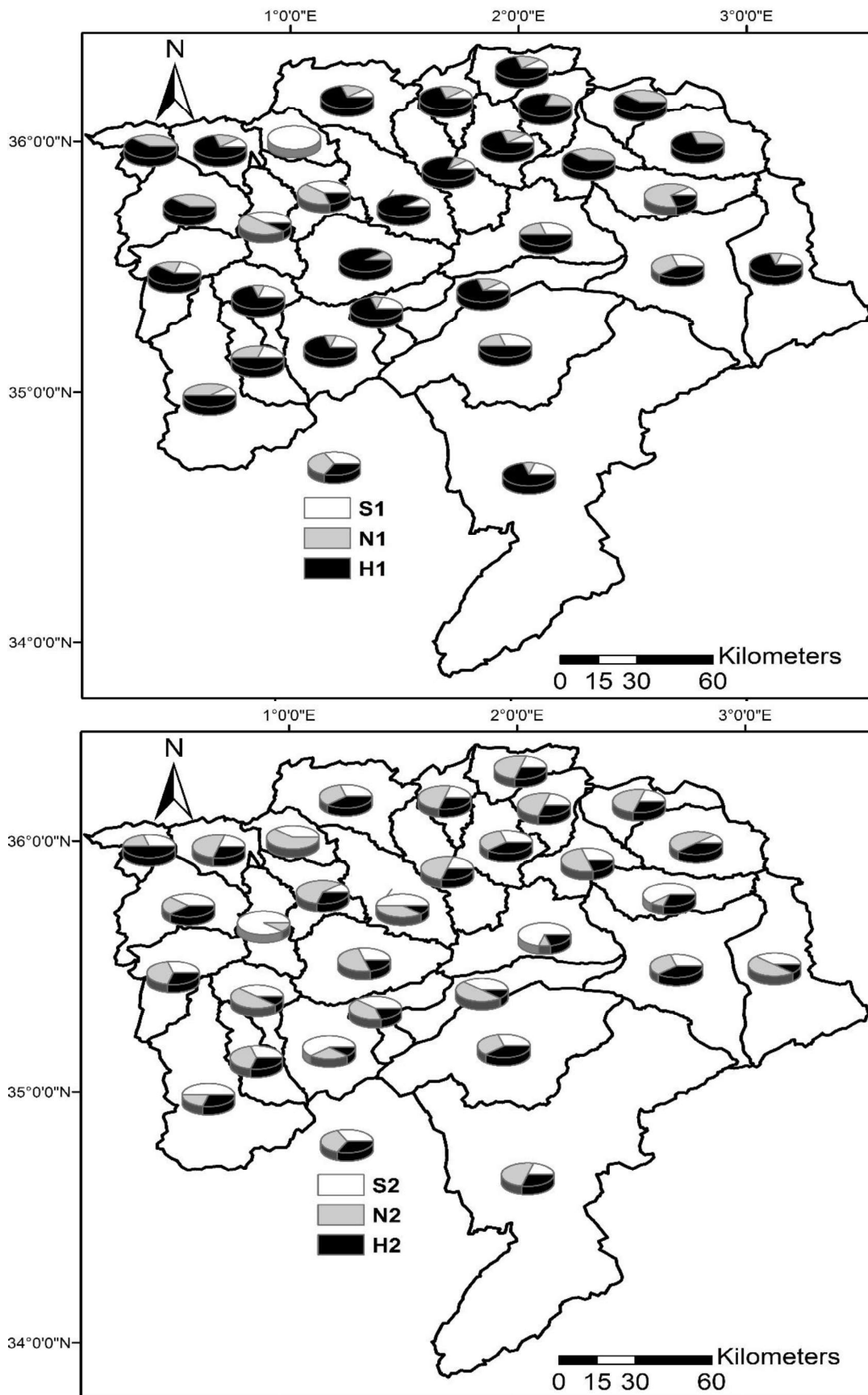


Figure IV-15-a: Classification de sécheresse selon méthode tercile
 Pour la 1^{ère} et la 2^{ème} décennie

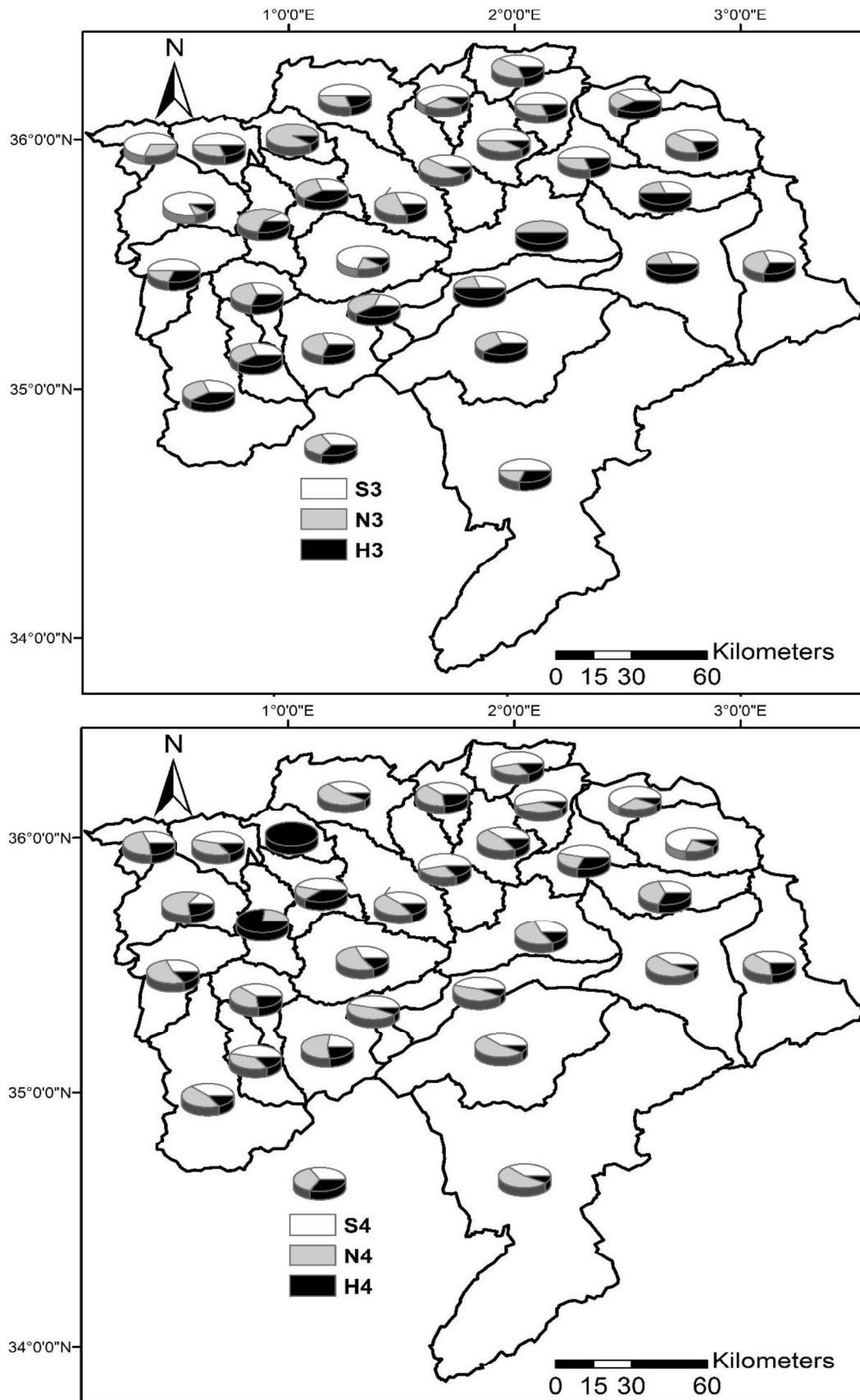


Figure IV-15-b: Classification de sécheresse selon méthode tercile
 Pour la 3^{ème} et la 4^{ème} décennie

Conclusion

Ce travail a permis d'analyser les données hydro-pluviométriques observées à l'échelle spatio-temporelle couvrant d'une manière uniforme notre région d'étude.

L'analyse des données pluviométriques par la méthode des variables centrées réduites (SPI) des totaux annuels, appliquées sur stations de notre région d'étude a mis en évidence la succession de deux phases, un long épisode globalement déficitaire qui s'est étendu entre le début des années 80 et la fin des années 2000, une période globalement pluvieuse, qui aurait commencé au début des années 70 et qui persiste jusqu'à 80 tandis que la dernière période entre 2000-2009 la plupart des stations indiquent une sécheresse modérée avec un pourcentage qui dépasse 50% pour la majorité des stations.

Les résultats obtenus par l'étude de la sévérité de la sécheresse, en utilisant différentes méthodes comme celles des quintiles et des terciles, confirment la persistance et l'abondance des années déficitaires durant les deux dernières décennies pour notre région d'étude.

Chapitre V

Tendances

hydropluviométriques



Introduction

Une des grandes questions dans l'étude de séries temporelles (ou chronologiques) est de savoir si celles-ci suivent un processus stationnaire (Ondo 2002). On entend par ceci le fait que la structure du processus sous-jacent supposé évolue ou non avec le temps. Si la structure reste la même, le processus est dit alors stationnaire (César et al. 2006).

La tendance climatique est un changement climatique caractérisé par une diminution ou un accroissement significatif régulier monotone des valeurs moyennes durant la période de relevé (Ondo 2002).

L'un des aspects les plus critiques dans le Nord de l'Algérie et de la région Méditerranéenne en général, est la variabilité hydrologique par rapport aux variations du climat (précipitation et température), où la topographie des bassins de cette région est complexe, avec un forçage thermique et orographique influençant la structure des systèmes météorologiques et les circulations régionales.

Dans ce contexte, la présence de ce chapitre est dans le but d'étudier les tendances Hydro pluviométriques dans le bassin du Chélif à l'échelle annuelle, mensuelle et saisonnière

1. Les tendances pluviométriques

La stationnarité ou la non-stationnarité des séries pluviométriques est le souci de beaucoup d'utilisateurs dans les différentes applications (hydrologie, agronomie, gestion des ressources hydriques, etc.). La détection d'une ou plusieurs ruptures renseigne sur l'évolution pluviométrique dans la région donnée. Cette rupture peut être considérée comme étant due à un changement des paramètres de la loi de probabilités des variables aléatoires dont les réalisations successives constituent les séries chronologiques étudiées.

En Algérie, les changements climatiques durant les dernières décennies ont eu une influence négative sur la ressource hydraulique (recharge des nappes et remplissage des barrages réservoirs) et sur le rendement agricole. Ces changements poussent actuellement les décideurs à revoir les types de cultures qui peuvent s'adapter à la nouvelle donnée climatologique de certaines régions du pays.

Afin d'explorer l'existence de plusieurs séries hétérogènes, nous avons utilisé un ensemble de tests de stationnarité, à savoir : le test du Pettitt, le test de Kendall, le test de Buishand.

Ces tests ont pour objectif de déceler les ruptures ou tendances au sein d'une série chronologique de données (Turco 2011, Hamlaoui et al 2013, Da Silva et al. 2015).

Nous espérons mettre ici en évidence cette évolution par la détermination de l'année ou des années de rupture des séries pluviométriques et de voir l'évolution annuelle, saisonnière et mensuelle qui influence le cycle végétatif et le renouvellement des ressources hydriques.

Nous traiterons la totalité de l'information contenue dans les séries chronologiques retenues. L'étude sera menée par l'application de tests statistiques de détection de ruptures des séries chronologiques de pluies à l'échelle de temps annuelle, saisonnière et mensuelle et même pour l'étude des tendances des crues.

1.1 Échelle annuelle

Sur l'ensemble de la zone d'étude, les précipitations annuelles ont été fortement variables où 60 % de ces dernières sont non stationnaires sur la période 1969-2009 (figure V-1).

Selon la figure V-1, le test statistique de Pettitt et Mann-Kendall indique une rupture généralisée pour toutes les séries pluviométriques annuelles.

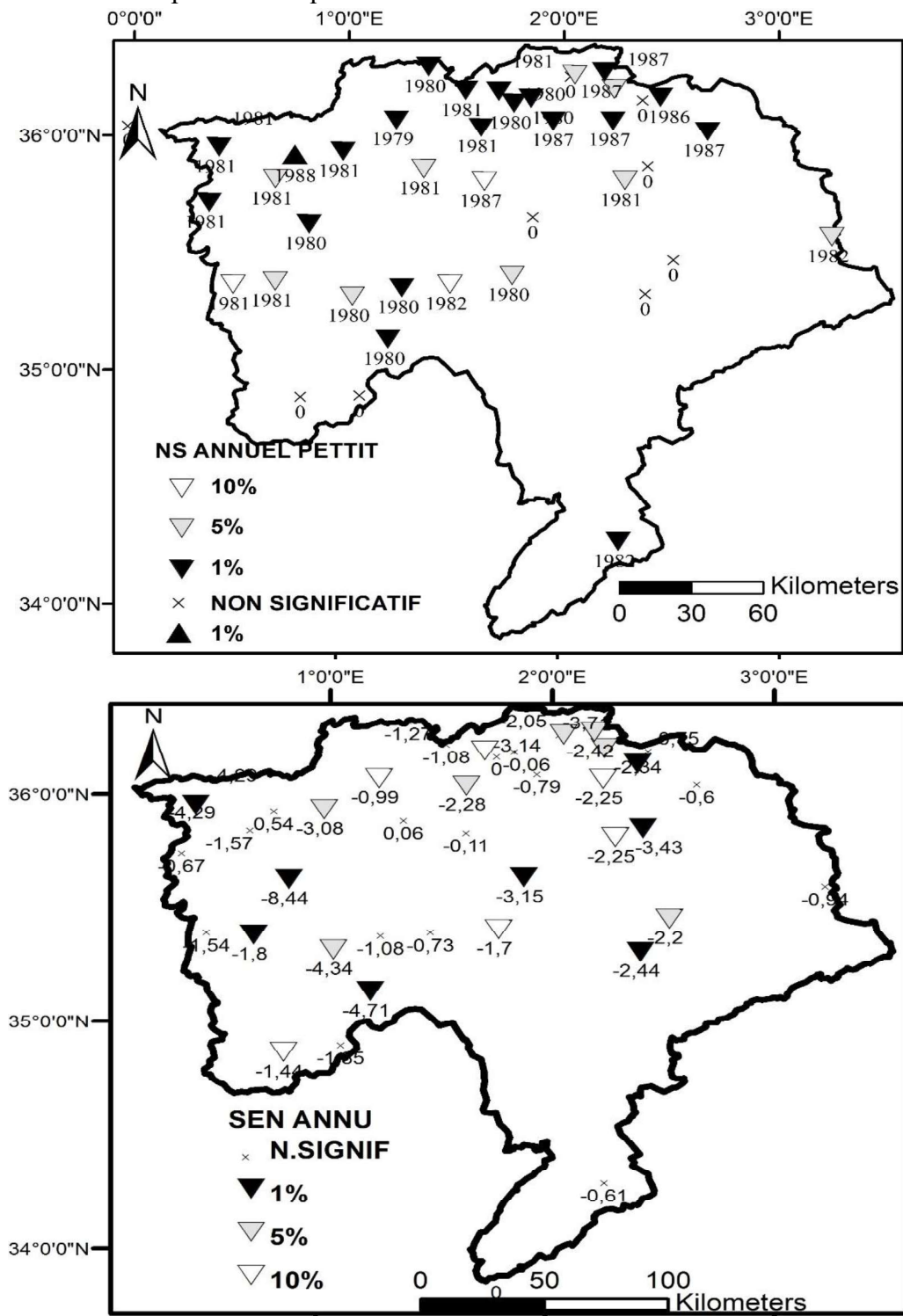


Figure V-1 : Localisation des ruptures avec leurs années de rupture par le test du Pettitt et distribution de la pente de sen (le test du Mann Kendall est significatif) des pluies totales annuelles.

Sur l'amant de Boughzoul: Parmi sept stations, trois stations de Sebague Centre, Sougueur et Had Eshari ne présentent pas de variation pluviométrique. Les autres quatre stations de Sebague Centre, Sougueur, Boughzoul Et Ksar Chellala indiquent un changement de diminution quasi-régulier égale à environ 26% estimé par le test du Pettitt. Les pentes sen de Mann-Kendall sont négatives, égales à (-2) pour les tendances significatives et variant entre (-0.1) à (-0.6) pour les stations stationnaires (figure V-2).

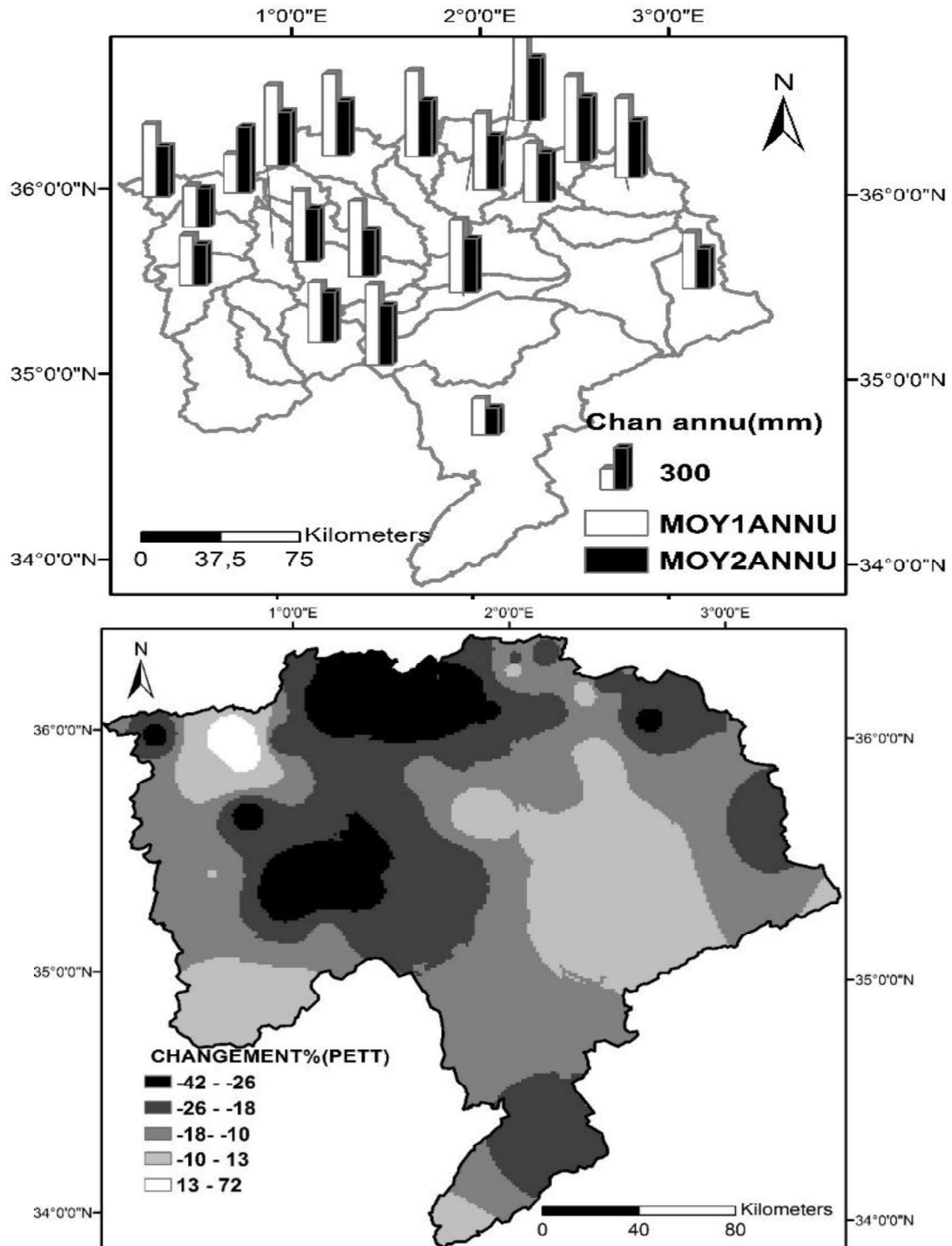


Figure V-2 : Comparaison de la moyenne avant et après la rupture plus la carte des taux de variations des changements par le test du Pettitt des pluies totales annuelles.

Le bassin du haut Chélif: Parmi les dix stations qui montrent la non stationnarité par le test du Pettitt, sept stations indiquent des ruptures très significatives avec un seuil de 1% à partir de l'an 1982 (Ghrib Bge, Ain Sultane Pep, Arib Chélif, AribEbda, El Anneb, Rouina Mairie et Rouina Mines) avec une baisse pluviométrique au début des années 80 (1980,1981) pour les stations de Marabout Blanc, Rouina Mairie, Rouina Mines, HarrezaBge. À partir de 1987, cette diminution évolue de 16% jusqu'à 29% pour les stations situées au Nord-Est du bassin de haut Chélif.

Les trois stations de Ksar El Boukhari, Ghrib Amont et Deurdeur Bge ne montrent aucune rupture. Elles sont stationnaires.

Ces résultats sont très cohérents avec ceux obtenus par le test du Mann –Kendall où les pentes de Sen sont très importantes notamment pour les tendances très significatives représentées par les stations de (Ghrib Bge, Ain Sultane Pep, Arib Ebda, El Anneb), qui tendent de (-8.4) jusqu'à (-4.1) et généralement (-2.2) pour les autres tendances significatives. Concernant les stations stationnaires Ksar El Boukhari, Ghrib Amont, on remarque des pentes sen positives égales à respectivement (0.1) et (0.5), alors que Deurdeur Bge indique une pente négative estimée à (-1.7) (figure V-2).

Le moyen Chélif : Les dix stations situées tout à fait au Nord de ce bassin, indiquent, un changement très significatif de 1% pour huit stations, alors que le niveau de cette signification est égal à 5% pour la station d'Oued Sly et à 10 % pour celle de Souk Elhad. Notant que dix stations parmi les onze indiquent une rupture de baisse enregistrée au début des années 80 (1979, 1980, 1981) allant de 14% jusqu'à 39%. Seule à la station de Souk Elhad, la rupture a été enregistrée à partir de 1987.

La comparaison de ce résultat par le test le Mann-Kendall montre un niveau de signification de cette baisse moins importante que celui trouvé par le test du Pettitt où seule la station Fodda BG indique une signification de 1% par rapport aux autres stations (figure V-2).

Bas de Chélif et la Mina : Les applications du test du Pettitt sur les stations de cette zone répondent toutes de la même manière par des ruptures de baisse à l'exception de la station d'Ouled Aiyche où la rupture est très significative (1%) avec une augmentation dépassant 70% enregistrée en 1988. De ce fait, les deux stations (Mehaoudia, Sidi Bakhti) sur les onze ne présentent aucune rupture du régime pluviométrique et les autres stations restantes indiquent que l'application du test Pettitt nous permet de détecter une variation pluviométrique entre les deux moyennes après et avant la rupture allant de 6% dans la station de Sidi Med Ben Ouda jusqu'à 42% à la station de Djidiouia C au début des années 80. L'application du test du Mann Kendall montre qu'uniquement quatre stations sont stationnaires où la station de Ouled Aiyche représente également une tendance d'augmentation confirmé par la pente sen de (4.4) par contre les trois tendances significatives représentent des pentes sen de (-1.8) pour la station de Ain Ammara et de (-3) pour Djidiouia C, Oued Kheir tandis que pour les autres stations stationnaires, la pente sen varie entre (-1.1) et (-2.1) (figure V-2).

La formation des précipitations nécessite la présence de plusieurs conditions telle que la vapeur d'eau (humidité), les noyaux de condensation et un système de circulation qui permet et favorise la condensation et donc la formation de nuages et des précipitations (Laborde 2000).

Généralement, la sécheresse se produit en l'absence de l'une de ces conditions. Mais, il existe des détails qui ne sont pas toujours loin de ces conditions. (Khaldi 2005).

Afin d'expliquer la baisse pluviométrique survenue dans plus de 60% des stations étudiées dans le bassin, plusieurs travaux et études ont été réalisés. Elles concernent différentes régions du monde indiquant que les causes possibles de l'occurrence de la sécheresse qui a affecté en réalité une large partie du bassin occidental de la Méditerranée, a identifié des corrélations acceptables entre l'indice de l'ONA et celui des précipitations (Khaldi 2005, Taibi 2011).

En particulier, la signature spatiale du réchauffement observé au cours du dernier siècle présente de grandes similitudes avec les anomalies de température de surface associées à l'ONA (Franck 2008).

L'oscillation Nord-Atlantique qui désigne la différence entre l'anticyclone des Açores et les dépressions d'Islande, se caractérise par un indice, qui se calcule chaque hiver, compris entre (-5) et (+5). Un indice NAO positif se manifeste par des vents forts et rapides d'Ouest au sud-Ouest balayant l'océan Atlantique (Lespinas 2008). Il engendre des tempêtes et des précipitations fréquentes sur le Nord de l'Europe et des sécheresses sur l'Afrique du Nord.

Moins la différence des anomalies de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande est importante, plus l'indice NAO est négatif. Comme le vent d'Ouest est calme, l'anticyclone de la Sibérie amène de l'air froid et sec sur l'Europe. Les perturbations s'engouffrent plus au Sud, apportant des pluies sur les régions méditerranéennes.

L'indice ONA est donc un signal important et robuste pour expliquer les variations des précipitations hivernales en Méditerranée. De nombreuses études ont effectivement montré que les fluctuations de l'indice ONA sont anti-corrélées avec les variations des précipitations hivernales en Méditerranée occidentale (Hurrell, 1995; Dai et al. 1997, Rodó et al. 1997, Xoplaki, 2002, Trigo et al. 2004), principalement dans sa partie occidentale. Ainsi, il a été montré que la baisse significative des précipitations hivernales en Méditerranée constatée depuis 1960 est due, au moins partiellement, à la prépondérance des phases positives de l'ONA (Dünkeloh, 2003, Xoplaki et al. 2004, Franck 2008).

1.2 .Stationnarités pluviométriques saisonnières dans le bassin du Chélif

Afin décrire l'évolution interannuelle du régime pluviométrique sur le bassin et déterminer les modalités temporelles (tendance, éventuelles ruptures de stationnarité) sur l'ensemble du bassin et par station, quelques paramètres (tendance, ruptures de stationnarité) permettent de mettre en évidence les éventuels changements qui ont affecté l'évolution des précipitations entre 1969 et 2009 dans le bassin du Chélif (figure V-3(a,b) et V-4(a,b)).

Les résultats obtenus montrent que toutes les séries étudiées, présentant la non stationnarité (baisse de la moyenne pluviométrique annuelle), indiquent une variation saisonnière, à l'exception de la station de Marabout Blanc et Oued Sly qui n'ont montré aucun résultat significatif. Les stations stationnaires montrent au moins une saison non stationnaire telle que les deux stations Mehaoudia, Sidi Bakhti où la réponse significative apparaît au printemps (figure V-3(a,b), V-4(a,b),V-5).

Cette variation saisonnière se manifeste pour la plupart des stations par des séries printanières, où l'évolution des pluies hivernales se classe dans la deuxième position après le printemps,

suivie par les changements d'été et à la fin nous trouvons que l'automne est moins touché par ces variations.

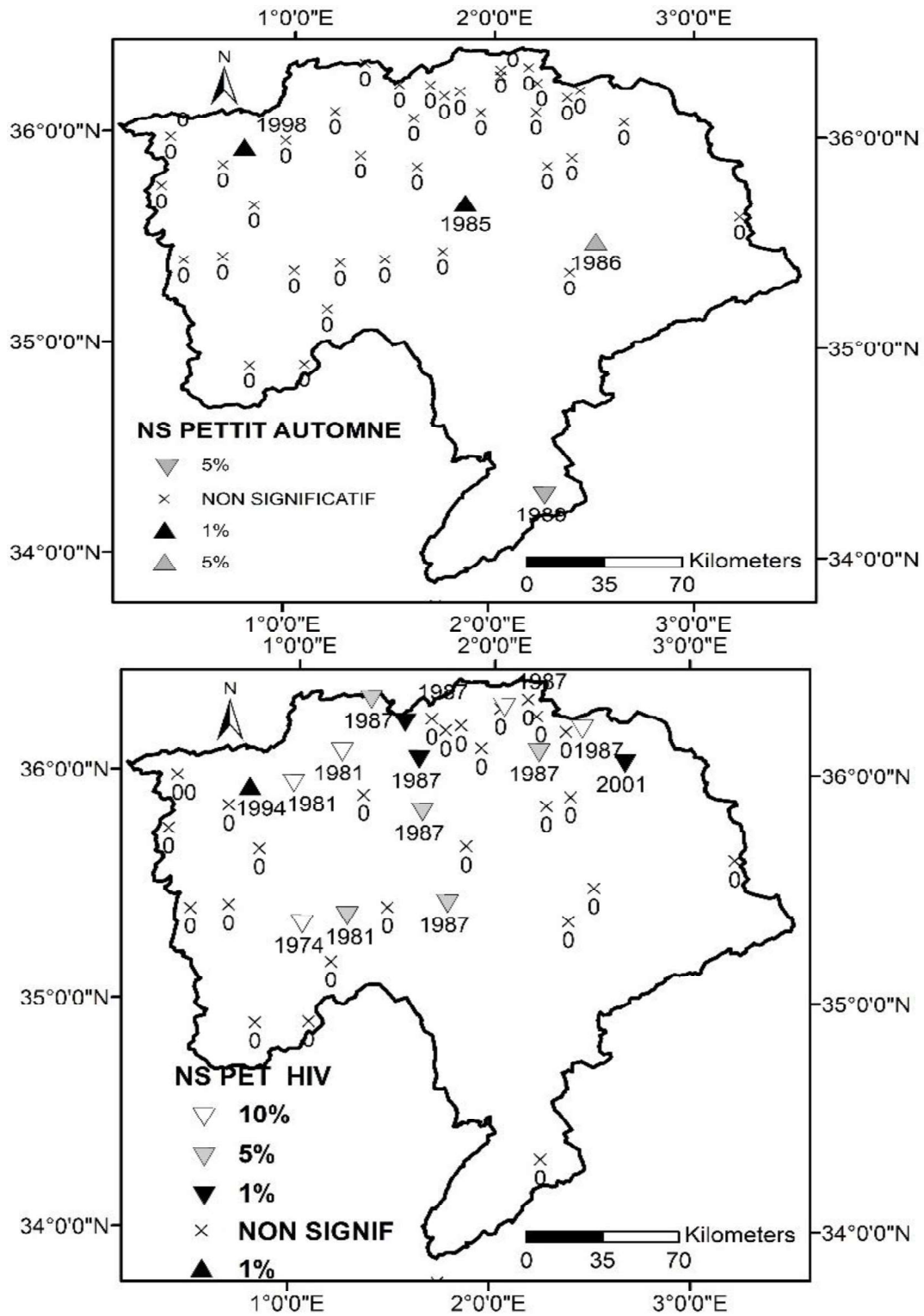


Figure V-3-a: Niveau de la non stationnarité et années de rupture des pluies saisonnières (automne, hiver) dans le bassin du Chéouly entre 1969-2009 par le test du Pettitt.

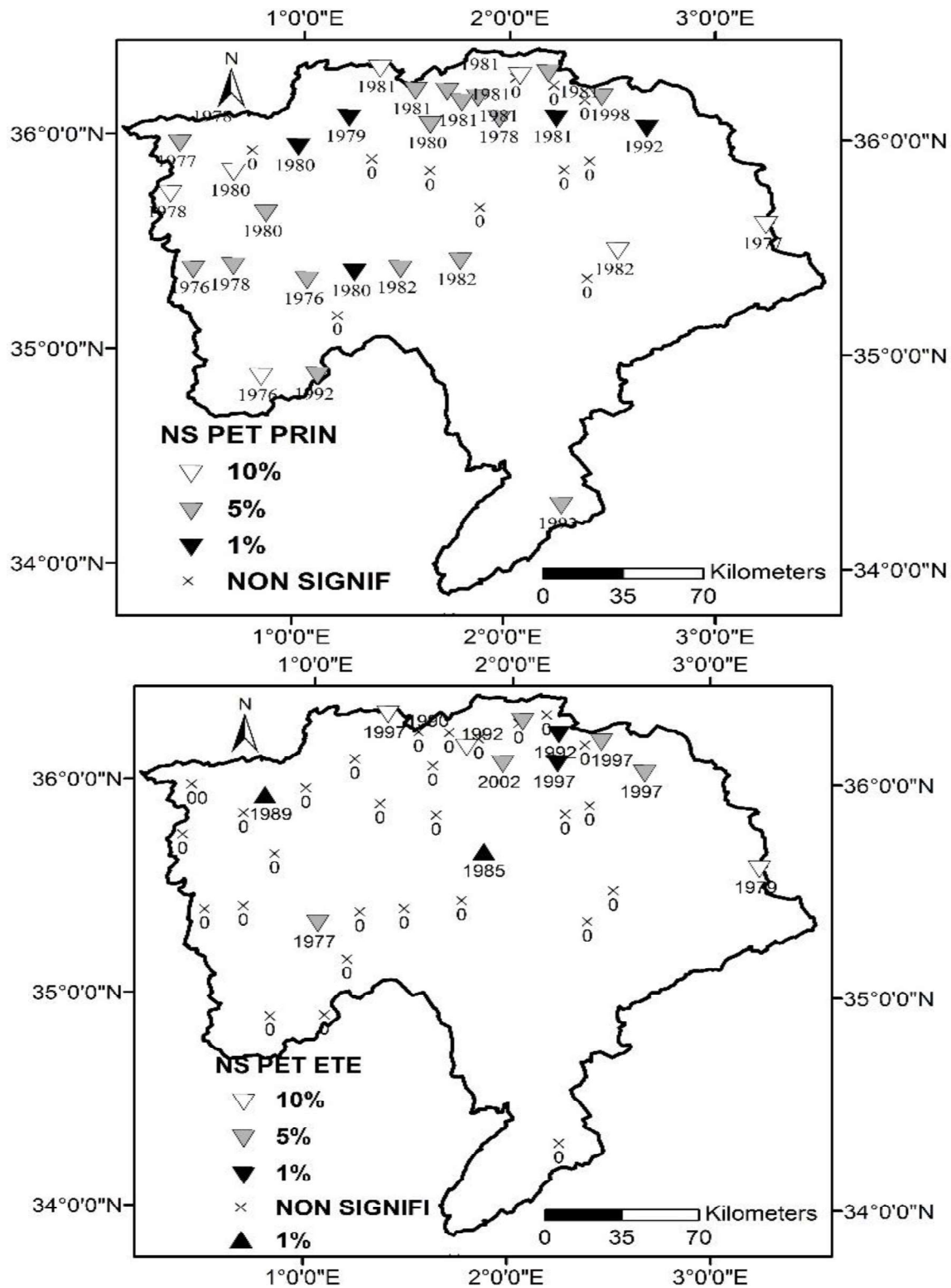
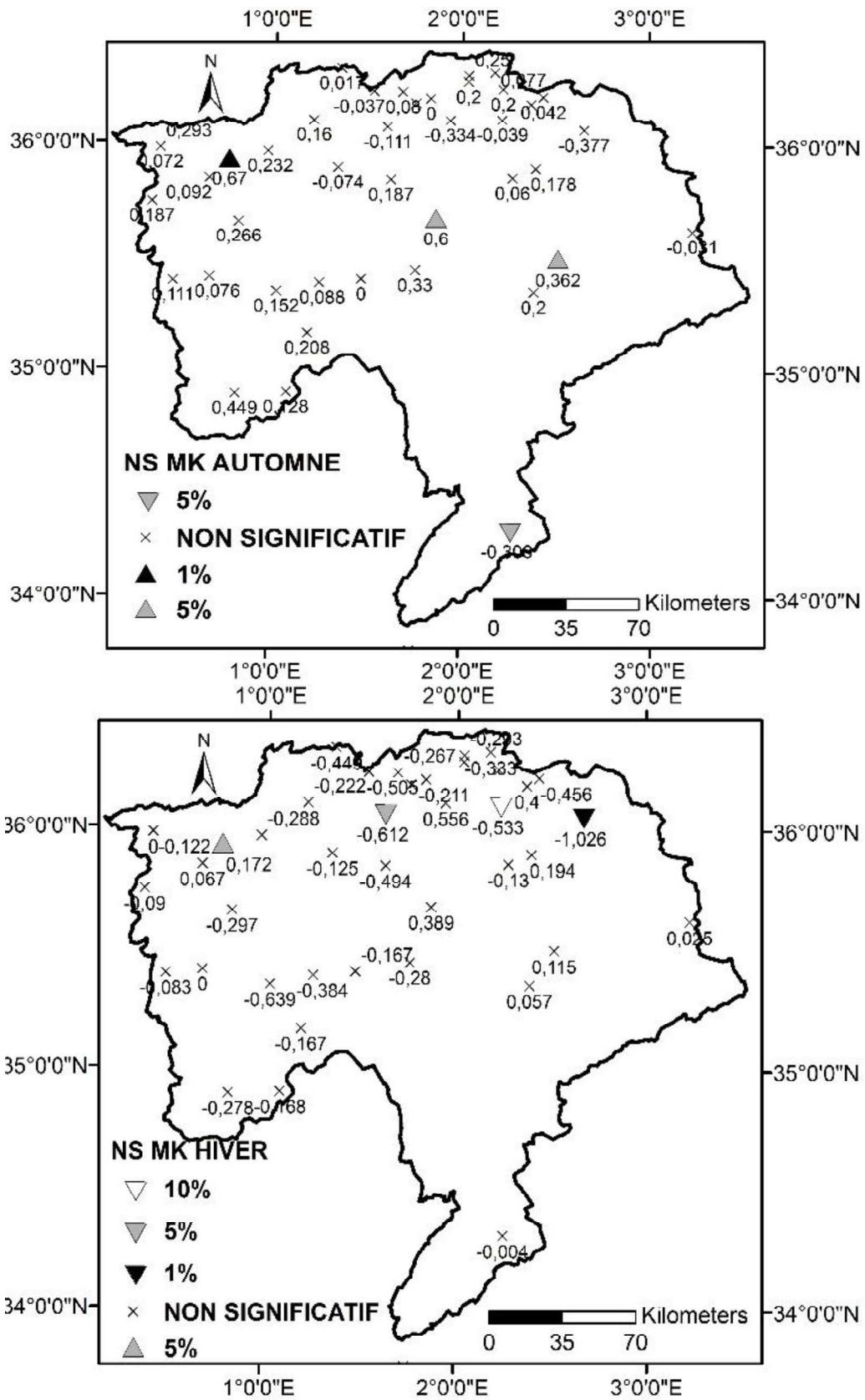
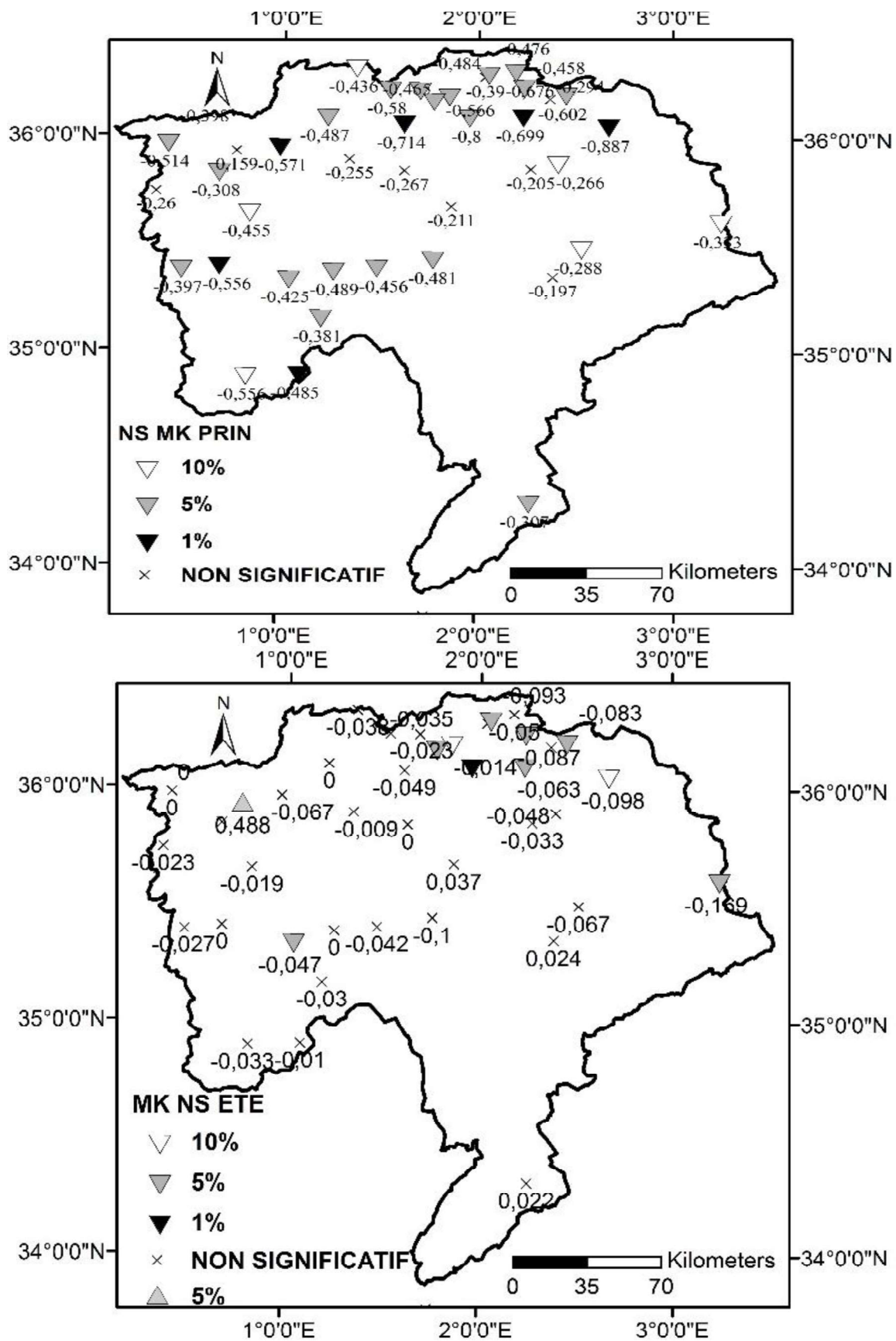


Figure V-3-b : Niveau de la non stationnarité et années de rupture des pluies saisonnières (printemps, été) dans le bassin du Chélif entre 1969-2009 par le test du Pettitt.



FigureV-4-a : Niveau de la non stationnarité du test du Mann Kendall et la pente de sen des pluies saisonnière (automne et hiver) dans le bassin du Chéouly entre 1969-2009.



FigureV-4-b : Niveau de la non stationnarité du test du Mann Kendall et la pente de sen des pluies saisonnières (printemps et été) dans le bassin du Chéiff entre 1969-2009.

Parmi les quatre stations indiquant des ruptures et des tendances significatives, trois stations sont situées au sud du bassin (l'amont de Boughzoul) et ont montré des ruptures d'augmentation 54%, 96% et par des pentes de Sen de(0.36), (0.6) pour Boughzoul, Khemisti successivement. Une seule station à l'Ouest (Ouled Ayche) a été marquée par une forte augmentation significative de 1% de pluie en automne, indiquée par le test du Pettitt avec un changement dépassant 104% en 1998 avec une pente de sen égale (0.67) (figure V-4(a,b)). Seule la station de Sebague centre montre une rupture d'une tendance négative par une pente de sen de (-0.31) et une diminution dépassant-54%, alors que la majorité des stations non significatives ont des tendances d'augmentation qui varient entre (0.08) et (0.45).

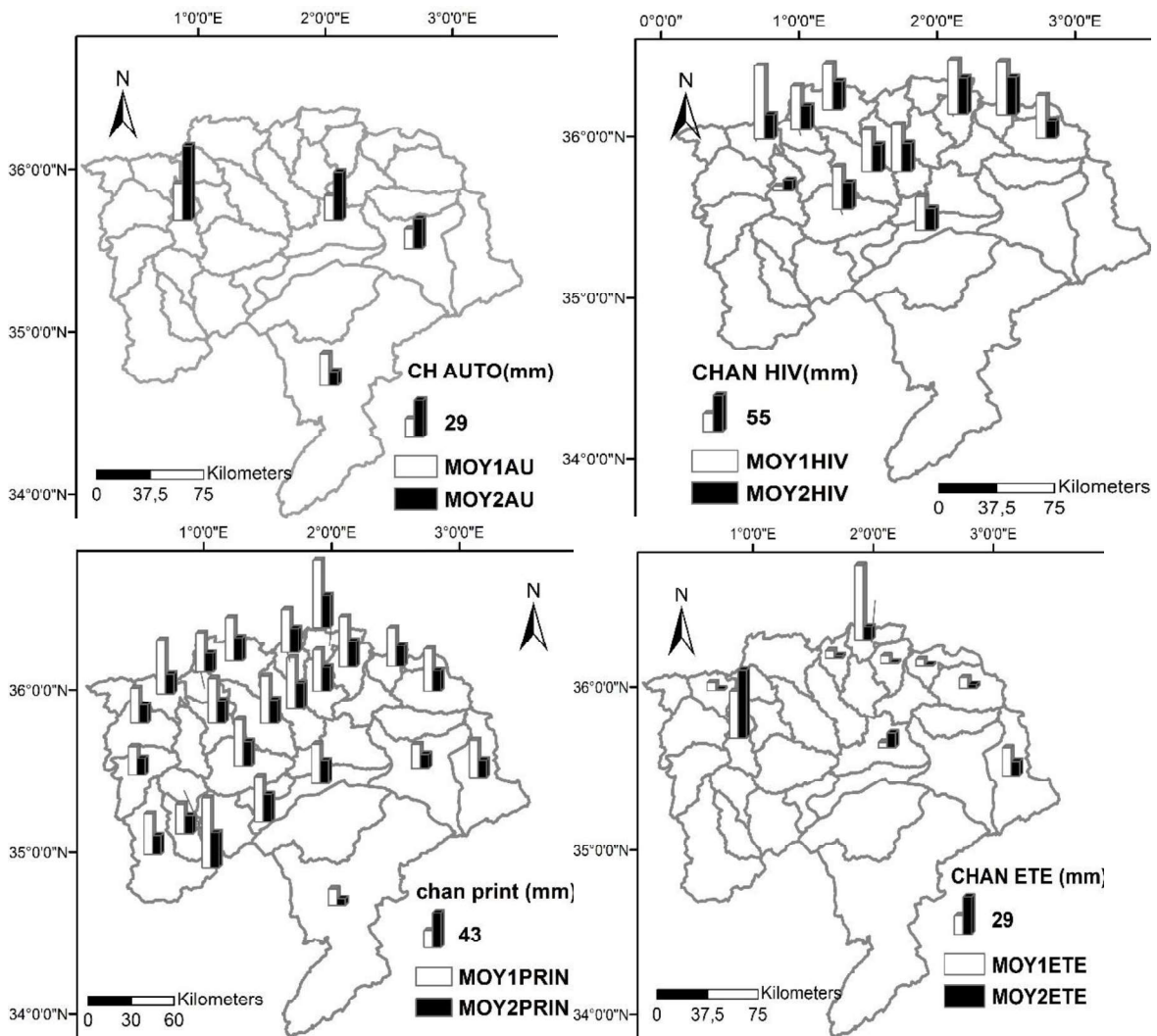


Figure V-5 : Comparaison entre la moyenne avant et après la rupture des pluies saisonnières par le test du Pettitt

La variabilité saisonnière des précipitations à l'hiver n'a touché, généralement, que quatorze stations soit 34%, où sept stations sont situées dans le bassin du moyen Chélif de la zone

d'étude. Toutes ces stations sont caractérisées par une baisse importante des précipitations annuelles.

Seule la station de Ouled Ayche située à l'Ouest du bassin dans le bassin du bas Chélif et la Mina indique une augmentation détectée par le test du Pettitt égale à 154% en 1994, tandis que cette hausse n'est pas considérable par le test du Mann Kendall où le résultat est très similaire au résultat trouvé à l'échelle annuelle, mais l'année de rupture annuelle est enregistrée en 1988. Le reste des stations indiquent des diminutions variant entre 30% et 67% où la plupart d'entre elles représentent des ruptures à partir de 1987, période très proche de celles trouvées dans les séries pluviométriques annuelles. La pente sen (le test du Mann Kendall est significatif), dans ce cas (hivernal), montre des tendances de diminution significative pour la plupart des stations étudiées avec une pente sen qui ne dépasse pas (-0.67) où les pentes de sen non significatives sont pratiquement positives pour toutes stations localisées au sud du bassin à l'amont de Boughezoul.

Au printemps plus de 73% des stations semblent indiquer une baisse significative des précipitations. La région sud (l'amont de Boughezoul) enregistre, en général, une baisse significative (5%, 10%) qui varie entre environ 38% à Sougueur et 50% à Sebgague centre à la fin des années 70 et au début des années 80. Seulement pour la station Sebgague centre, la rupture a été vue en 1993 où les tendances de sen confirmées par Mann Kendall caractérisées par les pentes varient entre (-0.2) à (0.48). Cette baisse dans les stations du Nord-Est (le haut Chélif) part de 41% à Rouina Mairie et atteint 53% à El Anneb. Les stations du Nord au centre du bassin (le moyen Chélif) ont enregistré des ruptures décroissantes significatives (5%) à la fin des années 70 et au début des années 80 pour la plupart des stations considérées, allant de 39% (figure V-5) Ponteba Bge jusqu'à 53% à Ouarizane Village en tenant que des pentes sen (test du Mann Kendall est significatif) qui varient entre (-0.21) à (-0.70).

Plus de 82% des stations de Nord-Ouest du bassin (bas Chélif et la Mina) ont été marquées par des diminutions pluviométriques considérables et significatives (5%, 10%) enregistrées à la fin des années 70. La rupture a été enregistrée en 1992 à la station Mehaoudia où la baisse a atteint 37% à Mehaoudi. À Djediouia C, il a été enregistré une baisse de 64% où les pentes de Sen sont incluses dans l'intervalle (-0.21) à (-0.51) tandis qu'à la station Ouled Ayche, une faible tendance d'augmentation (0.16) non significative est indiquée.

En été et selon Pettitt, 50% des stations non stationnaires situées dans le bassin du haut Chélif montrent des ruptures de diminution à la fin des années 90 et qui varient entre 47% à Had Eshari et 82% à Arib Chélif. Des faibles valeurs des pentes de sen ont été enregistrées ne dépassant pas (-0.1) pour toutes les stations non stationnaires à l'exception de celle de El Anneb où la pente de sen atteint (-1.7).

Cependant, les deux stations Ouled Ayche (le bas Chélif) et Khemisti (l'amont Boughezoul) montrent une forte rupture très significative (1%) à la fin des années 80 atteignant respectivement 45% et 137%.

La tendance à l'augmentation dans ce cas est peu significative où la pente de sen ne dépasse pas 0.5, à cause des faibles précipitations qui caractérisent déjà cette saison.

1.3. Les tendances mensuelles

Pour connaître les mois influençant la variation saisonnière et annuelle du régime pluviométrique, les tests de stationnarité (Pettitt et Man Kendall) ont été appliqués pour chaque mois de l'année et pour toutes les séries étudiées où les résultats de cette évolution sont indiqués dans les figures V-6(a,b) et V-7(a,b).

La plupart des stations montrent une stationnarité dans les mois de Janvier, Février et Mai.

Sur l'ensemble des stations, les précipitations saisonnières automnales ont été fortement variables, mais sont restées quasi-stationnaires sur la période 1969-2009 (figure V-3(a,b) et figure V-4(a,b)). Quatre stations seulement ont été détectées qui ont montré la non-stationnarité où les tendances et les ruptures significatives sont apparues à l'échelle mensuelle. Tous les sous-bassins versants ont enregistré des ruptures d'augmentation significatives des précipitations en Septembre, soit 0.5 des stations à partir de 1993. Alors que pour les deux stations de Khemisti et Mehaoudia, les ruptures sont apparues en 1985 et à Ain Ammara en 1984. Cette hausse atteinte 4,24 pour la station de Khmisti par le test du Pettitt. D'autre part, des tendances d'augmentation ont été trouvées par le test de Man Kandall mais moins significatives à celles trouvées par le test du Pettitt avec des pentes de sen variant entre (-0.03) et (0.73).

L'évolution des précipitations au mois d'Octobre indique une quasi-stationnarité pour seulement quatre stations ayant des tendances significatives d'augmentation et la cinquième station montre une rupture de baisse.

Concernant le mois de Novembre, seule la station de Sebgague centre parmi les huit stations (non stationnaires) montrant une rupture de baisse significative de (1%) estimée à 69% en 1988 par une pente de sen égale à (-0.6), tandis les tendances d'augmentation varient entre 11% et 50% où les années de ruptures sont presque complètement différentes, allant de l'an 1975 jusqu'à l'an 2002. Selon le test du Mann Kendall, six stations sont non stationnaires et ont enregistré des pentes de sen variant de (-8) à (+0.8), notant que 50% des stations non stationnaires sont localisés dans le bassin de l'amont Boughzoul.

Peu de tendances significatives apparaissent à l'échelle mensuelle pour les mois hivernaux : Une station pour le mois de Janvier, deux stations pour le mois de février, alors que le mois de Décembre influe la variation hivernale de diminution où six stations parmi les dix sont non stationnaires marquant que la plupart de ces stations localisées dans le bassin du moyen Chéiff avec des ruptures qui apparaissent à la fin des années 80 jusqu'au début des 90. Seule la station de Ksar Chellala qui a enregistré une rupture en 1999, où les tendances linéaires indiquent des résultats moins significatifs. Quatre stations sont non stationnaires dont trois ont des tendances de baisse et les pentes de sen varient entre (-1) et (0.55) où la majorité des pentes de sen des stations stationnaires sont négatives.

La variation saisonnière se manifeste pour la plupart des stations, pendant le printemps. L'étude des tendances des mois printaniers a pour objectif d'expliquer et d'interpréter ces variations.

Durant le mois de Mai, toutes les stations sont stationnaires, à part, les stations de Khemisti et de El Anneb, qui enregistrent des changements estimés à respectivement-56% et 244%. Alors que pour le mois d'Avril plus de 48% des stations sont stationnaires à la baisse. Pour le mois de Mars plus de 53% des stations sont non stationnaires avec des tendances de rupture significatives de diminution. Ce mois indique une forte variabilité significative au début des

années 90, néanmoins cette rupture est apparue à la fin des années 70 pour le sous bassin de l'amont de Boughzoul. Cette baisse varie entre -5% et -77% par des pentes de sen allant de (0) jusqu'à (-1.45) dans la station de Ghrib Bge.

Nous avons enregistré durant le mois d'Avril des diminutions pluviométriques considérées à partir de 1981. Cette diminution dépasse -45% à Ain Sultane Pep et atteint 63% Sebague Centre. La variation de baisse est vérifiée par les pentes de sen par des tendances de baisse même pour les stations stationnaires allant de (0) à (-0.8).

Les changements pluviométriques en été sont caractérisés, en général, par des tendances à la baisse. Afin d'expliquer la nature de ces variations, nous avons appliqué les tests de stationnarités aussi sur les mois estivaux où deux mois indiquent des tendances d'augmentation alors que le troisième mois indique des tendances de baisse. Le mois de Juin représente pour la plupart des stations non stationnaires des ruptures de baisse tandis que les mois de Juillet et d'août ont des tendances d'augmentation significatives pour la majorité de stations.

Au mois de Juin, les ruptures d'augmentation apparaissent uniquement dans la station de Ouled Ayche par un accroissement très significatif de l'ordre à un niveau 1% et qui atteint 60% à partir de 1992. Ce résultat est vérifié même par le test du Mann Kendall et la pente de Sen (0.56) ce qui signifie une hausse de précipitation entre le début et la fin de la période d'observation.

Plus de 46% des stations étudiées montrent des ruptures significatives par des tendances de baisse variant entre 59% jusqu'à 86%. Ces ruptures sont enregistrées à partir de 1992 pour la plupart des stations surtout celles localisées au Nord-Est du bassin et certaines stations montrent des ruptures à partir de 1977 notamment les stations situées au Nord-Ouest du bassin. La station de Mehdiya Gr indique une rupture en 1982 très proche de celle vérifiée par sen (conrodant le test du Mann Kendall) où les pentes de Sen vont de (0.1) jusqu'à (-1.94) dans la station de El Anneb.

En mois de Juin, quatre stations sur les douze non stationnaires indiquent une baisse pluviométrique de 44% à Had Eshari jusqu'à -85% à El Anneb. Pour les ruptures de hausse, la variation d'augmentation estimée par le test du Pettitt entre 5% Sebague Centre et 513% à Khemisti

Les dates des ruptures sont éloignées de l'an 1979 à Sidi Bakhti jusqu'à 2001 à El Anneb, où les pentes de Sen sont généralement nulles, à l'exception de la station de Had Eshari qui enregistre une baisse de (-0.1) et celle d'El Anneb qui atteint (-1), tandis que la station de Ouled Ayche indique une pente de sen d'augmentation égale à 0.39.

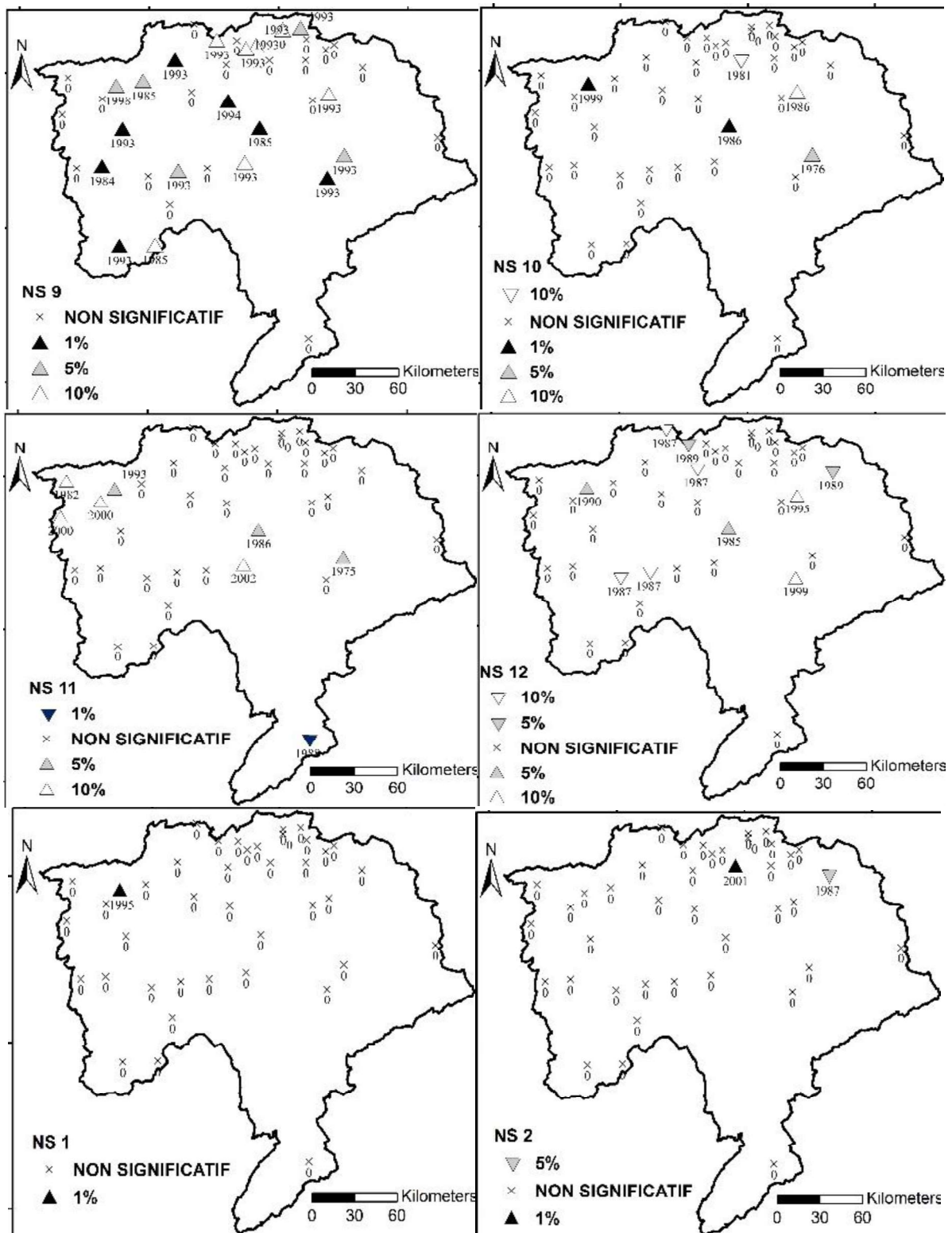


Figure V-6-a : Niveau de la non stationnarité et année de rupture des pluies mensuelles (9,10,11,12,1,2) dans le bassin du Chéouli entre 1969-2009 par le test du Pettitt.

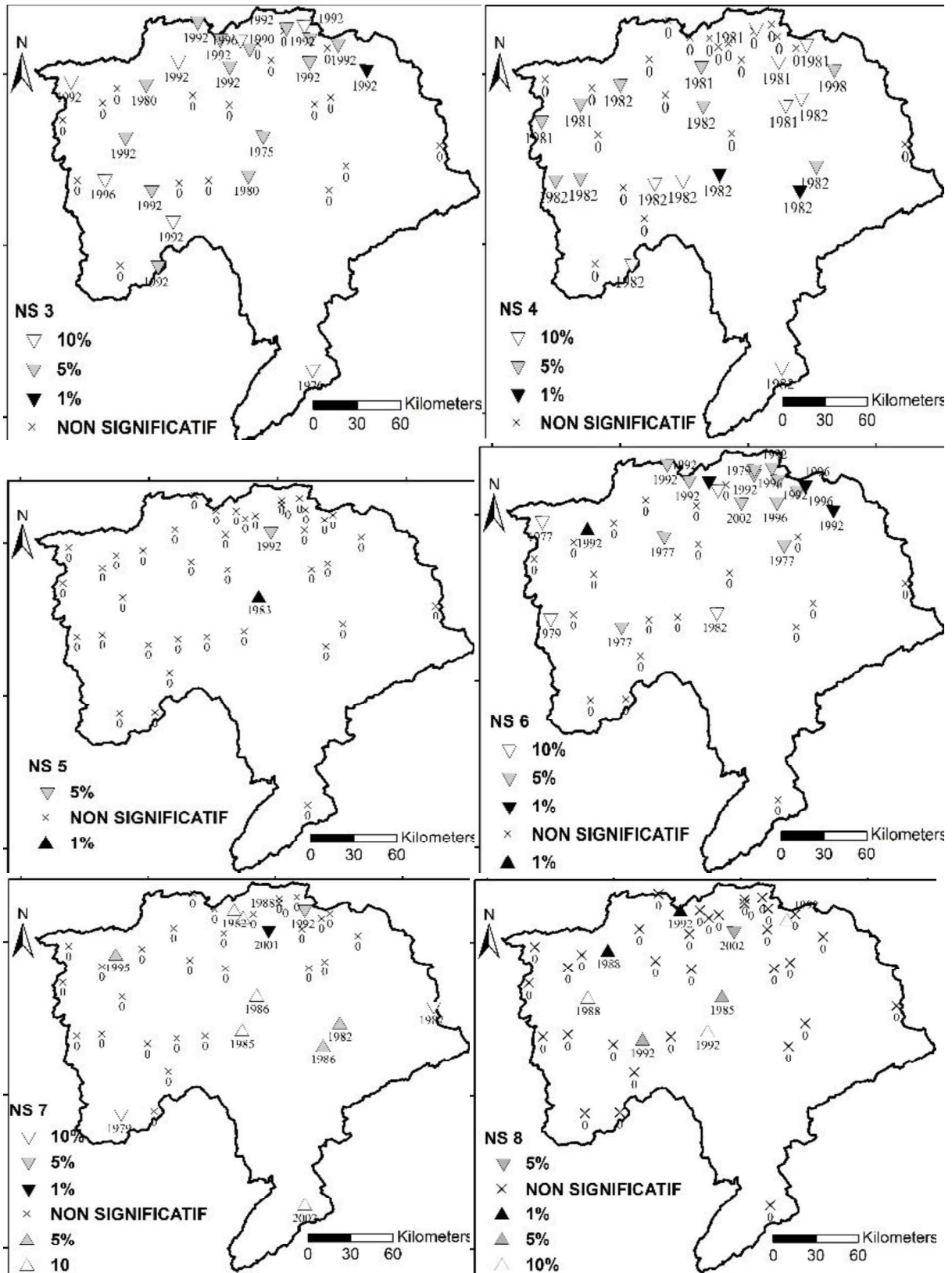


Figure V-6-b : Niveau de la non stationnarité et année de rupture des pluies mensuelles (3,4,5,6,7,8) dans le bassin du Chélif entre 1969-2009 par le test du Pettitt.

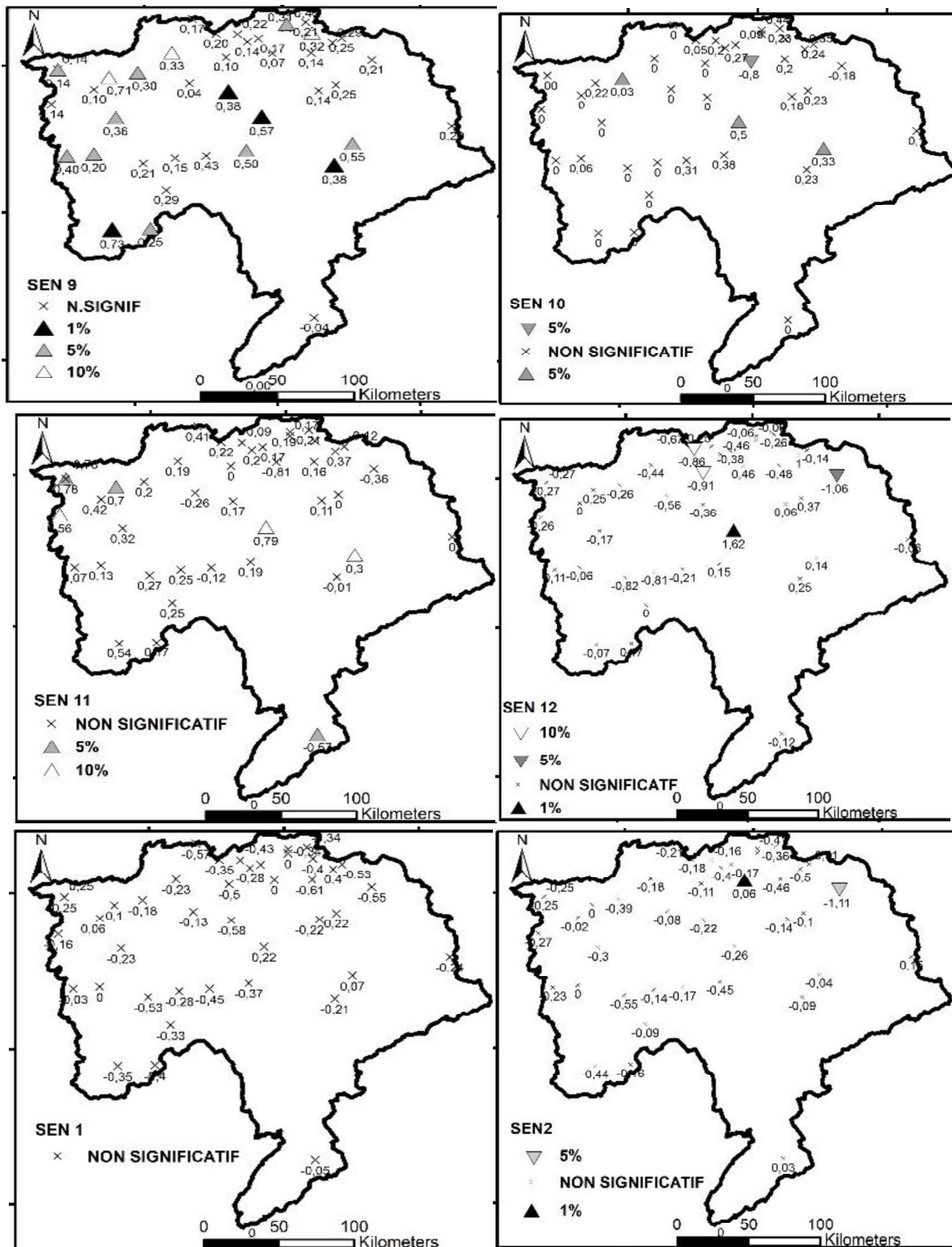


Figure V-7-a : Niveau de la non stationnarité de Mann Kandell et la pente de sen des pluies mensuelles (9,10,11,12,1,2) dans le bassin du Chéouf entre 1969-2009..

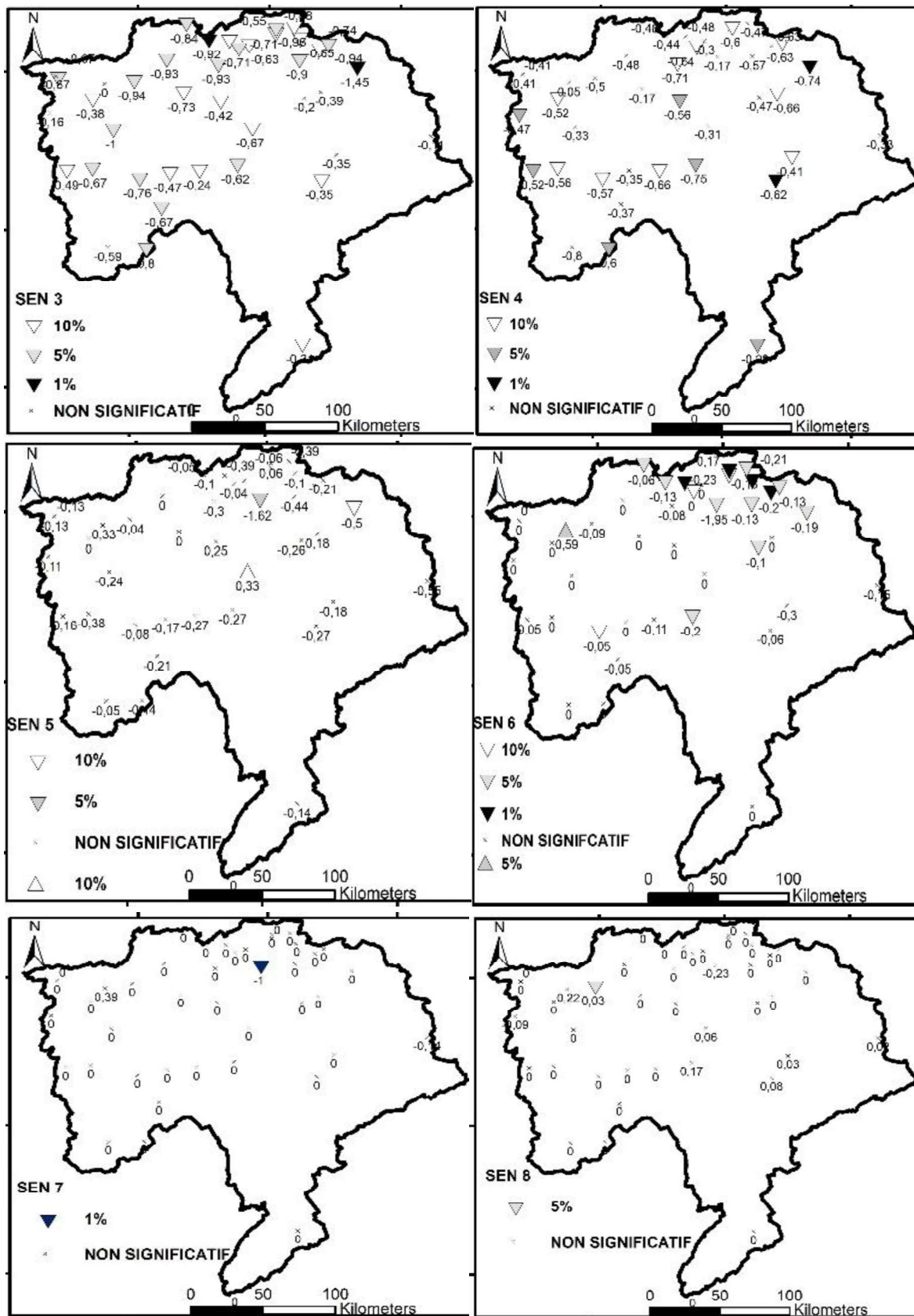


Figure V-7-b : Niveau de la non stationnarité de Mann Kandell et la pente de sen des pluies mensuelles (3,4,5,6,7,8) dans le bassin du Chéiff entre 1969-2009.

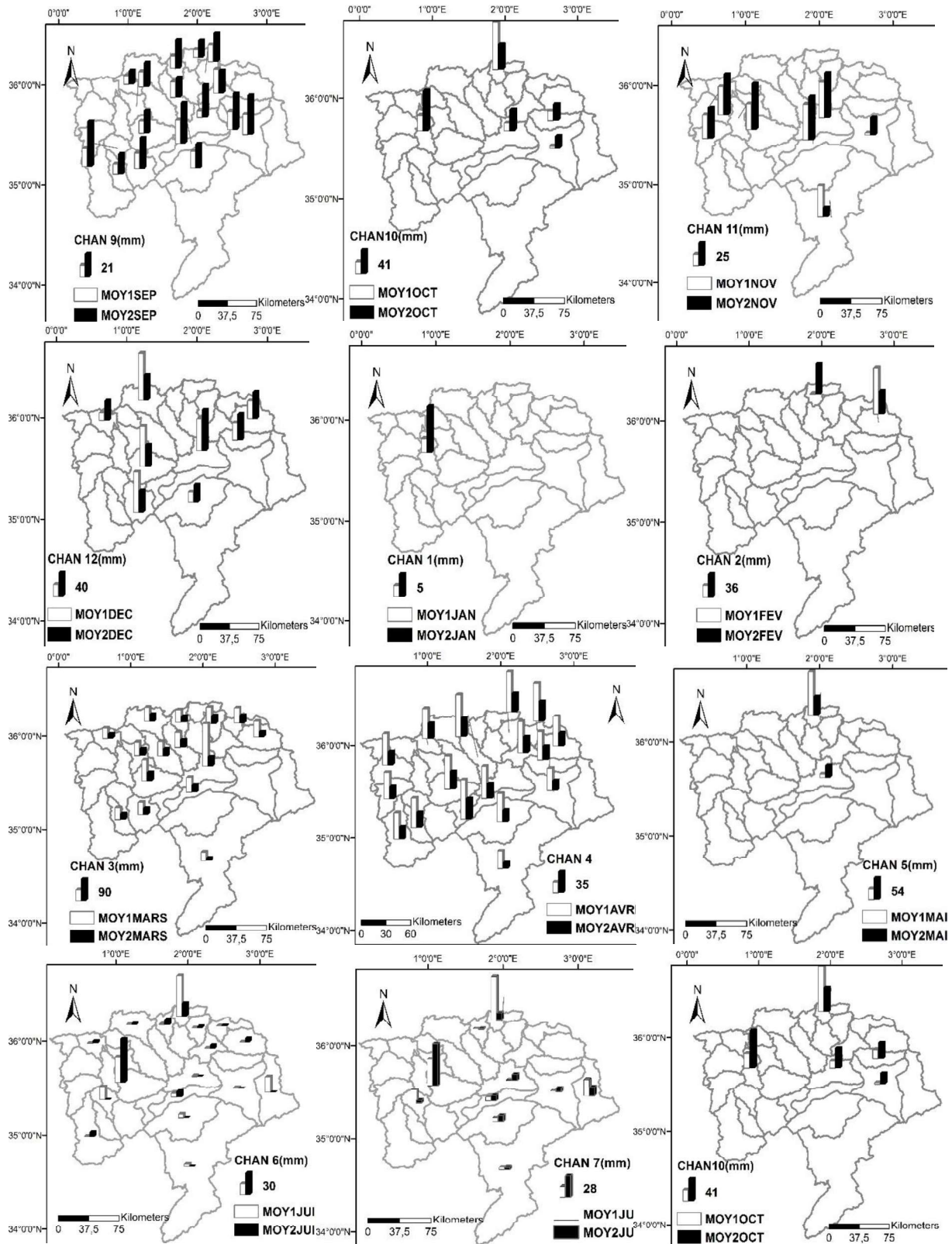


Figure V-8 : Comparaison entre la moyenne avant et après la rupture des pluies mensuelles totales entre 1969 à 2009 par le test du Pettitt

Au mois d'août, seule la station d'El Anneb indique une rupture de diminution parmi les huit stations non stationnaires. Le test de changement brutal de Pettitt montre que cette baisse est

enregistrée en 2002 et atteint -84% avec une pente de sens égale à (-0.2), alors que les autres sept stations ont des tendances d'augmentation par changement du régime pluviométrique qui varient entre 24% à Ouarizane Village en 1993 et à Ouled Fares. 50% de ces stations ont enregistré ces ruptures à partir de l'an 1992 (voir les figures V-6(a,b), V-7(a,b) et V-8) où seule la station de Oued Lilli qui indique une tendance d'augmentation significative (5%) par une faible pente de sens égale à 0.0. Néanmoins la variation des pentes de sens pour les stations stationnaires de l'amont de Boughzoul varie de 0.02 à 0.17 alors que toutes les autres stations semblent indiquer des pentes de sens nulles.

2-Les indices pluviométriques

Dans cette partie, nous avons axé ce travail sur treize stations des données journalières de précipitations, dans le but d'étudier l'évolution d'indices pluviométriques susceptibles d'expliquer au mieux les changements de précipitations mensuelles, saisonnières et annuelles. Notons que contrairement aux séries mensuelles homogénéisées, les données journalières de précipitations n'ont fait l'objet d'aucun comblement.

Plusieurs variables ont été calculées à partir de la pluie journalière de chaque station où nous avons considéré les jours pluvieux ceux pendant lesquels les précipitations ont été supérieures à 0.1mm. Puis, ces variables pour chaque mois et pour chaque année ont été calculées. Il s'agit des indices pluviométriques suivants et qui sont pris de la liste proposée par l'OMM:

- les totaux de précipitations,
- le nombre de jours de précipitations
- les moyennes de précipitations quotidiennes.

Afin d'étudier les événements de fortes précipitations, le calcul de ces indices a été effectué pour les précipitations supérieures à 0.1 mm et pour les précipitations supérieures ou égales à 10 mm et à 30mm. Les totaux de pluie sont supérieurs ou égaux à 95^{ème} centile.

Nous avons également calculé les proportions des totaux de pluies supérieurs ou égaux à 10 mm et 30 mm et 95^{ème} centile par rapport au total des pluies, afin de juger leur contribution aux totaux de pluies supérieurs à 0.1mm.

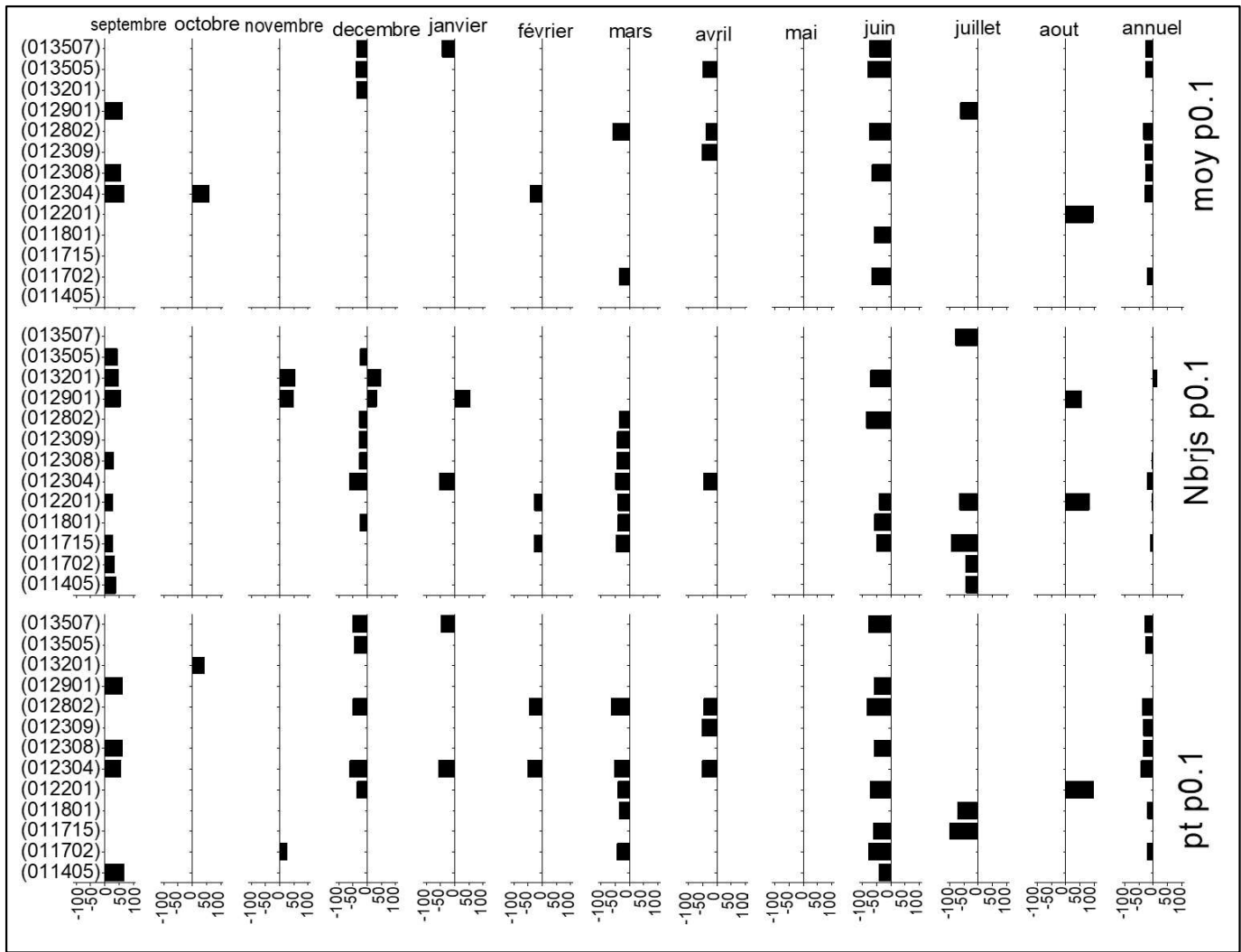


Figure V-9 : Changement (en %) entre la moyenne après et avant la rupture des indices pluviométriques ($P \geq 0.1$ mm) à l'échelle mensuelle selon le test du Pettitt

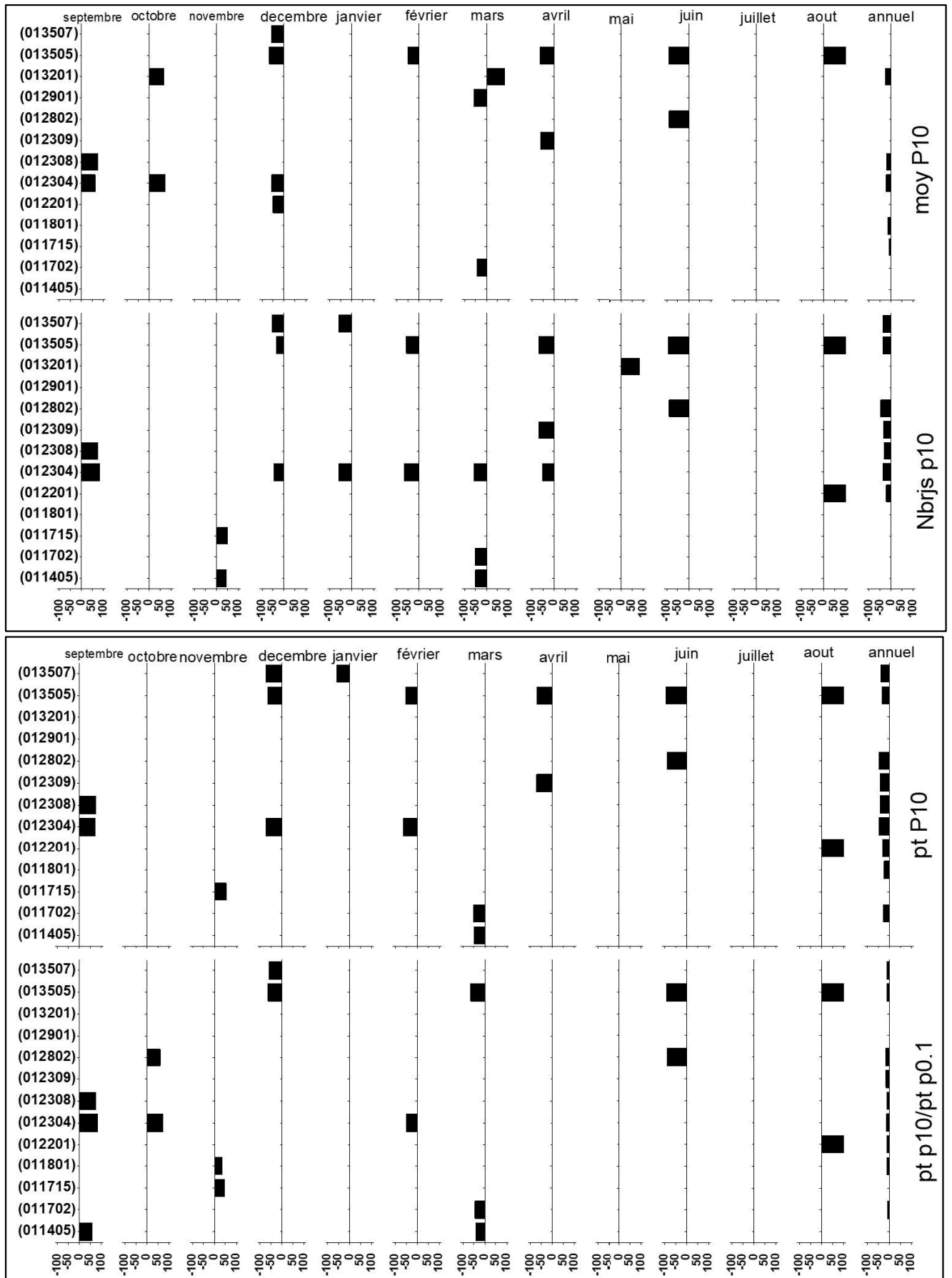


Figure V-10 : Changeement (en %) entre la moyenne après et avant la rupture des indices pluviométriques ($P \geq 10$ mm) à l'échelle mensuelle selon le test du Pettitt

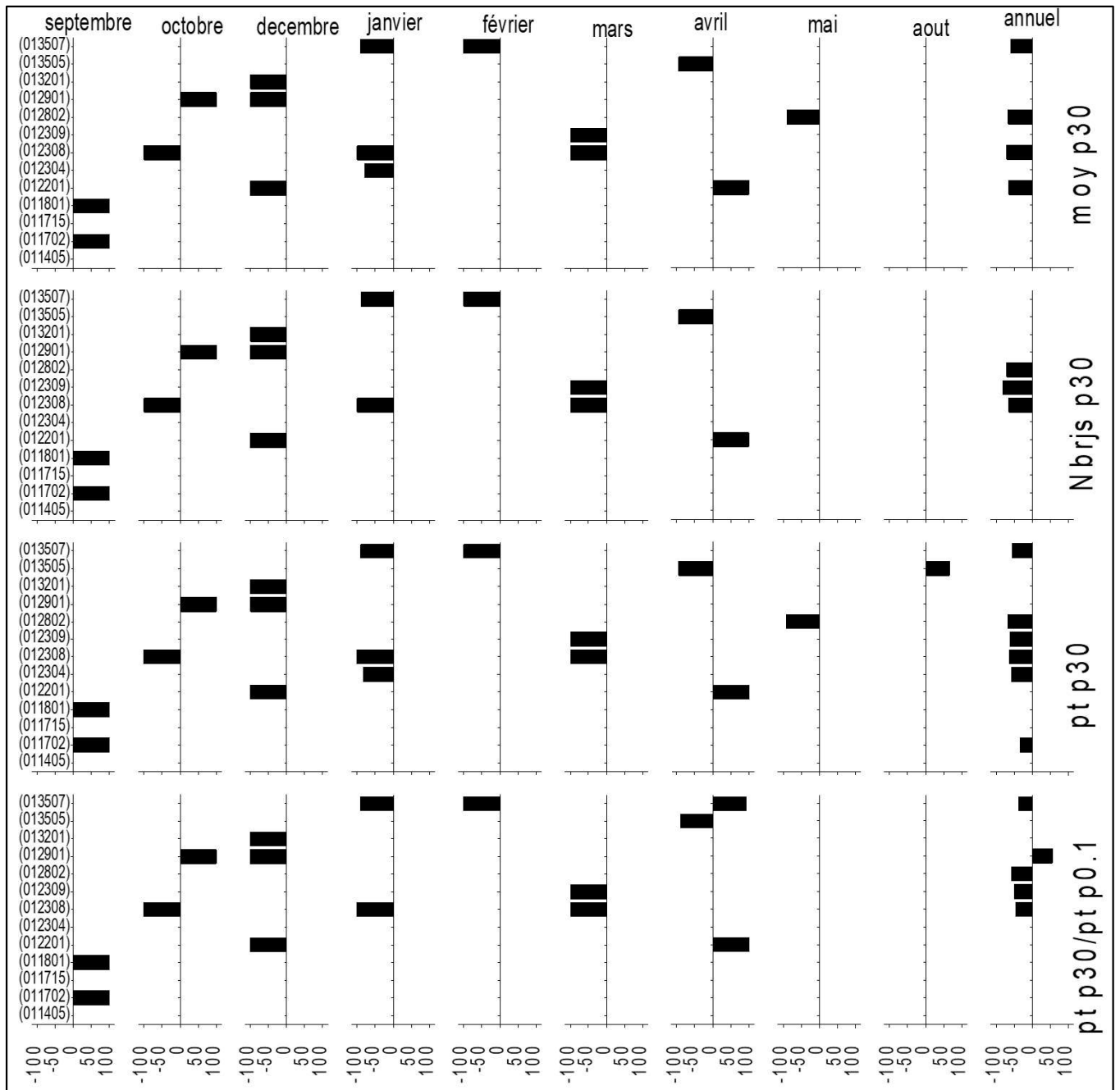


Figure V-11 : Changement (en %) entre la moyenne après et avant la rupture des indices pluviométriques($P \geq 30\text{mm}$) à l'échelle mensuelle selon le test du Pettitt.

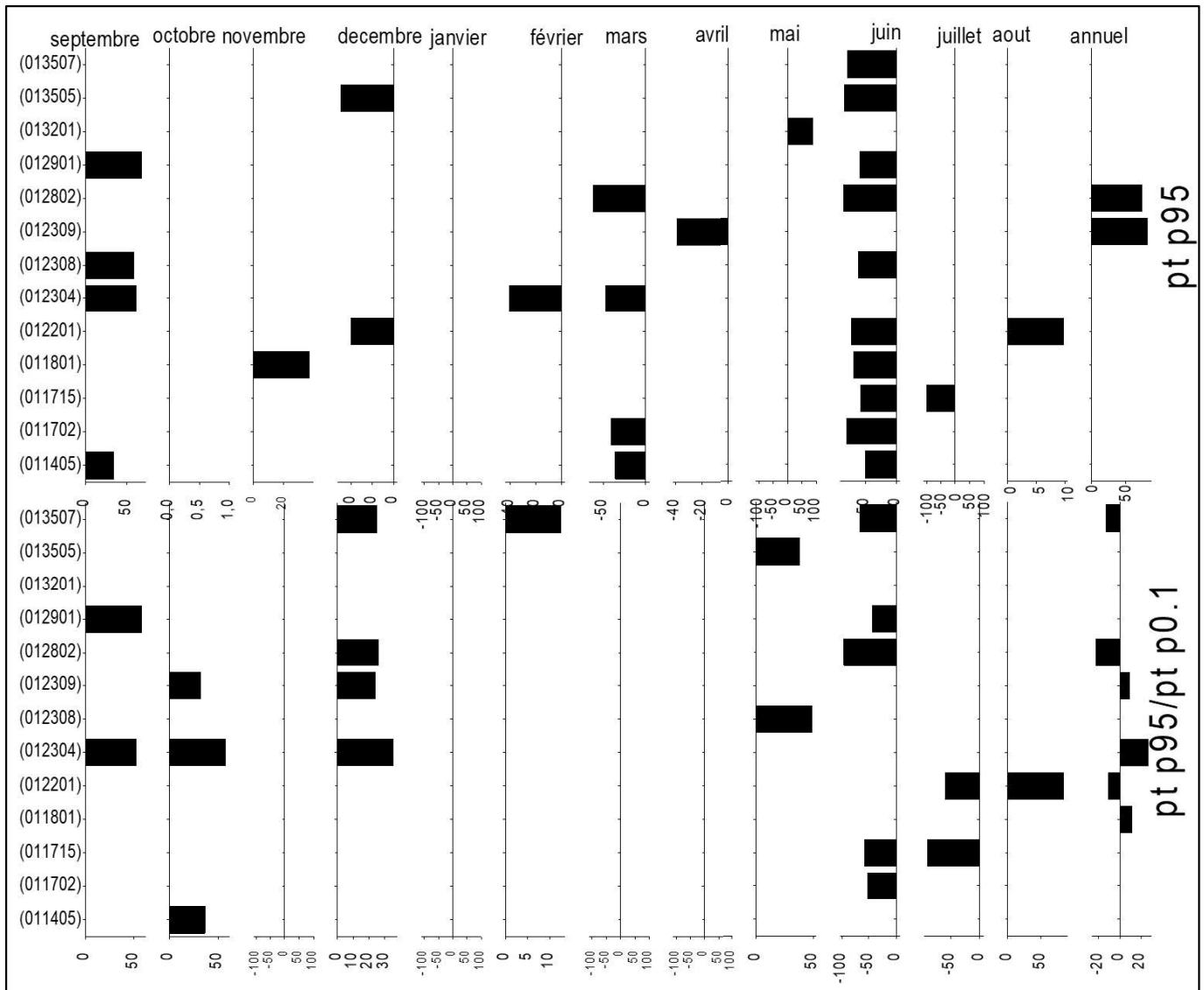


Figure V-12 : Changeement (en %) entre la moyenne après et avant la rupture des indices pluviométriques (95^{ème}centile) à l'échelle mensuelle selon le test du Pettitt

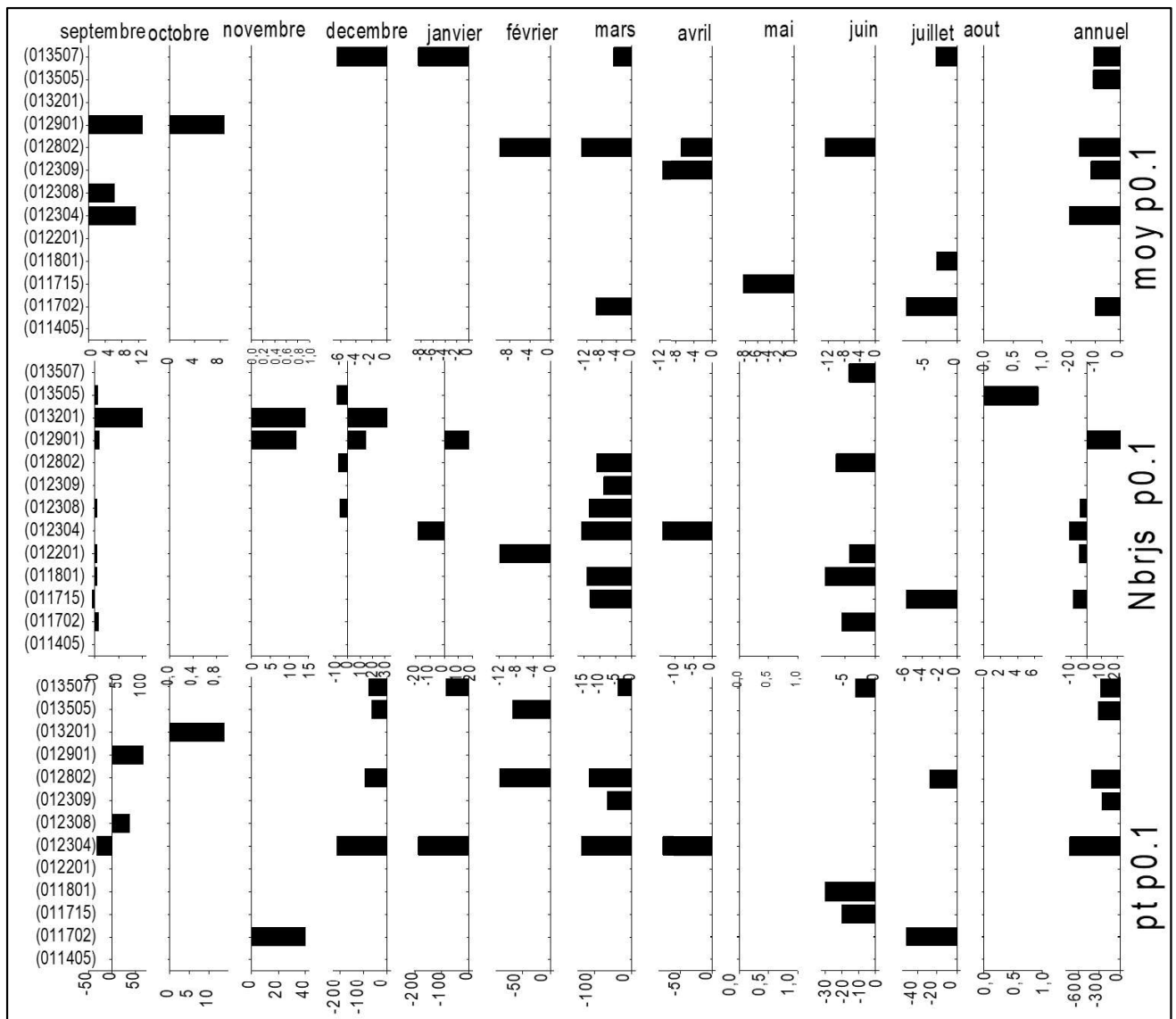


Figure V-13 : La pente sen (en %) des indices pluviométriques ($p > 0.1$ mm) à l'échelle mensuelle (le test du Mann Kendall est significatif).

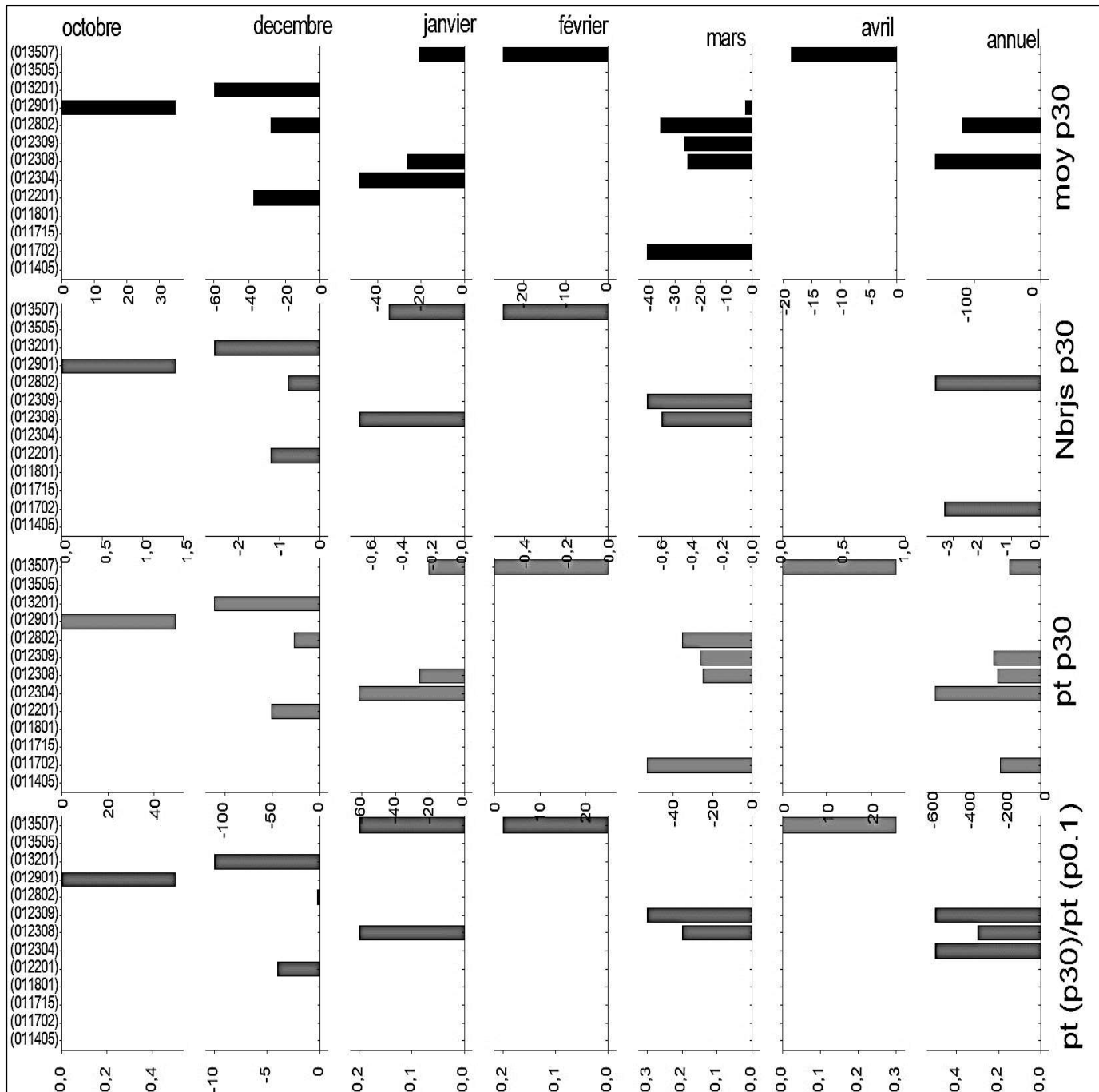


Figure V-14 : La pente sen (en %) des indices pluviométriques ($p > 30\text{mm}$) à l'échelle mensuelle (le test du Mann Kendall est significatif).

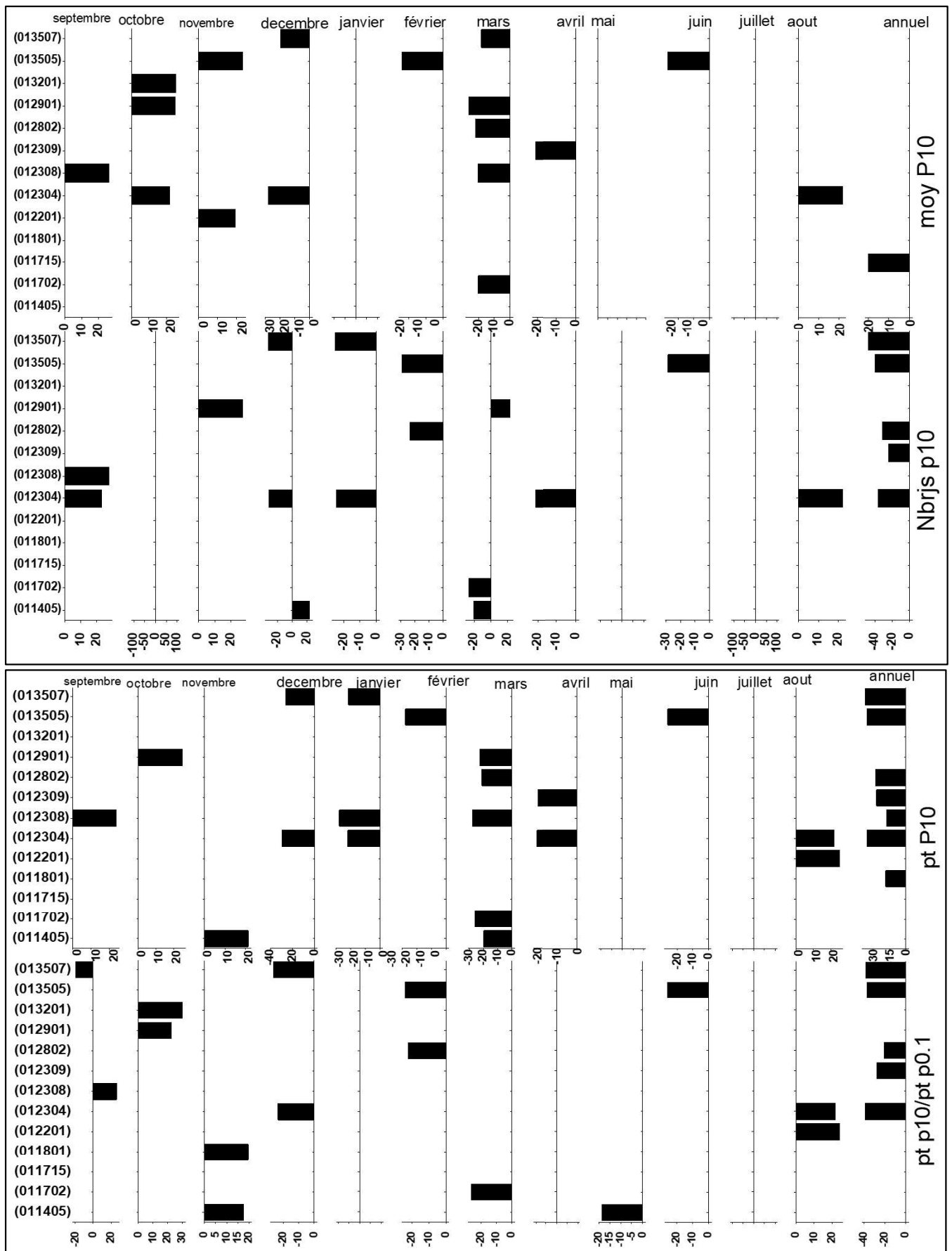


Figure V-15 : La pente de sen (en %) des indices pluviométriques ($p > 10\text{mm}$) à l'échelle mensuelle (le test du Mann Kendall est significatif).

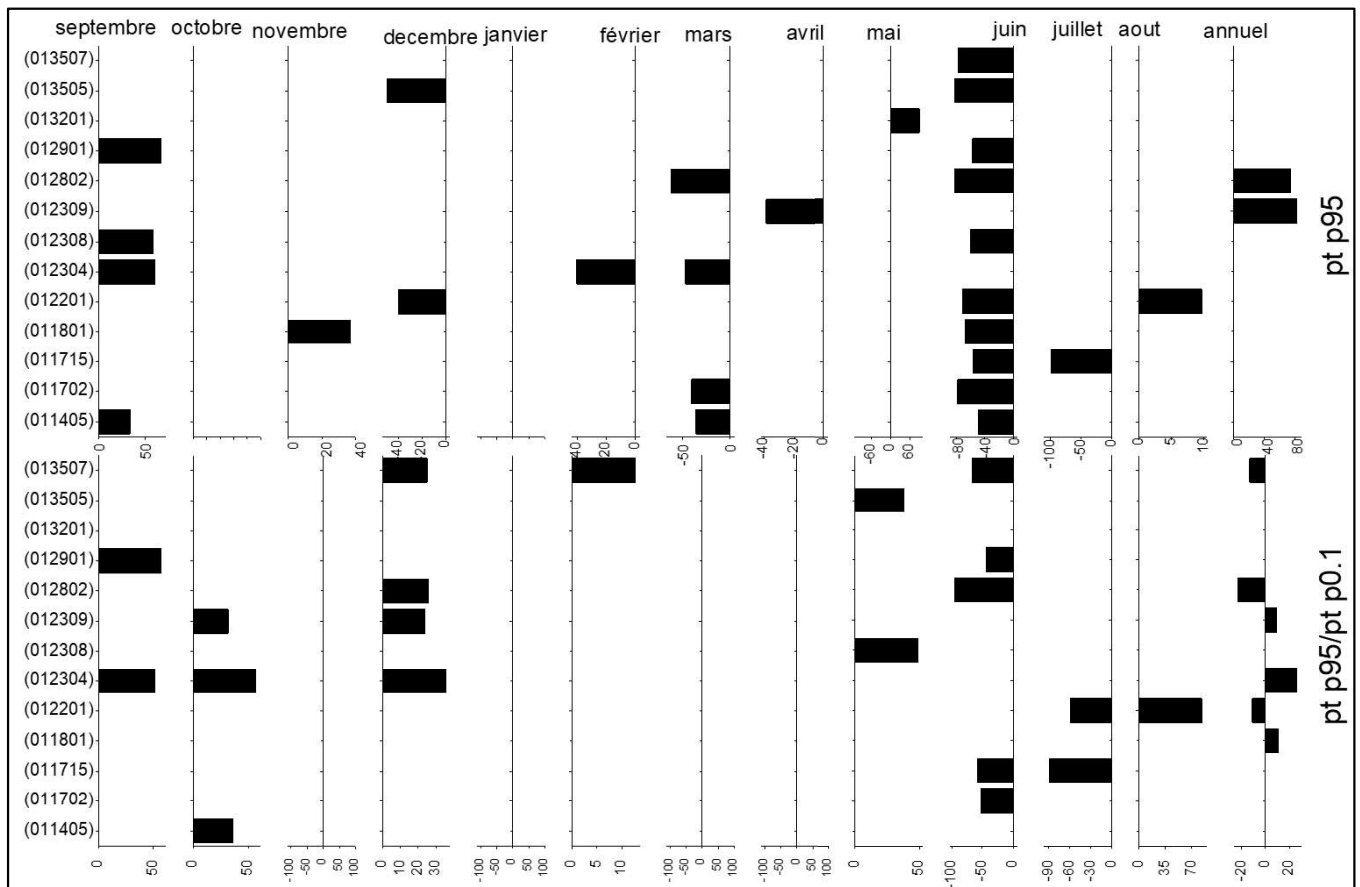


Figure V-16 : La pente sen (en %) des indices pluviométriques (95^{ème} centile) à l'échelle mensuelle (le test du Mann Kendall est significatif).

Pour avoir une image plus précise sur les changements éventuels du régime des précipitations, nous avons étudié l'évolution des indices pluviométriques présentés par les totales précipitations $p > 10\text{mm}$ et $p > 30\text{mm}$ et leur contribution par rapport aux pluies totales de $p > 0.1\text{mm}$ et les moyennes journalières de $p > 10\text{mm}$ et $p > 30\text{mm}$, ainsi que les totaux des précipitations $> 95^{\text{ème}}$ centile et leurs contributions par rapport aux pluies totales de $p > 0.1\text{mm}$. Pour tous les indices retenus, la plupart des stations indiquent des tendances négatives très significatives particulièrement les stations situées au Nord-Ouest du bassin (voir les figures du V-9 à V-16).

2.1. $P > 0.1\text{mm}$

De même, à l'échelle mensuelle, des tendances significatives ont été détectées. Nous présentons les résultats obtenus uniquement pour les mois où les variables étudiées suivent une tendance significative pour au moins une station.

Concernant tous les indices traités sur la base des données des précipitations journalières de $p > 0.1\text{mm}$, nous avons trouvé que pour le mois de :

Septembre : huit stations sur treize sont caractérisées par des tendances significatives à la hausse pour l'indice du nombre des jours pluvieux avec une augmentation atteignant 55% à partir de l'an 1988 à la station de Bekhedda Bg (012901) et dépassant 49% dans la station de

Ain Karmés (013501) à partir de l'an 1985, alors que cette élévation a été enregistrée au début des années 90 pour toutes les autres stations. Ce résultat est vérifié par sen (le test du Mann Kendall est significatif) où les pentes sen sont plus significatives que celles trouvées par Pettitt et qui varient entre 18.1% à Arib Abda et atteint 32% à Arib Chlef (figures V-9 et V-13). Pour les pluies moyennes journalières, nous avons illustré seulement trois tendances très significatives (1%) par des ruptures d'augmentation dépassant 68% concernant la station de Souk Elhad et avec une pente de sen égale à 27.1%.

Novembre : seulement deux stations de Ain Kermas et de Bekheda Bg ont donné un résultat significatif représenté par des ruptures et des tendances d'augmentation atteignant plus de 55%. La station de Ain Kermas marque une pente de sen qui dépasse 25%.

Décembre : Pour ce mois, huit stations avec des tendances significatives ont été enregistrées pour les séries du nombre de jours pluvieux. Trois d'entre elles sont à la hausse par une rupture qui dépasse 47% à Ain Karmes à partir de 1989 et le reste des stations est à la baisse où la rupture a atteint 63% à Souk El had. Ces résultats sont à comparer avec ceux indiqués par le test du Mann Kendall et même les valeurs de pentes de sen sont égale à 43.5% à Ain Karmes avec une pente de baisse dépassant 29% à Relizane ANRH.

Pour les pluies moyennes journalières, nous avons illustré uniquement une seule tendance très significative de baisse par une pente sen égale à 26%, tandis que par le test du Pettitt, nous avons détecté deux autres stations toujours par des ruptures de baisse qui dépassent 36%.

Mars : Selon les résultats des figures V-9 et V-13, on a constaté par les deux tests retenus dans cette étude un changement de diminution dans lequel nous avons trouvé huit tendances de baisse très significative qui ont été détectées par le test du Mann Kendall pour des indices de nombre de jours pluvieux où les pentes de sen descente varie entre 24% à 34%. Notons que nous avons enregistré également des diminutions dans trois stations pour un autre indice de la pluie moyenne journalière, retenu dans cette étude où la tendance à la diminution des pentes de sen distinctes varie de 17% jusqu'à 39%.

Avril Les figures V-9 et V-13 montrent que les changements dans les séries des nombres de jours pluvieux sont stationnaires. La station de Souk El had est la seule qui a enregistré une rupture de baisse significative de 47% à partir de l'an 1981. Concernant les pluies moyennes journalières, nous avons trouvé trois tendances significatives par des ruptures de baisse atteignant 52% à Oued Sly à partir de l'an 1979.

Juin : Ce mois représente des tendances de diminution pour les séries de nombres de jours très significatives par le test Man Kendall (sept stations non stationnaires) localisées majoritairement au Nord-Est du bassin où les pentes de baisse de Sen vont de 21% à Ouled Farés et atteignent 35% à Souk El had, tandis que cette tendance est plus claire pour les séries de pluies moyennes journalières suivant le test du Pettitt (six stations significatives) avec un changement de baisse qui atteint 75% à El hamadna à partir de l'an 1978. À signaler que pour les indices retenus dans les stations situées au centre et à l'Ouest du bassin d'étude, les ruptures sont apparues à la fin des années 70, bien que les deux stations situées à l'est du bassin présentent une rupture au début des années 90.

Les trois mois **Janvier**, **Février** et **Août** sont pratiquement stationnaires pour les deux indices étudiés où nous avons trouvé pour chaque mois deux stations non stationnaires pour le nombre des jours pluvieux et une station pour les pluies moyennes journalières. La station Ouled Farés est une station commune entre ces trois mois, où une seule rupture pour une tendance de baisse

a été détectée pour les mois de Janvier et de Février. Le mois de Janvier représente une tendance d'augmentation à Bekheda Bg et une tendance de baisse à Ouled Farés alors que le mois de Février représente pour les deux stations des ruptures de baisse. Le mois d'août montre une tendance à la hausse pour les deux indices retenus.

2.2. $P \geq 10\text{mm}$

Les totaux de précipitations supérieurs ou égaux à 10 mm indiquent des diminutions variant entre 23% et 47% à Arib Abda. Les ruptures sont apparues au début des années 80 pour les stations situées au centre et à l'Ouest du bassin et à partir de 1986 pour les stations localisées au Nord-Est du bassin. Ces tendances et ces dates de rupture sont très cohérentes avec celles associées aux autres indices retenus surtout ceux du nombre de jours pluvieux. La contribution par rapport à la pluie totale $p > 0\text{mm}$ pour des tendances et des ruptures de baisse atteint respectivement 47% et 14%, tandis que les changements des moyennes journalières dans ce cas sont moins significatifs avec des variations ne dépassant pas 19%.

Les figures V-10 et V-15 présentent les résultats des analyses des tendances effectuées sur les séries chronologiques des indices pluviométriques mensuels. Peu de tendances significatives ont été détectées pour tous les indices retenus dans ce cas, notamment par application du test Mann Kendall. Il apparaît que les mois de Septembre et d'août marquent des augmentations significatives pour deux stations sur treize, pour presque tous les indices retenus où nous avons trouvé des changements dans les stations de Souk El had et de OuledAek égaux respectivement à 83% et 76%. Ces changements d'augmentation sont aussi marqués durant le mois d'août dans les deux stations de Ouled Farés et de Ain Karmés où ils atteignent 100% pour les deux stations. La station de El Ababsa montre des tendances d'augmentation pour tous les indices retenus, et le changement de la moyenne des pluies journalières accède 53%. Le mois d'octobre est pratiquement stationnaire à l'exception de trois stations qui indiquent des tendances d'augmentation pour chacune avec un seul indice significatif.

Les tendances et les ruptures significatives de diminution qui ont été détectées et associées aux autres indices retenus ne sont pas cohérentes où la majorité des stations montre au maximum trois indices significatifs portés dans cette étude C'est le cas des mois du Décembre (trois stations) et les mois de Février, de Mars, d'Avril, et de Juin (deux stations) pour un niveau de signification de 5% pour les deux tests retenus. Pour le mois de Juin, le niveau de signification est très élevé (1%) avec des pentes de diminution de sens variant entre 20% à 43%. Le mois de Janvier est pratiquement stationnaire par le test d'homogénéité de Pettitt, mais ils apparaissent quelques tendances significatives de baisse suivant le test du Mann Kendall. Il s'agit de l'indice du nombre de jours pluvieux des stations de Souk El had, d'Ouled Ben AEK, de L'hillil où on a enregistré des pentes de sens qui varient entre -20% et 28%.

2.3. $P \geq 30\text{mm}$

Les figures V-11 et V-14 montrent que les tendances sont moins significatives par comparaison avec ceux de ($p > 0.1\text{ mm}, p > 10\text{mm}$). Suivant le nombre des stations non stationnaires ou/et suivant le niveau de signification, il a été constaté que :

À l'échelle annuelle, des changements significatifs apparaissent au niveau d'au moins quatre stations pour chacun des indices. Où les stations de Ouled Aek, d'El hamadna et de Oued Sly indiquent des tendances et des ruptures de baisse significatives pratiquement pour tous les indices retenus. Les séries du nombre de jours pluvieux montrent moins de tendances significatives (trois stations) comparées avec les autres indices. Nous avons remarqué une différence de baisse qui touche les séries de la contribution des pluies totales $p > 30\text{mm}$ par rapport à la pluie totale de $p > 0.1\text{mm}$. Elle a atteint 46.7% dans la station de Ouled AEK par une signification de 1% avec des ruptures apparues à partir de 1974. La station de Bekheda Bg indique que cette tendance significative est d'augmentation par rapport aux totaux des pluies $p > 0.1\text{mm}$ par un changement qui atteint 55%.

De même, à l'échelle mensuelle, peu de tendances ont été détectées, où les mois de septembre, de novembre, de juin et de Juillet sont stationnaires. À signaler que la majorité des stations montre la non stationnarité notamment par le test Pettitt pour tous les indices retenus. Seulement durant le mois de Décembre, où trois stations sont non stationnaires avec des tendances de baisse pour tous les indices avec des diminutions atteignant 100% à partir de 1980.

Concernant les mois d'octobre, de janvier, de mars, et d'avril deux stations seulement indiquent des tendances de baisse significatives pour tous les indices tandis que le mois de septembre représente des tendances d'augmentation localisées au Nord-Est du bassin (Ghrib Amont, Arib Abda). Cette augmentation a été observée aussi dans la station de Ouled Farés pour le mois d'Avril avec une rupture enregistrée en 1993.

2.4. $P \geq 95^{\text{ème}}$ centiles mm

À l'échelle annuelle, seulement deux tendances d'augmentation significative ont été détectées pour les indices des totaux des pluies $p \geq 95^{\text{ème}}$ centile (Oued Sly et Elhmdna), où les changements apparaissent dès 1992 et atteignent 81% avec une pente de sen allant à 24%. La contribution de ces pluies par rapport aux totaux des pluies $p \geq 0.1\text{mm}$ indiquent sept tendances, très significatives d'augmentation où la pente de sen varie entre entre 10% à Arib Abda et 38% à L'hilil.

Cependant, à l'échelle mensuelle, l'indice de la contribution des pluies $p \geq 95^{\text{ème}}$ centile par rapport au totaux des pluies $p > 0.1\text{mm}$ montre des tendances d'augmentation par des pentes de sen dépassant 20% pour la majorité des mois, à l'exception du mois de Juin qui indique des tendances de baisse très significatives détectées par les tests de stationnarité utilisés dans cette étude. Ces tendances traduites par des changements variant entre 43% à Bekhedda Bg et 75% à El hmadna vers la fin des années 80. Concernant les stations localisées au Nord-Est du bassin, les ruptures sont apparues au début des années 90 où nous avons enregistré au mois de Juillet deux tendances de baisse détectées pour les deux indices. Dans quelques stations (deux ou trois) et durant les mois de Septembre et d'Octobre, les totaux des pluies $p \geq 95^{\text{ème}}$ centile indiquent des tendances d'augmentation où des pentes de sen varient entre 20% et 37%, alors que la plupart des autres mois montrent des tendances de diminution où la pente de sen ne dépasse pas 23% (voir les figures V-12 et 16).

3. Les tendances des débits

3.1. Les tendances annuelles

Des données chronologiques ont été extraites à partir des données hydrométriques archivées ANRH (agence nationale des ressources hydriques).

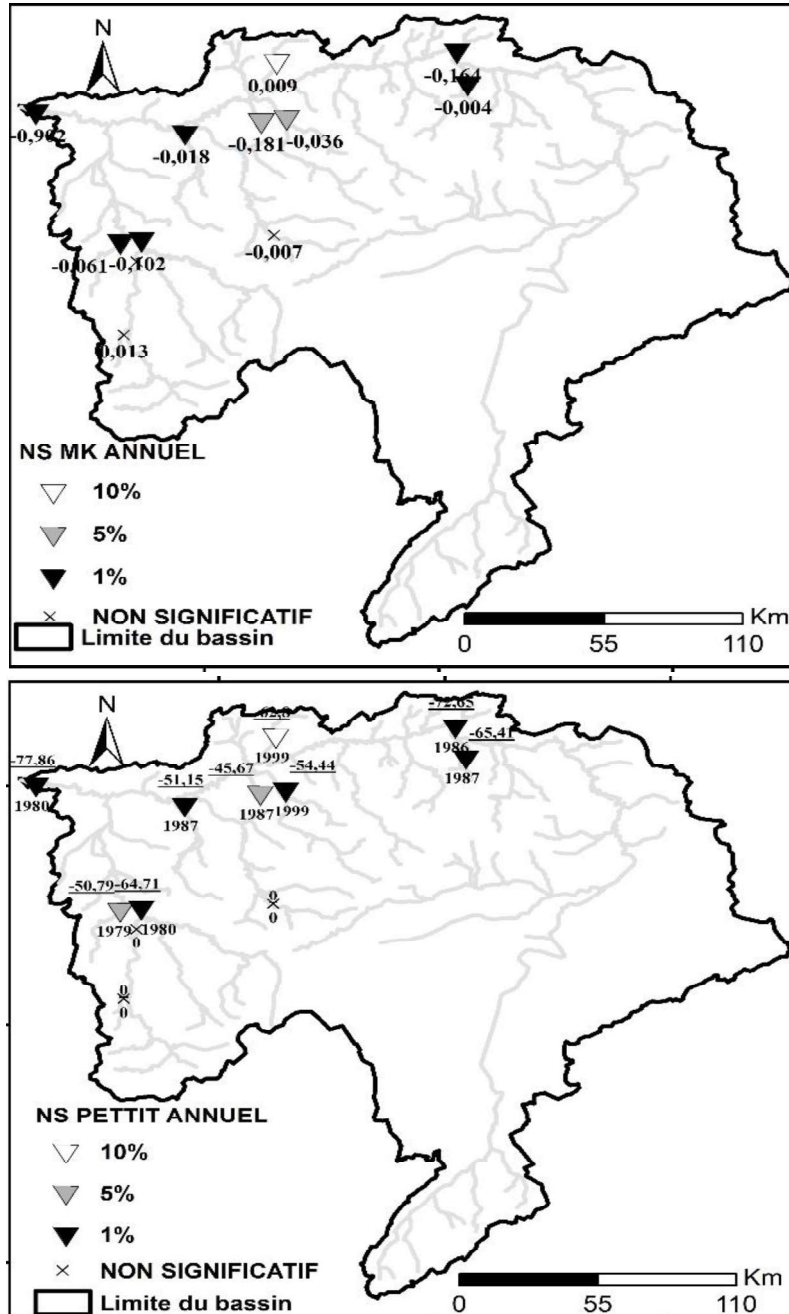


Figure V-17 : Le niveau de signification de non stationnarité par les deux tests, le pourcentage de changement des débits moyens annuels (Pettitt) et les pentes de sen (le test du Mann Kendall est significatif).

L'étude de stationnarité dans les données hydrométriques, a été réalisée par les deux tests (Pettitt et Mann Kendall). Pour les analyses d'homogénéité et les tendances des paramètres hydrologiques annuels (débits moyens annuels), les analyses ont été réitérées pour les années

1969 à 2009, une période qui ne couvre pas toutes les stations utilisées Les résultats de l'étude sont récapitulés dans la figure V-17.

L'étude a mené aux conclusions suivantes :

Selon les figures V-17, nous constatons que les deux tests statistiques semblent indiquer un résultat très significatif par des tendances de baisse généralisées pour la majorité des séries hydrométriques des débits moyens annuels.

Sur douze stations, la station de Ain Amara, Takhmart et celle de Oued Lili ne présente aucune variation dans les séries du débit moyen annuel. Les stations du haut et moyen Chélif indiquent des ruptures à partir de 1987.

La rupture dans la station de Ouled Farés et de Ouled Ben Aek est apparue en 1999, tandis que les stations du bas Chélif et la Mina montrent des ruptures au début des années 80 par des changements de moyenne allant de 46% jusqu'à 77%.

Les pentes de diminution de sens varient respectivement de 0.16 à 0.9 pour les stations de Arib Chlef et Sidi Bel Attar qui sont des stations situées sur le cours d'eau principale d'oued Chlef.

3.2. Tendances saisonnières

Nous avons appliqué les tests de stationnarité durant les quatre saisons de l'année sur toutes les stations maintenues, pour connaître les saisons influençant la variation moyenne annuelle du régime hydrométrique dans la région d'étude.

Les résultats obtenus des figures V-18 et V-19 montrent que toutes les séries présentent une stationnarité annuelle, indiquant au moins une seule variation saisonnière qui est apparue dans la station d'Oued Lili à l'automne. La station de Ain Amara représente une rupture de hausse (82%) avec une variation de baisse (28%) à l'hiver tandis que la station de Takhmart montre un changement d'augmentation (78%) à l'automne et de baisse à l'été (36%).

La station de Ouled AEK est l'unique station qui ne représente aucune tendance significative à l'échelle saisonnière, contrairement à l'échelle annuelle qui indique une tendance de baisse très significative.

Deux stations non stationnaires sur les six, indiquent une variation de hausse des débits automnaux. Cette augmentation atteint 82% à la station d'oued Lili et 77% à la station de Takhmart. Les autres stations non stationnaires indiquent des ruptures de baisse allant de 39% à Oued El Abtal jusqu'à 98% à Ouled Farés. Ces résultats ont été vérifiés par le test du Mann Kendall avec 50% de stations légèrement positives et 50% indiquant de fortes tendances de baisse spécialement pour les stations de Sidi Bel Attar, de Oued El Abtal, de Arib Chélif qui concordent respectivement avec les pentes de sens de diminution d'environ 0.679, 0.165, 0.1.

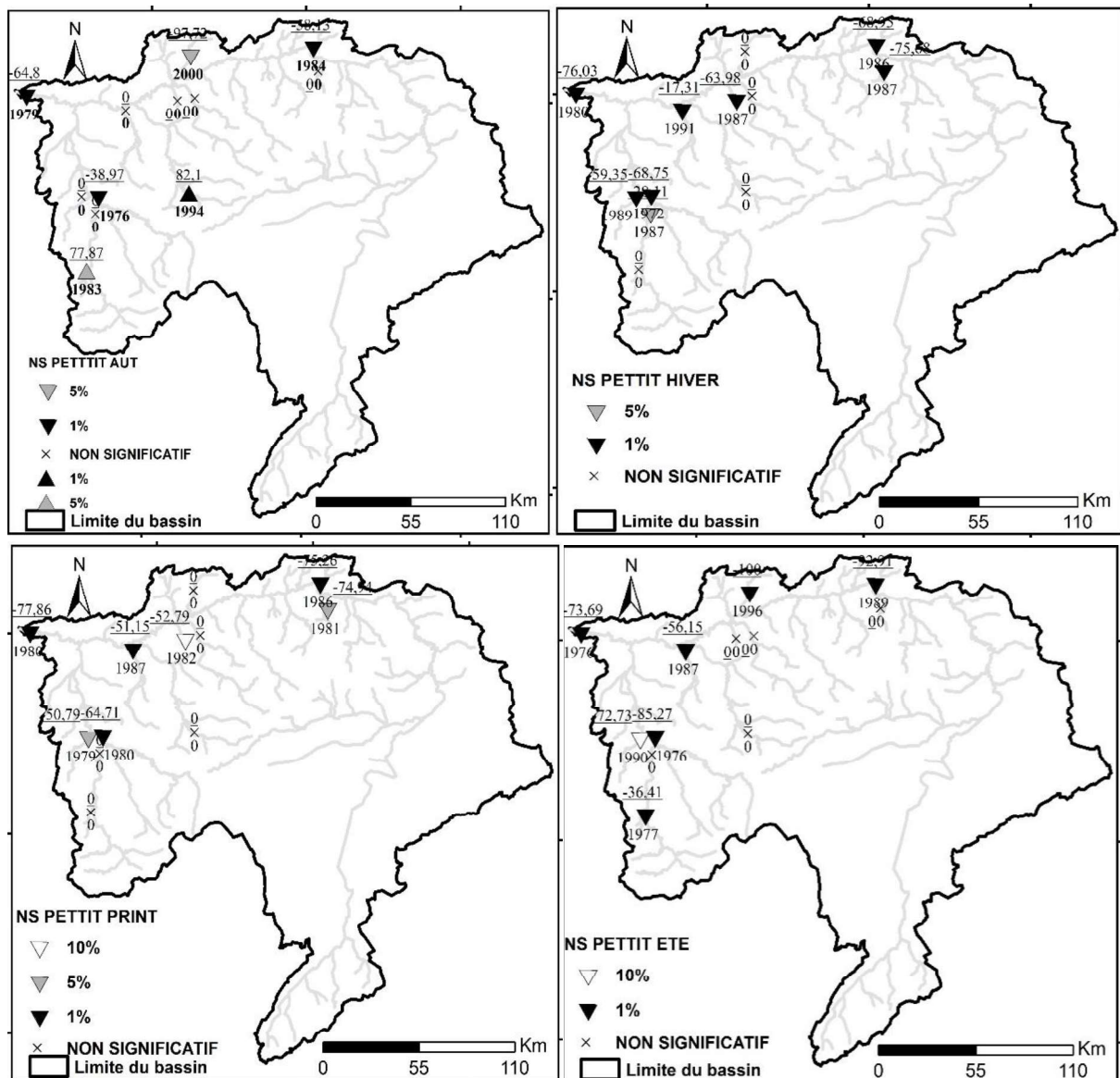


Figure V-18 : Le niveau de signification de non stationnarité et le pourcentage de changement de moyenne des débits moyens saisonniers selon le test du Pettitt.

En hiver, huit stations indiquent une rupture très significative d'environ 67% des stations hydrométriques de débit hivernal qui connaissent des diminutions varient entre 17% à Djediouia Rn4 et 76% à Sidi Bel Attar à partir de l'an 1986.

Les ruptures trouvées par le test du Pettitt au niveau des stations de haut et moyen Chéiff ont été enregistrées au début des années 80 où les pentes de sen calculées (le test du Mann Kendall est significatif) ont atteint les valeurs (-0,146), (-0,274), (-4,955) respectivement à Arib Chéiff, Oued El Abtal et Sidi Bel Attar.

Les débits moyens printaniers montrent une variation pareille à l'hiver à l'exception de la station d'Ain Amara qui a enregistré une stationnarité alors que les autres stations ont indiqué des ruptures et des tendances de baisse allant de 51% à Sidi AEK Djilali jusqu'à 78% à Sidi

Bel Attar où les ruptures sont apparues au début des années 80, particulièrement pour les stations du bas Chélif et à la Mina en 1987.

À noter que les pentes de sen pour les débits moyens printaniers sont plus importantes par rapport à celles des débits hivernaux, seule la station de Sidi Bel Attar montre une pente moins importante que la pente hivernale par une valeur égale à 2,33.

En été, la non stationnarité a été vérifiée pour sept stations où nous avons trouvé des ruptures de baisse allant de 36% à Takhmart jusqu'à 100% à Ouled Farés avec des pentes de diminution de sen qui atteignent respectivement (-0,26), (-0,3), (-0,12) à Sidi Bel Attar, Oued El Abtal, Arib Chélif (voir les figures V-18 et V-19).

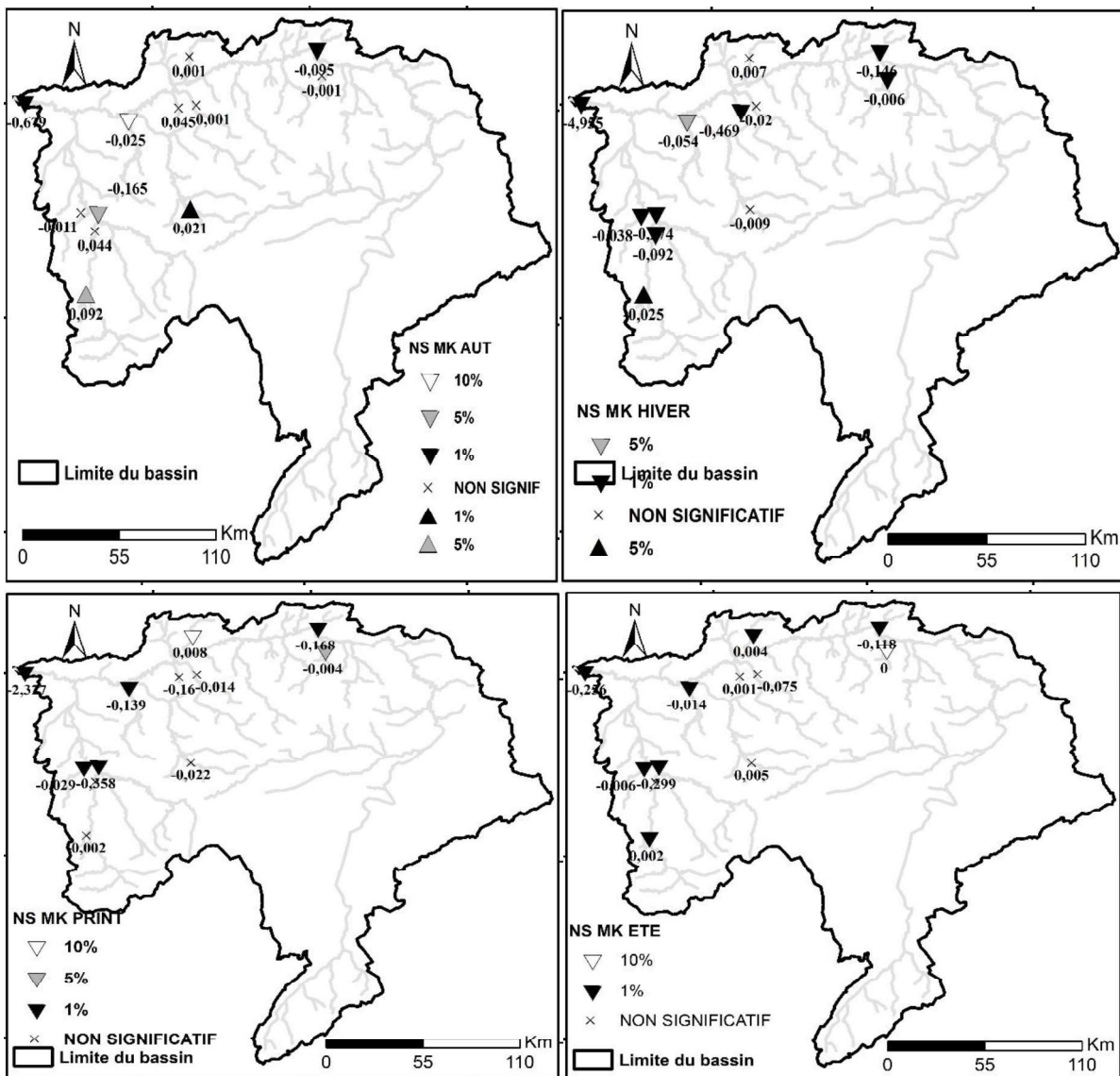


Figure V-19 : Le niveau de signification de non stationnarité et les pentes de sen des débits moyens (le test du Mann Kendall est significatif).

3.3.Tendances mensuelles

Les figures V-20 et V-21 montrent que nous avons enregistré dans les douze mois et pour la plupart des stations, des ruptures avec des tendances de baisse à l'exception de la station d'Ouled AEK où aucune tendance ni rupture significative n'ont été détectées.

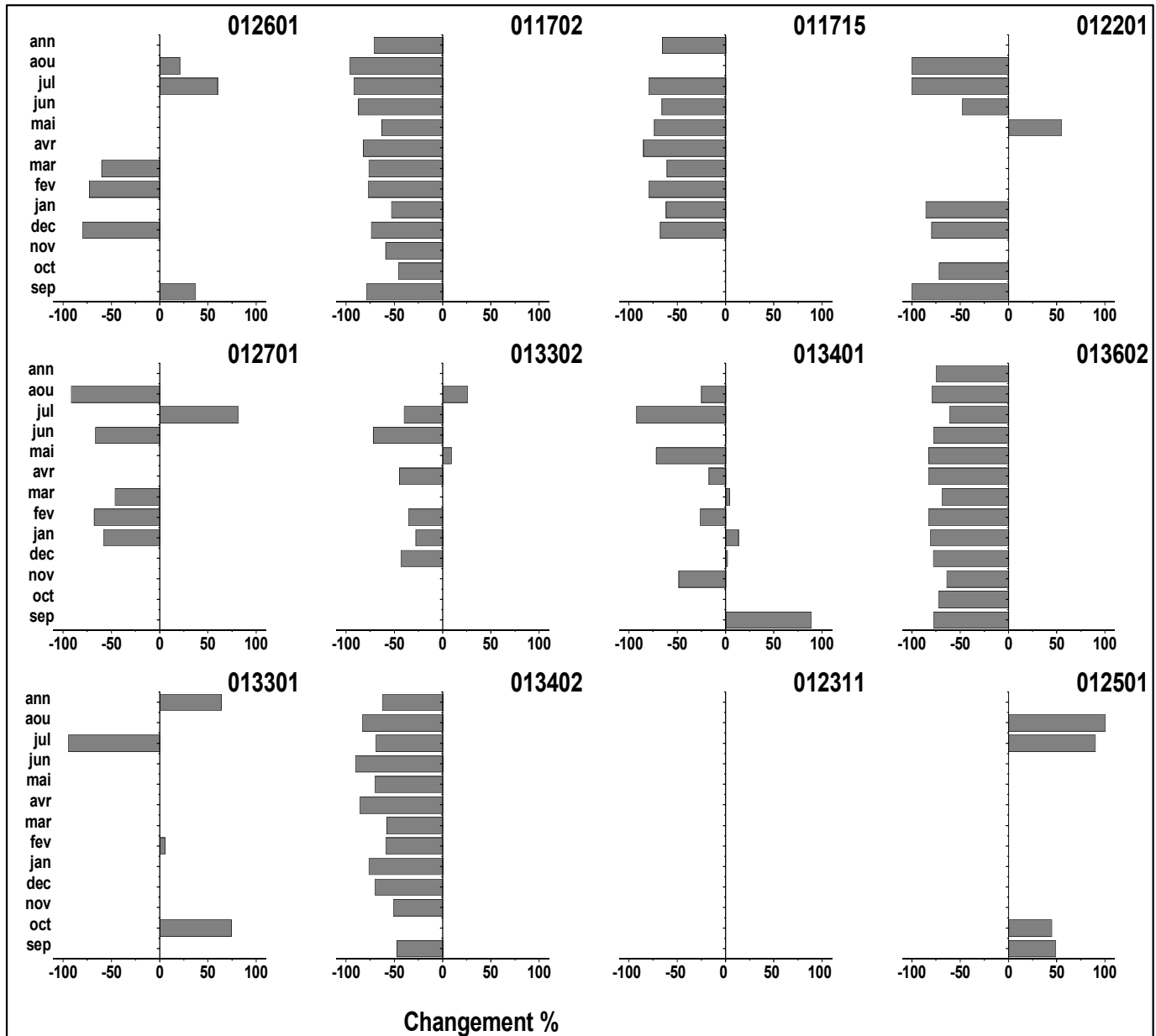
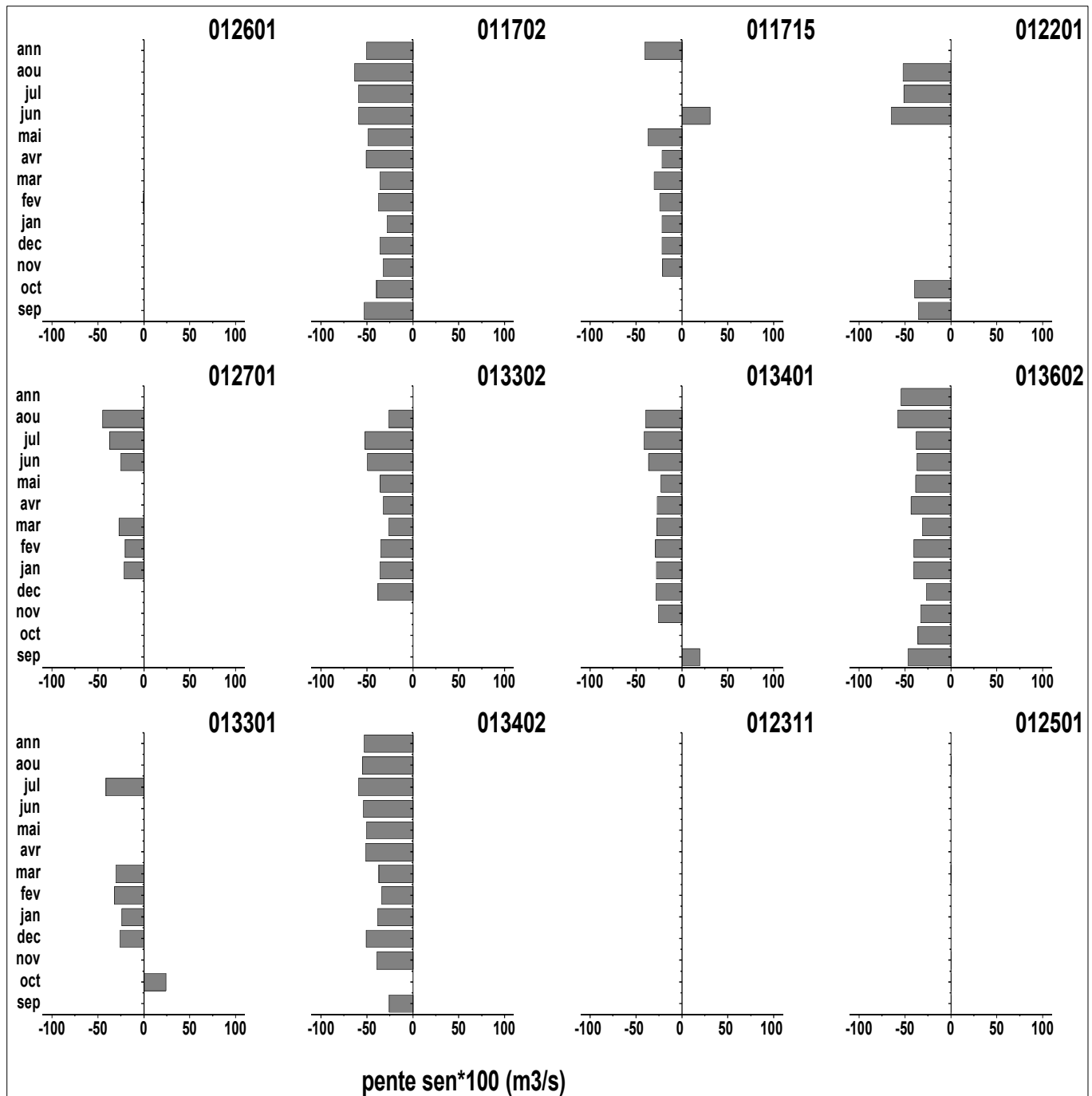


Figure V-20 : Changement (en %) entre la moyenne après et avant la rupture des débits moyens l'échelle mensuelle selon le test du Pettitt.



FigureV-21: La pente sen (en %) des débits moyens à l'échelle mensuelle (le test du Mann Kendall est significatif).

Les mois automnaux (Septembre et Octobre) et estivaux (Juillet et août) indiquent pour quelques stations des tendances significatives d'augmentation.

Les mois estivaux, hivernaux et printaniers sont caractérisés par des changements très significatifs du régime hydrologique dans la période comprise entre 1975 et 1996 avec des variations relatives atteignant 100%. Les mois automnaux sont moins significatifs par rapport aux autres saisons où le changement atteint 100% au mois de Septembre pour la station de Ouled Farés par une rupture comprise entre les années 1976 à 2001 (voir les figures V-20 et V-21).

4. Les indices des débits extrêmes

L'étude de la variation des indices relatifs aux débits extrêmes sert à comprendre et expliquer l'évolution des bas et des hauts débits au cours de la période d'étude, où nous avons sélectionné les mêmes stations hydrométriques utilisées précédemment. Les indices ont été calculés pour chaque année et chaque mois qui sont les suivants :

-1^{er}, 5^{ème} et 10^{ème} centiles et Qmin pour les périodes de basses eaux.

-90^{ème}, 95^{ème} et 99^{ème} centiles et Qmax pour les périodes de hautes eaux.

4.1. À l'échelle annuelle

Les résultats obtenus à partir des figures du V-22 au V-26 indiquent que les séries d'indices des débits extrêmes de la période des étiages représentées par les indices du 1^{er} centile, 5^{ème} centile, 10^{ème} centile Qmin ont montré des tendances et des ruptures très significatives par les deux tests de stationnarité et les indices de hautes eaux du 90^{ème} centile, 95^{ème} centile, 99^{ème} centile et Qmax) ont également suivi des tendances significatives. Les résultats montrent qu'à l'échelle annuelle toutes les tendances sont négatives, à l'exception des séries des débits Qmax et celles de Q99^{ème} centiles où il a été enregistré des tendances et des ruptures d'augmentation dans les stations de Takhmart, de Ain Amara, de Sidi AEK Djilali et de Oued El Abtal.

Les indices de débits relatifs aux périodes d'étiage (minimum, 1^{er}, 5^{ème} et 10^{ème} centile) pour toutes les stations retenues ont enregistré des tendances négatives par des ruptures de diminution comprises entre 1980 et 1993 et qui varient entre 48% à 100% avec des pentes de sen allant de (-0.31) jusqu'à (-0.79). on a remarqué une diminution significative pour tous les indices relatifs aux périodes de hautes eaux (90^{ème} centile, 95^{ème} centile, 99^{ème} centile Qmax) où les tendances enregistrées pour tous ces indices sont négatives. Seules les trois stations de Arib Chlef, Elababssa, Ouled Fares, Ouled AEK qui font l'exception de stationnarité où nous avons enregistré des augmentations de changement qui atteignent 89% à la station de Takhmert avec une pente de sen égale à 0.51.

4.2. À l'échelle mensuelle

La répartition des tendances saisonnières relative aux indices des débits extrêmes est très semblable pour les quatre indices représentant la période d'étiage (1^{er} centile, 5^{ème} et 10^{ème} centiles, Qmin) où nous avons enregistré des tendances avec des ruptures de baisse très significatives (1%) pour toutes les stations retenues dans cette étude. Les changements de diminution atteignent 100% durant les mois estivaux dont les pentes de diminution de sen dépassent 0.7 pour ces quatre indices et pour la plupart des stations.

Une stationnarité a été enregistrée au mois d'Octobre, relative aux quatre indices de la période d'étiage dans la station de Elababssa. Cette dernière est apparue durant les mois hivernaux dans la station de Ouled Farés. D'autre part, des ruptures ont été enregistrées dans la station de Elababssa, caractérisées par des changements d'augmentation concernant les deux indices de 1^{er} centile (25%) 5^{ème} centile (50%) à la fin des années 70, et qui sont stationnaire par le test du Mann Kendall.

La répartition des tendances saisonnières relative aux indices de la période de hautes eaux (90^{ème}, 95^{ème}, 99^{ème} centiles, Qmax) des débits extrêmes maximums montre une abondance des tendances par des ruptures négatives malgré qu'elles sont moins significatives que la période des baisses eaux où nous avons aussi enregistré des tendances significatives de hausse, spécialement aux mois automnaux et plus précisément les mois de Septembre et d'Octobre à Sidi Aek Djilali (voir les figures du V-22 à V-26).

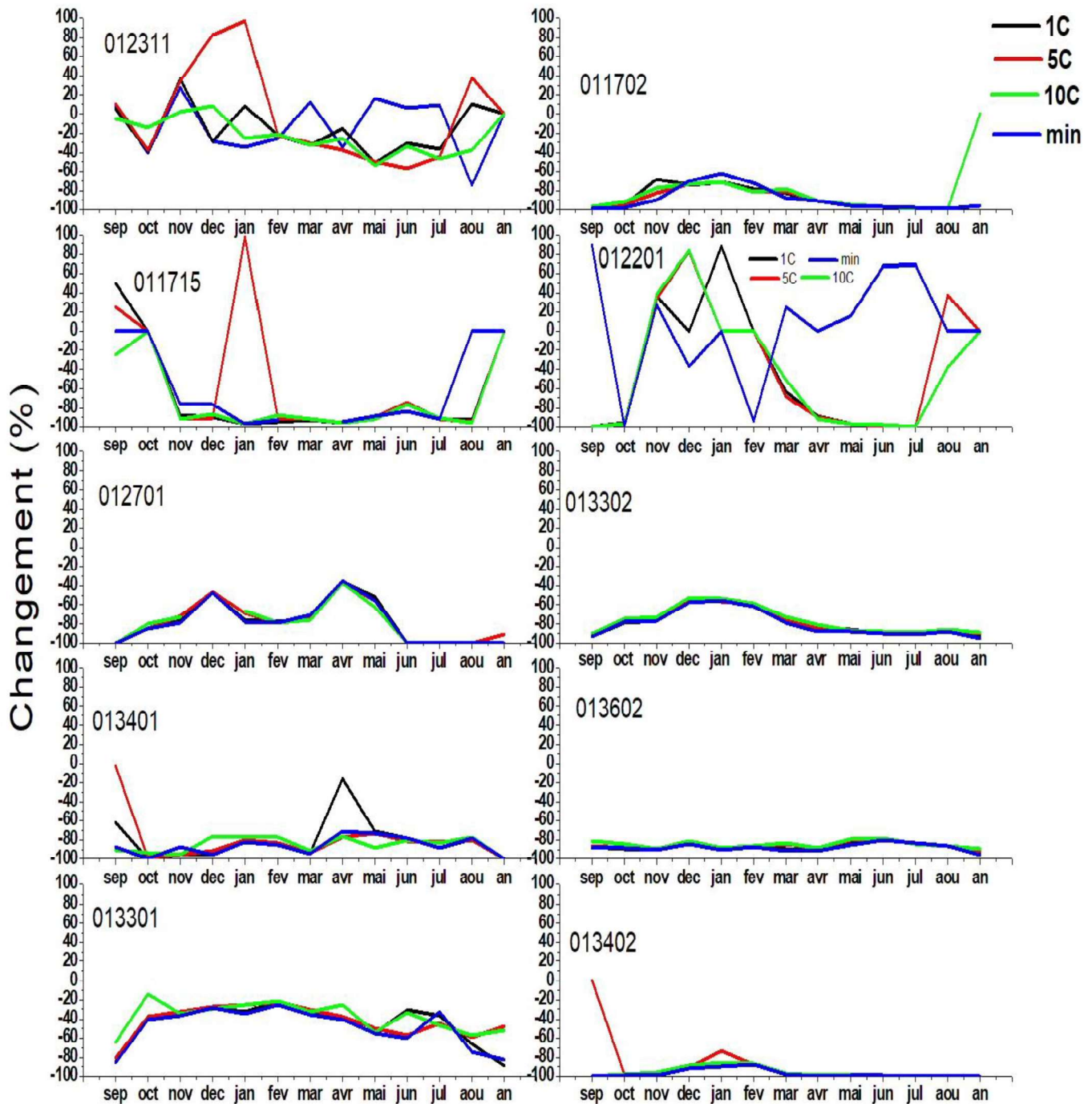


Figure V-22 : Les changements mensuels des indices de débits de la période d'été par le test du Pettitt

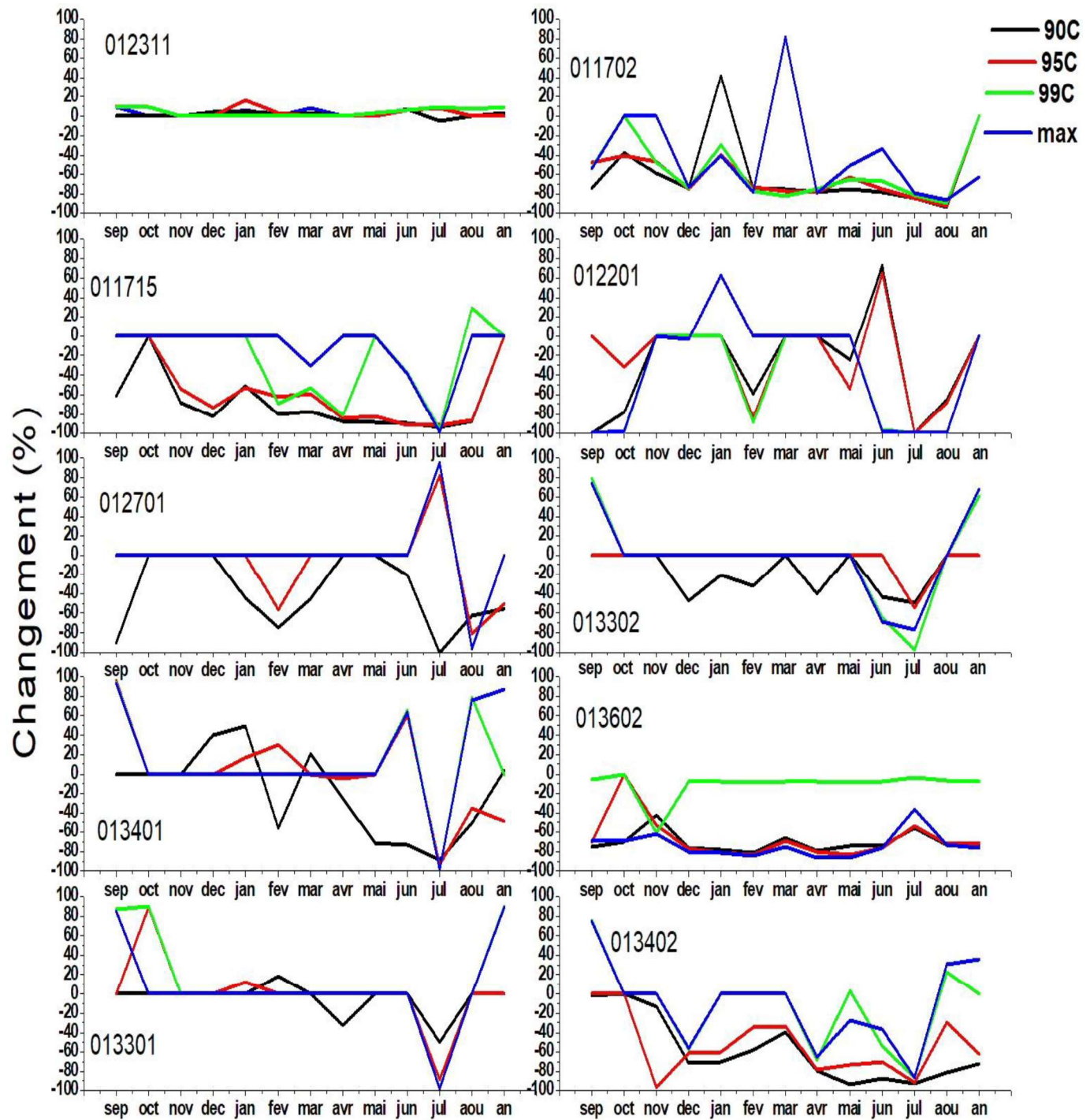


Figure V-23 : Les changements mensuels des indices de débits de la période des hautes eaux par le test du Pettitt

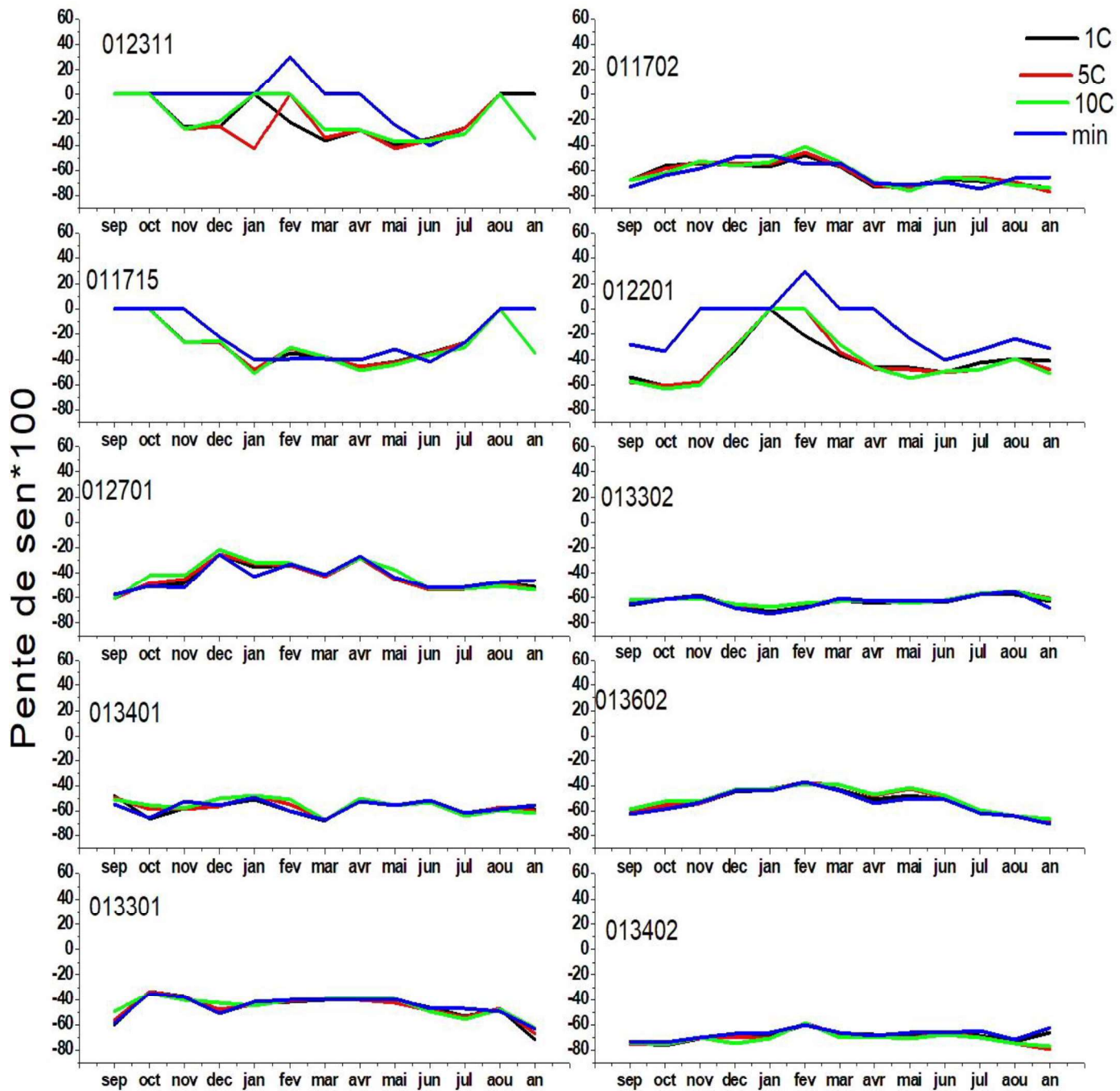


Figure V-24 : Les changements mensuels des indices de débits de la période d'été (le test du Mann Kendall est significatif).

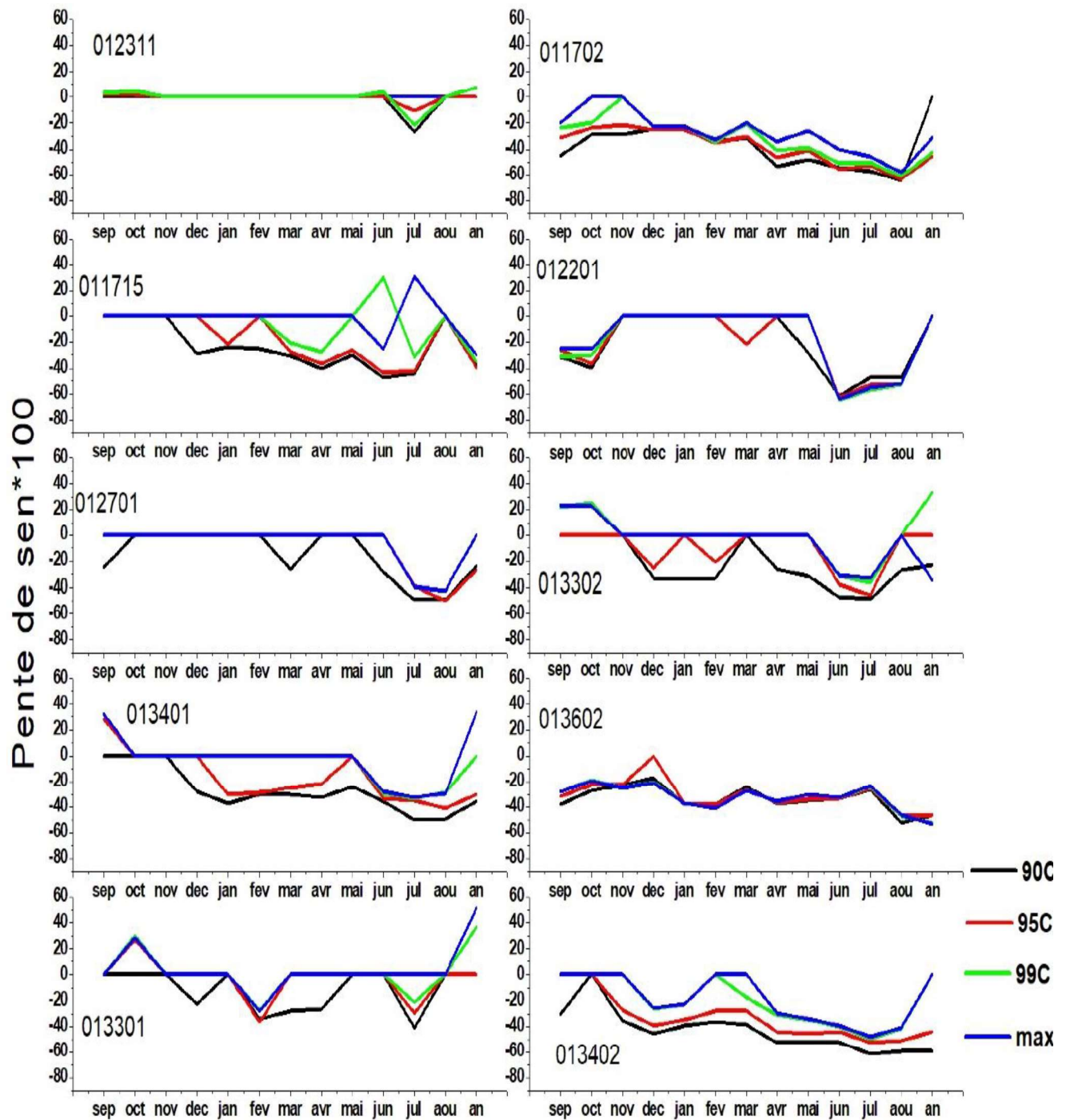


Figure V-25 : Les changements mensuels des indices de débits de la période des hautes eaux (le test du Mann Kendall est significatif).

Pour tous les indices de hautes eaux mensuels, on note une abondance des tendances négatives qui apparaissent surtout entre les mois de Décembre à août et plus spécialement les mois estivaux (Juin, Juillet et août) qui révèlent le plus grand nombre de tendances négatives significatives où les diminutions ont atteint 100% au mois de Juillet avec des pentes de baisse de sen qui dépassent 0.75. Les fortes diminutions concernent essentiellement les stations situées sur le cours d'eau principal d'oued Chélif.

Des ruptures de baisse du régime pluviométrique ont été enregistrées qui atteint 40% au début des années 80 pour le Nord-Ouest du bassin versant et en 1987 pour le Nord –Est conduisant au final à une réduction des ressources en eau d'environ 45%, avec des tendances négatives sont enregistrées pour les indices d'écoulements relatifs aux périodes d'été (minimum, 1er, 5ème et 10ème centile), Généralement, ces résultats concordent avec des résultats similaires menés en France par Lespinas (2008).

Le niveau d'écoulement des périodes de hautes eaux semble également avoir diminué, mais de manière moins significative, ces conclusions sont en concordance avec celles émises par Renard (2006)

L'étude de stationnarité des séries des indices pluviométriques du Bassin de Chélif et l'analyse de la persistance temporelle des classes de pluies a montré une baisse très significative des pluies supérieures à 30 mm, ces résultats sont également en accord avec ceux obtenus par Kingumbi et al. (2000) en Tunisie en particulier dans la Tunisie centrale.

Conclusion

L'étude de la stationnarité des pluies annuelles a permis de localiser une diminution du régime pluviométrique par des ruptures enregistrées au début des années 80 pour le Nord-Ouest du bassin versant et en 1987 pour le Nord-Est, avec un maximum enregistré la station de Djidiouia de l'ordre de 40% (Bassin de la Mina) avec une pente de baisse de sens égale à 3 (le test du Mann Kendall est significatif).

L'application des mêmes tests sur les séries chronologiques des pluies saisonnières indique une réduction pluviométrique. Les diminutions ont été enregistrées au printemps dès la fin des années 70. Pour l'hiver, les ruptures sont apparues à la fin des années 80, alors que pour l'été, des changements dans le régime pluviométrique sont apparus à la fin des années 90, par contre, les séries automnales sont quasi-stationnaires.

Ce sont les pluies du printemps qui traduisent le mieux la non stationnarité des séries pluviométriques annuelles.

À l'échelle mensuelle, nous avons remarqué que ce sont les mois de Décembre, de Mars, d'Avril et de Juin qui ont enregistré les baisses les plus significatives et les plus importantes tandis que les mois de Septembre, d'Octobre, de Novembre, de Juillet et d'août ont indiqué des tendances et des ruptures d'augmentation. Les autres mois sont presque stationnaires.

L'étude des séries chronologiques des treize indices pluviométriques met en évidence des ruptures et des tendances de baisse à l'échelle annuelle tandis qu'une certaine augmentation pour les indices de totaux pluies $P > 95^{\text{ème}}$ centiles avec leur contribution par rapport aux totaux des pluies $p > 0.1\text{mm}$ sont enregistrées.

L'étude de stationnarité par les deux tests indique des diminutions pour presque tous les mois, sauf pour les mois de septembre et d'août où des tendances d'augmentation pour les treize indices sont enregistrées.

À signaler que les tendances des indices de la classe des pluies $P > 0.1\text{mm}$ sont les plus significatives par rapport aux indices de pluie supérieure à un seuil.

En comparant les indices calculés dans la classe des pluies $p > 10\text{mm}$ et ceux de la classe $p > 30\text{mm}$, on trouve que la 1^{ère} classe est plus significative selon le nombre des mois et des stations non stationnaires, par contre, l'amplitude de ces changements est plus importante dans la 2^{ème} classe.

Des tendances d'augmentations sont apparues durant les mois d'octobre, de décembre et de mai pour les séries de la contribution des totaux des pluies $P > 95^{\text{ème}}$ centiles par rapport aux totaux des pluies $p > 0.1\text{mm}$.

Presque toutes les stations ont enregistré une tendance significative à la baisse du module annuel du débit. Ces résultats conduisent à la fin à une réduction des ressources en eau dépassant les

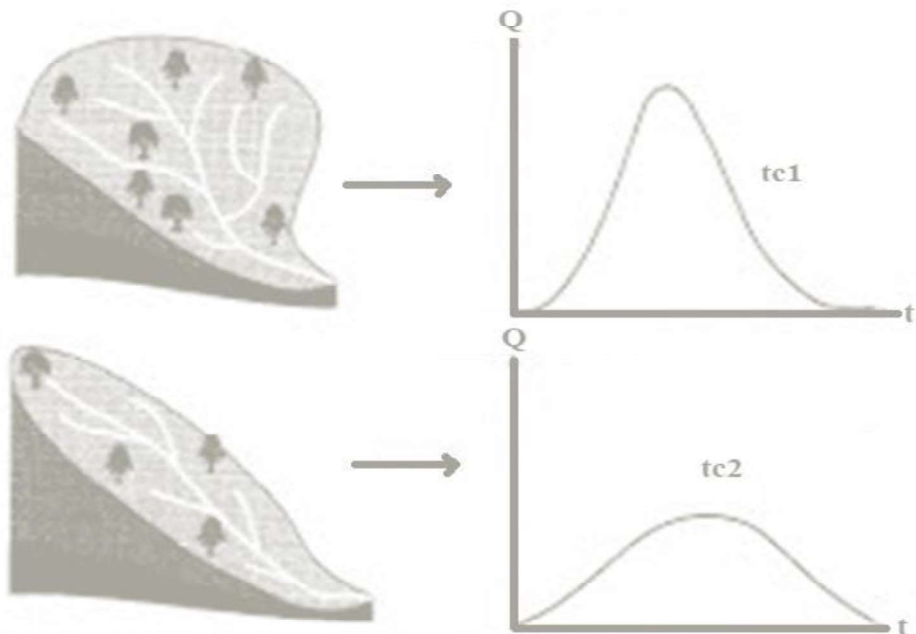
45%. Cette évolution semble principalement liée non seulement à l'allongement des périodes d'étiages, mais aussi à la diminution des précipitations.

Cet état de fait est montré clairement par les séries des hautes eaux qui enregistrent des tendances de baisse très considérables,

Les activités humaines ont également pu contribuer à la diminution générale des ressources en eau, où les prélèvements anthropiques peuvent avoir participé à la diminution du niveau des nappes et par conséquent aux écoulements des cours d'eau du bassin d'étude.

Chapitre VI

Étude des crues



https://www.google.dz/url?sa=i&url=http%3A%2F%2Fwww.institut-numerique.org%2F12-caracteristiques-physiques-et-leurs-influences-sur-lecoulement-des-eaux-5310408bf0ff7&psig=AOvVaw2vK FfppHjg-k67s9Ck668e&ust=1587449173258000&source=images&cd=vfe&ved=0CEAQr4kDahcKEwjYo-edq_boAhUAAAAAHQAAAAAQAw

Introduction

Les inondations sont l'une des catastrophes les plus graves, y compris la majeure partie du monde et cela différents effets, qui sont souvent des résultats négatifs. Dartmouth flood observatory montre qu'entre 1985-2010 il y a 3713 événements d'inondation (figure VI-1) et d'après (Annual disaster statistical review 2011) en 2011, les inondations représentaient un désastre naturel sur deux et ont causé 57,1% du total de victimes de catastrophes naturelles dans le monde. Ces effets apparaissent surtout au niveau économique, sanitaire et environnemental et doivent donc être étudiés sérieusement. Les politiques pour enrayer ce phénomène sont nombreuses et ne cessent de se multiplier, car le risque d'inondation est en augmentation.

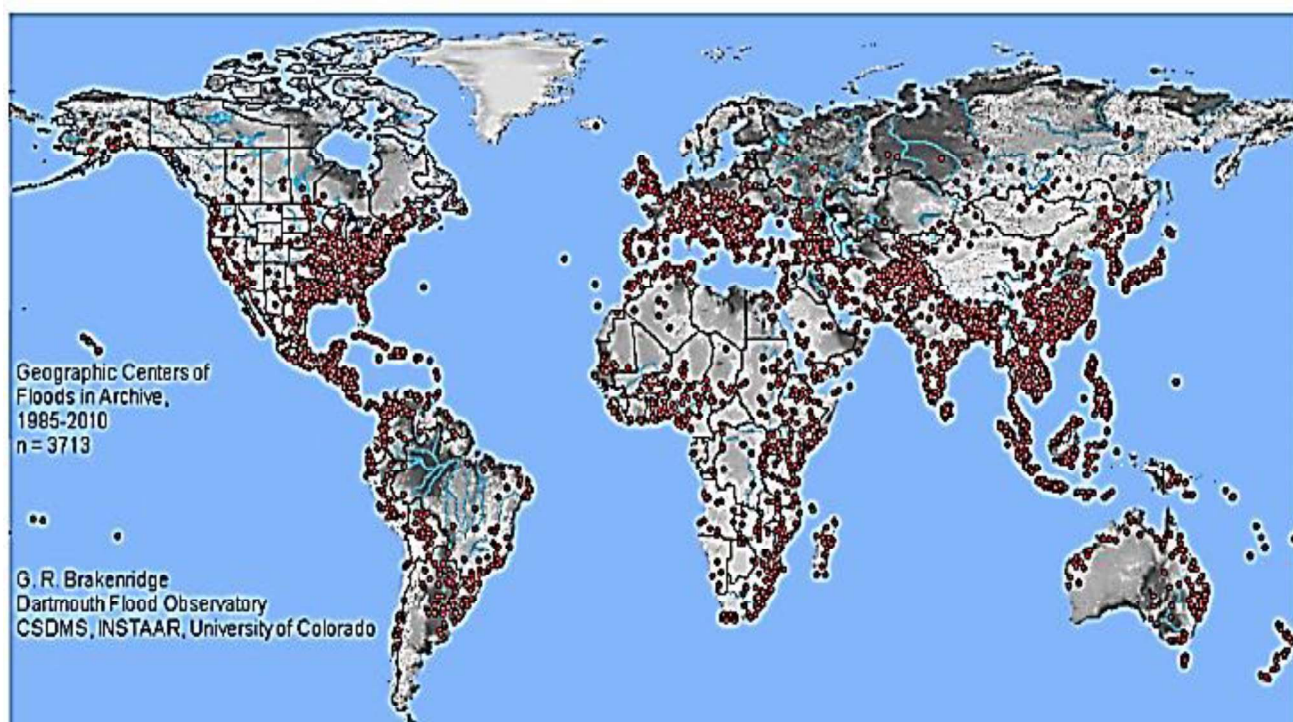


Figure VI-1: Nombre des événements des crues dans le monde entre 1985-2010 <http://poleshift.ning.com/photo/19852010-global-floods?context=user>

Ce chapitre a pour objectif de faciliter la compréhension des opérations permettant le passage de l'hyétogramme à l'hydrogramme de crue, suivant les objectifs définis pour la protection contre les inondations.

1. Historique des crues dans la région d'étude

L'Algérie souffre également des inondations dévastatrices qui ont frappé de nombreux pays dans le monde. Dans le passé, les inondations ont été connues comme étant le débordement des oueds dans les terrains agricoles, mais depuis plus de deux décennies, elles ont principalement affecté les zones urbaines, en particulier les grandes villes, et qui ont laissé derrière elles des pertes humaines et matérielles importantes, on peut citer, parmi eux (Yahiaoui 2012):

-12 octobre 1971 : Les fortes pluies orageuses qui se sont abattues sur la localité d'Azzazga (pluie journalière de 183 mm d'eau) causèrent 40 morts et des centaines d'habitations détruites.

-27 au 29 mars 1973 : Des pluies exceptionnelles (pluie journalière de 166 mm d'eau à Annaba) généralisées à l'Est algérien provoquèrent des inondations catastrophiques dans plusieurs wilaya du pays.

-28 au 31 mars 1974 : Des chutes de pluie exceptionnelles dans les wilayas d'Alger et de Tizi-Ouzou (688 mm en 4 jours) et 381 mm en une journée au col de Sakamody. Les dégâts à Tizi-Ouzou sont : 52 morts et 4570 maisons détruites, 130 villages isolés, et plus de 18 000 sinistrés, 13 ponts détruits et des dizaines de kilomètres de routes emportées.

-01 septembre 1980 : Les pluies orageuses violentes localisées sur la ville d'El – Eulma provoquèrent des crues catastrophiques de l'oued Djehadi, le débordement fait 44 morts, 50 blessés et 365 familles sinistrées.

-11 novembre 1982 : Des pluies orageuses violentes localisées à Annaba (la pluie enregistrée du 10/11 au 11/11/1982 est de 167 mm à l'Edough et 160 mm à Seraidi engendrèrent de fortes crues des oueds Bouhdid, Forcha et Aneb.

-22 août 1983 : Des pluies orageuses et violentes qui se sont abattues à Birine (W. Djelfa) inondèrent la commune à 60 % et provoquèrent 10 morts, 10 blessés, dont le volume d'eau résultant causé 1200 têtes de bétail emporté et 200 habitations ont disparu.

-03 février 1984 : Les pluies intenses touchant l'ensemble de l'Est algérien Il convient de mentionner qui ont atteint un seuil de 120 mm en 3 jours dans les monts de Constantine comme lame maximale et ensuite 80 mm en 3 jours dans le mont de Medjerda où toutes les wilayas de l'est algérien ont été affectées par des inondations catastrophiques dans toutes les wilayas de l'Est algérien dont les dégâts résultants étaient terribles avec:

-Jijel : 20 morts, 500 têtes de bétail emporté et dégâts évalués à 50 millions de dinars.

-Constantine : 1140 familles sinistrées, 200 hectares de cultures détruites.

-Skikda : 8000 habitations envahies.

-Guelma : 03 disparus, 1957 familles sinistrées, 02 ponts détruits et canalisations d'AEP détruites à 100 %.

-Khenchela : 777 familles sinistrées et pertes importantes en Cheptel.

-Oum – El – Bouaghi : 144 maisons détruites et 429 familles sinistrées.

-29 décembre 1984 au 01 janvier 1985 : pour un seul jour, une lame d'eau de pluie atteint 195 mm et plus 250 mm en 4 jours était enregistré sur tout l'Est algérien produisant des inondations très dramatiques dans les wilayas de Jijel, Constantine, Skikda, Guelma, Annaba et El-Tarf.

-05 juillet 1987 : Les pluies orageuses et très violentes tombées sur Batna (pluie journalière de 57 mm), provoquèrent deux morts, des dizaines de familles sinistrées et des dégâts évalués à 175 millions de centimes.

-01 septembre 1989 : Les fortes chutes de pluie à la wilaya de Biskra accompagnée de grêles et d'un vent d'une rare violence provoquent le débordement des oueds El-Arab, El-Mellah et El-Kheddra occasionnant deux morts et 35 blessés et la destruction de 400 palmiers.

-03 juin 1991 : Un orage local très violent à Ghardaïa (8 mm en 3 heures) provoque neuf morts et des pertes importantes en cheptel et en palmeraies.

-26 et 27 janvier 1992 : plusieurs wilayas dans centre de pays été touché par des inondations catastrophiques provoquées par des pluies exceptionnelles du 24 au 28 janvier 1992 où 637 familles ont été touchées avec des pertes très considérables dont à 361 à Alger, 106 à Tipaza, 87 à Médéa, 36 à Ain Defla et 23 à Chlef.

-29 septembre au 02 octobre 19994 : Plusieurs inondations catastrophiques sont enregistrées à Ghardaïa, Laghouat, Biskra, Mascara, Tissemsilt et Sidi Bel Abbès causent des dégâts importants :

-Ghardaïa : dégâts matériels évalués à 270 millions de dinars.

-Laghouat : dégâts matériels évalués à 5 millions de dinars dans le secteur de l'hydraulique.

-Mascara : deux mots et importants dégâts matériels.

-Tissemsilt : neuf morts.

-Sidi Bel Abbès : deux morts.

-4 avril 1996 : Les inondations catastrophiques dans les wilayas d'Annaba et El-Taref, font cinq morts et dix blessés à Annaba et quatre ouvrages d'art endommagés à El-Taref.

-14 janvier 1999 : De fortes chutes de pluie (74 mm à Adrar) dans le Sud-Ouest causèrent de graves inondations à Adrar, provoquant ainsi deux morts et plusieurs et plusieurs disparus.(ANRH ALGER)

-28 septembre 2000 : Des pluies diluviennes dans la région de Boussaâda engendrent de fortes crues de l'oued Boussaâda, qui se sont soldées par des dégâts estimés à un mort, un disparu, treize habitations détruites, trente-huit familles évacuées et 193 têtes de bétail emportées par les eaux.

-24 octobre 2000 : Les inondations catastrophiques de Sidi Bel Abbès (oued Mekerra), Tissemsilt Theniet El Had (oued Mesloub), Chlef et Ain Defla causent la disparition de deux personnes emportées par l'oued Mekerra et d'importants matériels à Theniet El Had(Ketrouci 2012).

-9 et 10 novembre 2001 : L'inondation spectaculaire et catastrophique sur l'Algérois à Bab El Oued (Bassin versant de l'oued Koriche) fit plus de 750 morts, 115 disparus et 30 millions de dinars de pertes matériels (Boulghabra 2006,Zekouda 2009).

-1 et 2 octobre 2008 : Les pluies torrentielles, inhabituelles et incessantes, pendant quarante-huit heures sur la région semi-désertique de Ghardaïa, ont fait monter les eaux des différents

cours d'eau (oued M'Zab dont le débit atteint 900 m³/s) et ont provoqué des inondations qui ont causé le décès d'au moins 34 personnes et fait des dizaines de blessés et de sinistrés, des centaines de maisons ont été détruites, de nombreuses routes ont été coupées et les liaisons téléphoniques ont été très perturbées. Les dégâts matériels ont été estimés à environ 2500 millions de dinars, dont 2000 millions dinars pour les infrastructures (Medejerab 2009).

2. Définition des crues

L'inondation correspond à la submersion rapide ou lente d'une zone avoisinant un cours d'eau à la suite d'une crue. Pour prendre toutes les moyennes pour réduire le risque d'inondation il faut d'abord comprendre les crues (Benslimane et al 2013).

Une crue est relative à la période de hautes eaux d'une rivière de durée plus ou moins longue suivant des averses plus ou moins importantes sur un bassin versant. Les crues représentent une quantité d'eau "extraordinaire" au sens étymologique du terme transportée (avec ou sans débordement) par un système hydraulique (lacs ou cours d'eau) la crue est une montée, en général brève, du niveau d'un cours d'eau jusqu'à un maximum dont il redescend en général plus lentement, elle se définit par différents critères : sa genèse, sa durée, sa fréquence, son "débit de pointe", son volume. (Ambroise 1998, Musy 1998).

L'objectif d'étudier les crues est de prendre toutes les mesures nécessaires contre les débordements, qui peuvent affecter toute surface et l'endommager, il s'agit alors une protection contre les inondations, qui peut résulter d'un ensemble de dispositions prises pour assurer la protection des terres contre les débordements ou pour minimiser les dommages que peuvent causer les inondations.

3. Type des crues

En général, d'après (Salomon 1997) on distingue deux types de crues : les crues fluviales, d'une part et les crues torrentielles, d'autre part, même si le passage de l'une à l'autre se fait de façon continue.

Les crues fluviales : souvent saisonnières, affectent les cours d'eau importants aux vastes bassins versants; en général la montée des eaux y est lente.

Les crues torrentielles ou rapides : subites, brutales, soudaines ou encore qualifiée d'éclair (sous-entendu qui surviennent comme un éclair, à la vitesse d'un éclair, et qu'une simplification langagière me fera écrire " éclair") (Salomon 1997) affectent n'importe quelle partie du réseau hydrographique ; elles sont souvent dues à des pluies de caractère convectif très violentes et localisées ; elles sont caractérisées par une évolution très rapide, la montée des eaux étant très brutale.

4.Genèse des crues

La figure VI-2 montre que sous certaines conditions, l'écoulement souterrain de l'eau participe directement ou indirectement à la formation des crues.

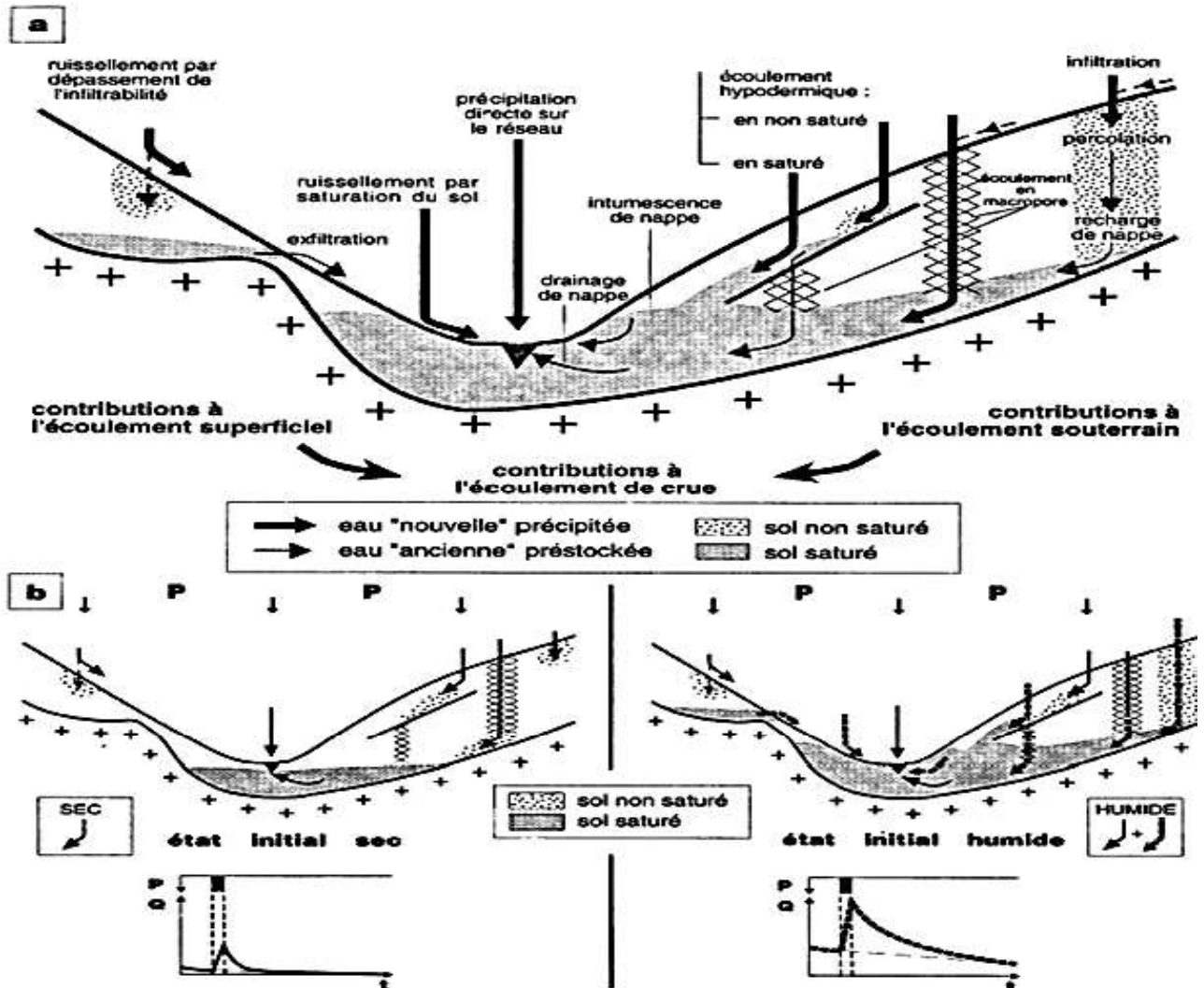


Figure VI-2: principaux processus d'écoulement superficiel et souterrain (Ambroise 1998)

La représentation du ruissellement notamment en milieu tempéré correspond à un cas particulier extrême puisque les crues sont fréquemment observées pour des intensités de pluie bien inférieures à la capacité d'infiltration des sols. Selon la localisation, l'eau ruisselée pourra participer au débit de crue ou bien s'infiltrer plus en aval sur le versant. De plus, autres types de ruissellement ne peuvent être écartés dans les zones humides ou le sol est saturé jusqu'en surface. La pluie tombant sur ces surfaces ne peut que ruisseler ou libérer un volume d'eau ancienne. L'effet piston repartit alors le ruissellement en une zone de ruissellement d'extension et une zone d'infiltration d'extension. Roche (1962) parle de l'existence de quelque chose fournie par les nappes ayant un comportement différent du ruissellement et n'appartenant pas au débit de base. Pour lui, c'est un ruissellement sub-surface de très faible hauteur ou en minces filets freinés par la base de la végétation ou les aspérités du sol. L'exfiltration d'eau provenant de l'écoulement souterrain constitue encore un autre type de ruissellement fréquemment observé

sur les zones hydromorphes où affleurent les nappes (Ambroise 1998, Musy 1998, Gaume 2007).

La part dominante des écoulements est générée sur une surface correspondant à l'extension de la zone saturée. Ce résultat particulièrement observé en zone forestière montre que l'écoulement est majoritairement constitué de l'écoulement sub-superficiel. Le premier processus invoqué, pour expliquer la contribution souterraine, a été celui d'un écoulement hypodermique dans le sol en condition saturée ou non saturée (Ambroise 1998). L'écoulement observé à l'exutoire d'un bassin versant provient des zones d'extension limitées pratiquement assimilables à des nappes d'eau libres avec des coefficients d'écoulement sous voisins de l'unité.

L'eau de surface s'infiltré dans le sol non saturé et percole en profondeur en pesant par l'effet piston l'eau déjà présente. La percolation verticale de l'eau peut être ralentie ou encore bloquée par un niveau moins perméable du sol. L'augmentation des gradients latéraux de potentiel hydraulique procure des conditions plus humides à ce niveau du sol favorisant un écoulement latéral sur le versant. Ce type d'écoulement ne suffit que très exceptionnellement à générer des crues et qui a plus un rôle de soutien du débit de base (Gaume 2007).

Dans les parties inférieures plus humides, les versants ou encore dans les nappes peu profondes rechargées rapidement à travers la faible épaisseur du sol non saturé, un petit apport d'eau sur une zone de saturation suffit à convertir cette dernière en surface libre pour augmenter rapidement le niveau de la nappe. Les surfaces de contribution aux pieds des versants là où la capacité du sol à transmettre l'écoulement latéral n'est plus suffisante et l'eau retourne par conséquent à la surface (Musy 1998). Ce phénomène peut faire contribuer la nappe au soutien des hautes eaux de manière importante, bien que chaque colonne de sol juxtaposée, pour constituer le massif poreux du bassin, soit identique en termes de matrice poreuse, il se développe à cause de la capillarité, un état initial très différencié au fur et à mesure que l'on s'approche du cours d'eau le déficit en volume d'eau à combler pour atteindre la saturation étant de plus en plus réduit aux abords des berges (Ambroise 1998). La progression des eaux vers la nappe est accélérée ; c'est le phénomène d'intumescence de nappe qui montre alors que des eaux anciennes constituent majoritairement les volumes écoulés. Les coefficients auraient plaidé en facteur d'une forte proposition d'eau en provenance directe de l'averse génératrice et la transmise de l'amont vers l'aval jusqu'au ruisseau qui la draine à une vitesse supérieure au déplacement gravitaire de l'eau (Roche 1962).

5. Transformation de la pluie en hydrogramme de crue

La transformation de la pluie en l'hydrogramme de crue d'après Horton se fait par deux fonctions consécutives la première est appelée la fonction de production par laquelle la pluie nette est produite à partir de la pluie totale suivie par la deuxième fonction dite la fonction de transfert et à travers laquelle se fait le transfert de cette pluie nette vers hydrogramme de crue qui représente le débit qui s'écoule dans le cours d'eau (Ambroise 1998).

D'après (Musy 1998) la transformation d'un hyétogramme de pluie en un hydrogramme dépend principalement de la nature de la pluie, de la superficie du bassin, de l'état du sol, des caractéristiques topographiques du bassin. etc. On peut tenter de tirer une équation générale de transformation pour faire ressortir la complexité du phénomène.

Selon le principe établi par Horton, la transformation de la pluie en hydrogramme de crue se traduit par l'application successive de deux fonctions, nommées respectivement fonction de production ou fonction d'infiltration et fonction de transfert (Musy 1998) :

La fonction de production permet de déterminer le hyétogramme de pluie nette à partir de la pluie brute (figure VI-3). La fonction de transfert permet quant à elle de déterminer l'hydrogramme de crue résultante de la pluie nette où la pluie nette est la fraction de pluie brute participant totalement à l'écoulement

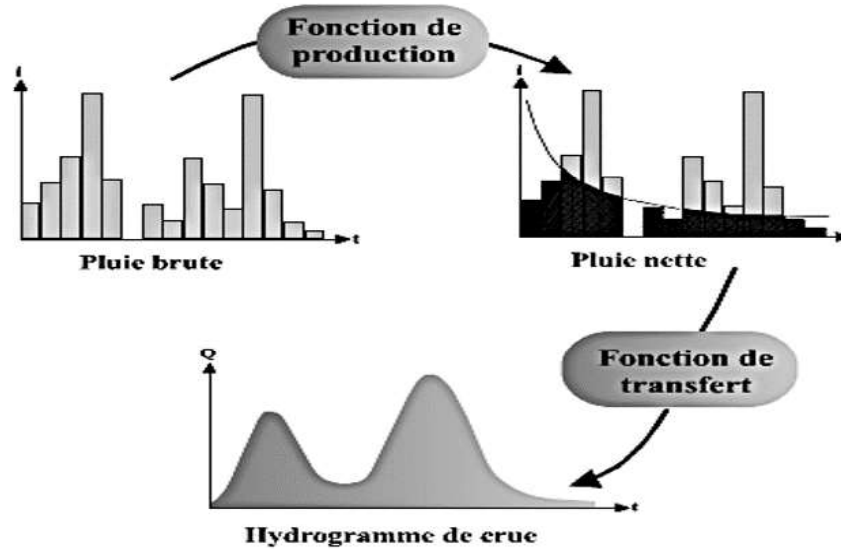


Figure VI-3: Transformation de la pluie en hydrogramme de crue(Musy 1998).

6.Méthodes d'estimation des crues

En générale l'estimation des crues se situe à 3 niveaux d'appréciation issus : de mesure, d'enquête, de calcul.

6.1.Mesures

Elles peuvent être de différents types, par la mesure standard de la hauteur d'eau durant la crue ainsi que les mesures de délaissés (traces) de crue dans l'environnement après la crue comme hauteurs des herbes couchées, de l'érosion sur les berges, de traces des conséquences du passage de l'eau sur des cultures des arbres, des bâtiments, etc.

Les mesures effectives sont très souvent inexistantes lors de crues très importantes, car le système de mesure est emporté, soit sévèrement endommagé, soit encore impossible d'être approché pour procéder à une mesure manuelle afin de palier à une défaillance technique ou sont entachées de grosses erreurs en raison du comportement anormal de l'eau durant ces événements (régime torrentiel et transport solides), les systèmes de mesures ne sont souvent pas adaptés à l'ampleur de telles réactions, les délaissées de crues sont approximatives et conduisent à l'évaluation d'ordres de grandeur de certaines valeurs (hauteur d'eau en générale, puis après estimation des sections des vitesses d'écoulements, à des débits), mais pas de réelles valeurs (Ambroise 1998).

Plusieurs méthodes sont disponibles pour la mesure de débit on peut citer :

Des techniques consistent à estimer, sur une section bien définie, le champ de vitesses. Pour ce faire, on utilise en général des moulinets, qui permettent de mesurer une vitesse en comptant le nombre de tours effectués par une hélice, le calibrage du matériel ayant été effectué en conditions contrôlées. Sur une verticale de la section, la mesure est répétée à plusieurs profondeurs, puis plusieurs verticales sont évaluées de la même façon.

On obtient ainsi une vision ponctuelle du champ de vitesse, qui, une fois intégrée sur la section mouillée, donne le débit. Dans le cas de petits cours d'eau, des courantomètres remplacent parfois les moulinets. Pour les grandes rivières, un nouvel outil est utilisé depuis peu par les hydromètres, l'ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler), cet appareil utilise l'effet Doppler pour estimer un profil vertical de vitesses. En traversant la rivière, cette mesure est répétée tout au long de la section, ce qui permet d'obtenir le champ de vitesses, avec une résolution bien meilleure que dans le cas des mesures au moulinet. Une intégration sur la section mouillée permet encore une fois de calculer le débit. D'autre technique est constituée par les méthodes de jaugeage par dilution. Un élément traceur est injecté, à concentration connue, en un point de la rivière. Plus en aval, à une distance qui permet au traceur d'être correctement mélangé à l'eau, des prélèvements sont effectués. La concentration du traceur dans ces échantillons est alors mesurée, et la comparaison avec la concentration initiale permet d'estimer le débit. Cette technique est particulièrement adaptée aux petits cours d'eau torrentiels d'altitude, pour lesquels il s'avère difficile de trouver une section de mesure propice à l'exploration du champ de vitesse (Renard 2006).

6.2. Enquête

Il existe deux types d'enquêtes (Ambroise 1998) :

- immédiatement après une crue spécifique, auprès des personnes qui ont vécu l'évènement.
- en archive et par le biais d'autres enquêtes personnelles pour retrouver des informations historiques sur le comportement des crues dans une région ou pour une rivière donnée et aussi sur la situation des événements dans ses chroniques (donc utile à l'estimation de la fréquence de la crue dans un contexte géographique et socio-économique) que d'estimer ses grandeurs.

7. Méthodes de Calcul de débits

Au niveau technique, elles doivent être adaptées essentiellement aux mesures et informations disponibles. De manière générale les méthodes de calcul utilisées se répartissent comme suit, fonction surtout des données disponibles dans la vie ci-après où l'on souhaite procéder à leur application :

- pas ou peu des données disponibles dans ce cas il est demandé d'appliquer la méthode analogique, régionale, empirique, ou pseudo-empiriques.
- données concomitantes de pluie et de débits (au même pas du temps).

7.1. Méthode analogique

Lorsque l'on ne dispose pas d'autres données hydro-météorologiques sur la zone dans laquelle on souhaite déterminer des crues, il est possible de procéder à une étude hydrologique sur un

ou plusieurs autres bassins analogiques et pour lesquels on dispose de mesures les résultats issus de telles études peuvent être alors transposés sur le bassin initial, moyennant des règles de transfert à établir, par exemple le coefficient de transfert lié au rapport des surfaces contributives de chaque bassin considéré où l'analogie hydrologique doit respecter certaines règles et critères des bassins versants 'analogues' leur morphologie, situation géographique et leurs aménagements réalisés (Musy1998).

7.2.Méthode empirique

Les méthodes empiriques apparaissent comme des méthodes simples qui peuvent être appliquées à des bassins pour lesquels on ne dispose d'aucune donnée hydrologique. Ce sont d'ailleurs les méthodes les plus couramment employées pour l'étude des petits bassins versants. Néanmoins, de telles formules ne permettent de prendre en compte que les crues moyennement rares à rares et non les événements extrêmes.

Celles –ci sont de diverses natures, fonction du type de données disponible sur l'ensemble du bassin versant concerné par l'estimation des crues.il est possible de les classer selon leur degré de complexité de la manière suivante :

-Formules empiriques utilisant uniquement les caractéristiques du bassin versant représentées par la forme générale suivante (Le Clerc,2004) :

$$Q_{\max} = f(c_1, c_2, c_3 \dots c_n, A) \text{ Ou encore } q = f(\hat{c}_1, \hat{c}_2, \hat{c}_3 \dots \hat{c}_n, A) \dots \dots \dots \text{equ 1}$$

Avec

$c_1, c_2, c_3 \dots c_n, \hat{c}_1, \hat{c}_2, \hat{c}_3 \dots \hat{c}_n$: coefficients exprimant les caractéristiques géomorphologiques du bassin versant, son emplacement, la nature du terrain, la végétation..ect.

A : la superficie du bassin versant.

Q_{\max} : débit maximal du bassin versant.

q : débit spécifique.

-formule empirique utilisant les caractéristiques du bassin versant, les précipitations, le ruissellement et le temps de concentration ou la formule générale est donnée comme suit :

$$Q_{\max} = f(c_1, c_2, c_3 \dots c_n, A, P, t_c) \dots \dots \dots \text{equ 2}$$

Où

t_c : Temps de concentration.

7.3.La méthode rationnelle

La méthode la plus ancienne d'estimation du débit de pointe à partir de la pluie est appelée méthode rationnelle (Graff 2004).. Elle est considérée valide pour les superficies de moins de 800 ha.

La méthode rationnelle est très souvent employée en ingénierie lorsque aucune mesure n'est disponible. Elle est classée parmi les modèles empiriques pour sa méthode de résolution, sa conception est cependant fondée sur une loi physique extrêmement simplifiée. La lame d'eau écoulée, L_e (mm), est proportionnelle au volume précipité, H (mm), sur l'ensemble du bassin. Le coefficient de proportionnalité C , appelé coefficient d'écoulement, est constant. Le volume de pluie précipitée sur le bassin pendant une durée t_c (h), correspond au temps de concentration du bassin, le débit de pointe s'exprime par la formule suivante (Graff 2004):

$$Q_{max} = \frac{C.I.S}{3,6.t_c} \dots\dots\dots \text{equ 3}$$

Où :

C: coefficient de ruissellement du bassin versant.

Tc : temps de concentration (h)

I : hauteur totale maximale (mm) des précipitations pendant une durée égale tc.

S : la superficie du bassin versant (km²)

-Coefficient d'écoulement

Des tables répertoriant les valeurs de C en fonction des caractéristiques du terrain sont souvent utilisées (tableau VI-1).

Tableau VI-1 : Table simplifiée de valeurs de coefficients d'écoulement pour différents types et couvertures de sol (Benjamin 2004).

Type de sol	Etat de surface de bassin		
	Culture	Pâturage	Forêt
Forte taux d'infiltration sols sablonneux, sols grossiers	0.20	0.15	0.10
Taux d'infiltration moyen sols limoneux	0.40	0.35	0.30
Taux d'infiltration faible sols argileux, sols fins sur des roches imperméables	0.50	0.45	0.40

-Le temps de concentration :

L'estimation du temps de concentration pose de nombreux problèmes. Il nécessite l'emploi de formules empiriques, parmi ces formules citées ci-dessous tc est exprimé en heures (Ahmed 2002):

➤ Formule de TURRAZA : $t_c = 0,1 \cdot \frac{(S.L)^{1/3}}{\sqrt{I}} \dots\dots\dots \text{equ 4}$

Avec :

S la surface du bassin versant (km²) ; L : la longueur du chemin hydraulique le plus long (km) ; I la pente moyenne pondérée le long du thalweg (m/m).

➤ Formule de KIRPICH : $t_c = 32.45.10^{-5} .L^{0.77} \left(\frac{\Delta H}{L} \right)^{-0.385} \dots\dots\dots \text{equ 5}$

Avec :

L la longueur totale du cours d'eau (m) ; ΔH la dénivelée entre les altitudes maximales et minimales du bassin versant (m).

➤ Formule de SOGREAH : $t_c = 0.015.S^{0.35} .C^{-0.35} .P^{-0.5} \dots\dots\dots \text{equ 6}$

Avec :

S : la surface du bassin versant (ha). ; C : le coefficient de ruissellement. P : la pente (m/m).

➤ Formule de GIANDOTTI : $t_c = \frac{4S^{0.5} - 1,5L}{0,8(\Delta H)^{0.5}} \dots\dots\dots \text{equ 7}$

Avec :

S, la surface du bassin versant (km²) ; L Longueur des talwegs permanents ; ΔH, la dénivelée entre les altitudes maximales et minimales du bassin versant (m).

8. Méthodes d'établissement de l'hydrogramme de crue

8.1. L'hydrogramme synthétique (Larrieu 1957)

(Roche 1962)explique le Principe de cette méthode selon figure VI-4, concéderont un bassin versant de superficie totale S_1 . Soit sur ce bassin deux lignes isochrones cotées θ et $\theta + d\theta$ c'est-à-dire telles que des particules d'eau ruisselant à partir de ces lignes mettent respectivement des temps θ et $\theta + d\theta$ pour parvenir à l'exutoire.

Ces deux courbes définissent une surface élémentaire dS_θ . La surface S_θ comprise entre la courbe θ et l'exutoire peut être considérée comme une fonction de e (aire cumulée) et l'on peut écrire : θ

$$dS_\theta = \hat{S}_\theta d\theta \dots \dots \dots \text{equ 8}$$

Supposons qu'il tombe sur le bassin une averse efficace dont l'intensité en un point (x, y) , à un instant τ mesuré à partir du début de cette pluie, est $I [(x, y),,]$; On fera l'hypothèse supplémentaire que cette averse est homogène dans la surface dS_θ ou mieux, on définira sur cette aire une intensité moyenne qui ne sera plus fonction que de θ et de τ : $I (\theta, \tau)$. Soit un élément de l'hyétogramme ainsi défini compris entre les temps τ et $\tau + d\tau$ (figure VI-4)

On peut faire une hypothèse analogue concernant le coefficient d'écoulement et admettre qu'il n'est fonction que de θ et de τ .

En fait, Larrieu simplifie encore les choses en l'écrivant $C(\tau)$. Le volume de pluie ruisselante correspondant au hyétogramme élémentaire est donc égal, pour la surface dS_θ , à :

$$(\tau)I(\tau,\theta)\hat{S}_\theta d\tau d\theta \dots \dots \dots \text{equ 9}$$

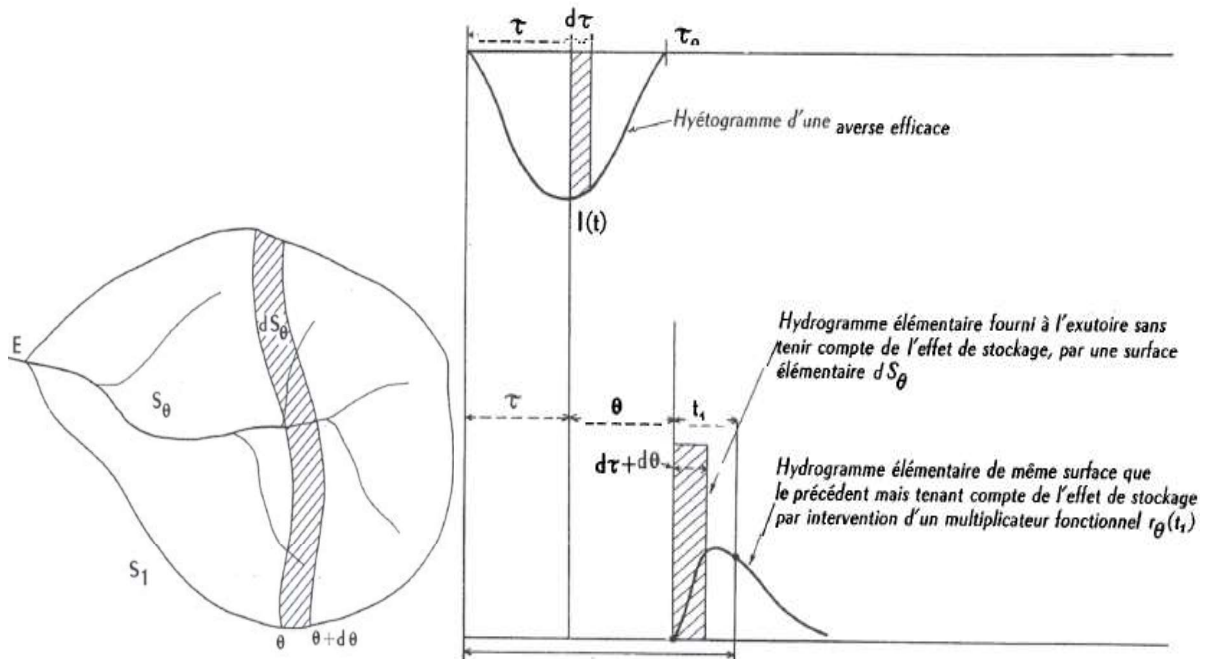


Figure VI-4 : Principe de l'hydrogramme synthétique (Roche 1962)

Si toutes les particules d'eau se dirigeaient immédiatement de leur point d'impact en direction de l'exutoire, le volume précédent donnerait lieu à ce dernier, au temps $\tau + \theta$, à un hydrogramme rectangulaire dont le volume serait égal à l' expression (9-IX) et d'une durée $d\tau + d\theta$. Nous

avons vu qu'en réalité ce volume est modelé par effet de stockage suivant une courbe en cloche dissymétrique, ce que Larrieu exprime par un multiplicateur r fonction de θ et du temps t_1 qui s'est écoulé à partir du temps $t + \theta$; $r\theta$ est nul pour $t_1 = 0$. La contribution de l'élément de l'hétéogramme considéré se fait donc sentir à l'exutoire à partir du temps $\tau + \theta$ et pour un temps t compté à partir du début de l'averse efficace, le débit apporté à l'exutoire par la surface $dS\theta$ est :

$$q(t) = C(\tau) I(\tau, \theta) r\theta(t-\tau-\theta) \dot{S}_\theta d\tau d\theta \dots \dots \dots \text{equ10}$$

L'ensemble de toutes les surfaces élémentaires délimitées par des isochrones que l'on pourrait découper dans le bassin donne finalement à l'exutoire un débit de ruissellement total :

$$Q(t) = \int_{\theta=0}^{t_0} \int_{\tau=0}^t C(\tau) I(\tau, \theta) r\theta(t-\tau-\theta) \dot{S}_\theta d\tau d\theta \dots \dots \dots \text{equ11}$$

(t_0 étant le temps de concentration.

On retrouve là une forme simplifiée de l'équation générale du ruissellement

. Notons que τ doit rester inférieur à t_0 durée totale de la pluie efficace. Pour la partie de l'hydrogramme postérieure à la fin de l'averse, l'intégration sur $d\tau$ se fait entre 0 et t_0 . $Q(t)$ porte le nom d'hydrogramme synthétique.

8.2. Hydrogramme unitaire HU

Proposée vers 1932 par L.K Sharmann (1932), la théorie de l'hydrogramme unitaire permet de déterminer un hydrogramme de crue lorsque seules les précipitations sont connues. c'est une contribution importante à l'étude de phénomène de l'écoulement de surface, car elle sert de base aux fonctions de transfert les plus couramment utilisées. l'hydrogramme unitaire reste cependant un modèle global applicable exclusivement pour l'agrégation et la discrétisation en sous bassins (Ambroise 1998).

L'hydrogramme unitaire HU d'un bassin versant est l'hydrogramme de ruissellement direct résultant d'une pluie nette, uniforme et constante, d'une durée de référence (D), suffisamment longue pour générer un écoulement sur l'ensemble du bassin. La figure VI-5 montre les caractéristiques principales d'un hydrogramme unitaire (Dubreuil 1972):

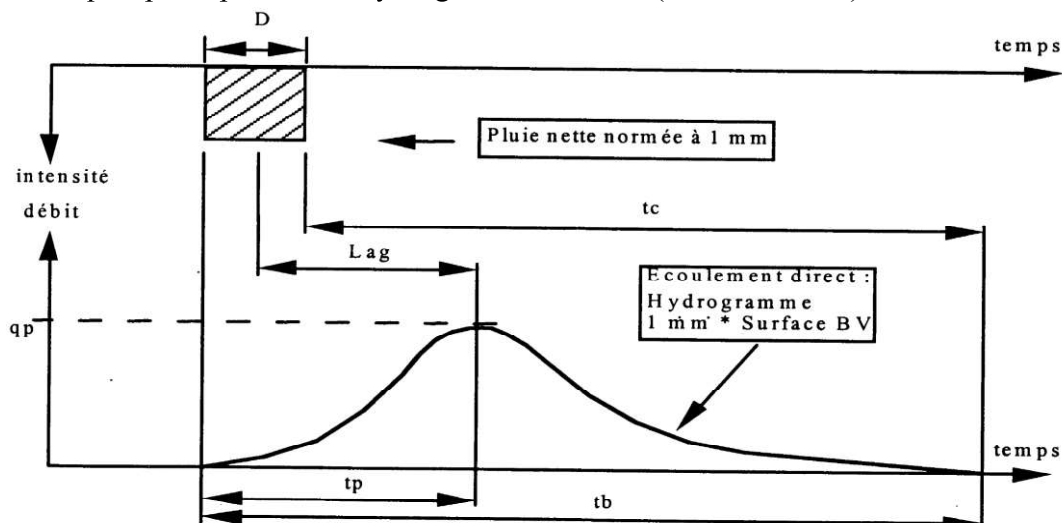


Figure VI-5 : Caractéristiques de l'hydrogramme unitaire (Dubreuil 1974)

Où :

T_b : temps de base représente la durée totale de l'hydrogramme

T_p : temps de montée c'est le temps entre la fin de la pluie nette et la fin de hydrogramme.

Lag : temps entre le centre de gravité de l'averse et la pointe de l'hydrogramme.

Dans la théorie de l'hydrogramme unitaire, le terme unitaire désigne la durée de référence D de l'averse et son volume normé (1mm, 1pouce ...). Des variations de D ou du volume conduisent à un HU différent.

La théorie de hydrogramme unitaire repose sur les hypothèses suivantes (Dubreuil 1972, Ambroise 1998):

1-la pluie nette est uniforme sur le bassin versant et constante dans le temps.

2-les caractéristiques de hydrogramme unitaire sont invariant dans le temps : la durée de l'hydrogramme de ruissellement direct (temps de base t_b) est constante et indépendante de l'intensité de pluie.

3-la réponse du bassin versant aux pluies est linéaire, pour une même durée de référence D, les ordonnées de l'hydrogramme unitaire sont proportionnelles au volume de pluie nette (figure VI-6)

4-l'hydrogramme unitaire reflète l'ensemble des caractéristiques physiques du bassin.

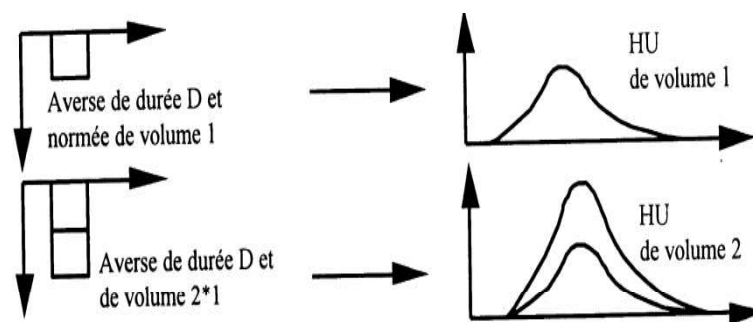


Figure VI-6 : Linéarité de l'hydrogramme unitaire (Dubreuil 1974)

8.3.Hydrogramme standard

Afin de déterminer les crues de fréquence donnée, nous pouvons utiliser l'hydrogramme standard après avoir désigné le bassin d'un cours d'eau drainant un site donné. Les éléments de son estimation seront (Ambroise 1998) :

- une averse de même fréquence que la crue, unitaire ou non eu égard au temps de réponse du bassin ;
- un coefficient de ruissellement moyen ;
- la forme à donner. À 1 'hydrogramme ayant comme volume la hauteur de l'averse multipliée par la surface du bassin et par le coefficient de ruissellement.

On s'intéresse à déterminer le troisième élément seulement où l'analyse des deux autres éléments est très compliquée où il n'y a assez des moyens explicites pour les mener bien.

Le volume de ruissellement obtenu un site choisi peut être déterminé en cas d'absence les données d'observation hydrométriques en basant sur le volume arbitraire suivant la forme de

l'hydrogramme type, ceci est fait selon les caractéristiques géomorphologiques du bassin : surface, compacité, réseau de drainage, indice de pente et végétation. La régression ces facteurs géomorphologiques avec quelques paramètres simples bien caractéristiques de la forme d'hydrogramme, ils seront ensuite utilisés comme indices pour exprimer forme de cet hydrogramme (Roche 1962). Les paramètres utilisés depuis de longue date pour avoir une définition la plus complète de l'hydrogramme type sont (Renard 2006) :

- le temps de base T_b' ou durée totale du ruissellement ;
- le temps de montée T_m , ou intervalle de temps séparant le début du ruissellement du débit maximal ; Q_M

Le rapport Q_M/Q_m du débit maximal au débit moyen de l'hydrogramme (Roche 1962).

Pour calculer l'hydrogramme standard (HS), la première opération est la séparation, dans l'hydrogramme de l'averse et dans l'hydrogramme de ruissellement, de la partie correspondant à l'infiltration pour obtenir finalement les précipitations effectives et le ruissellement de surface. (Sackl et al. 1987) ont envisagé une famille d'hydrogrammes de même période de retour T en faisant varier le rapport de la pointe au volume $R = Q_{max}/Vd$. Le volume Vd et le débit de pointe Q_{max} sont considérés comme des variables aléatoires du modèle statistique décrit par la loi binormale (Le Clerc 2004).

Dans le plan (Q_{max}, Vd) , les courbes reliant les couples de points de même probabilité forment approximativement des ellipses. L'intersection des droites d'équation $y = R Q_{max}$ pour différentes valeurs de R avec la courbe associée à la période de retour T recherchée renvoie le couple (Q_{max}, Vd) . La valeur de tm sera telle que les conditions en pointe et volume soient finalement respectées (Le Clerc 2004).

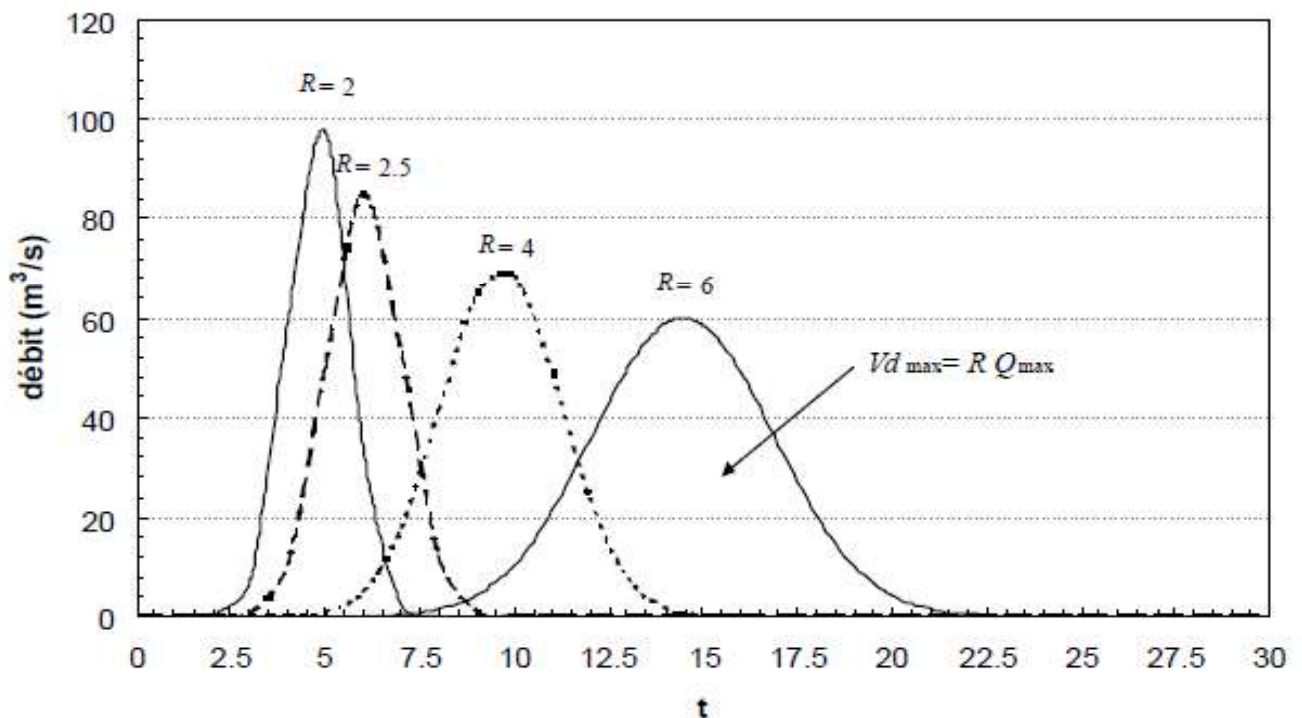


Figure VI-7 : Forme de l'hydrogramme de projet (Sackle et Bergmann 1987).

Cette méthode a l'avantage de tenir compte du caractère multivariable des événements hydrologiques et génère suffisamment de scénarios de crues pour permettre de sélectionner l'événement à prendre en compte dans la politique d'aménagement (figure VI-7). Néanmoins, le coefficient de corrélation reste un paramètre parfois difficilement mesurable dans la pratique.

9. Variables des crues

9.1. L'échantillonnage

(Lang et al. 2007) Indiquent que l'échantillonnage constitue l'opération à extraire d'une chronique l'information nécessaire et suffisante pour étudier statistiquement les variables que l'on veut analyser, dans le cadre d'un PPRI, il s'agit d'évaluer le débit des crues « les plus fortes connues », de sélectionner la plus forte et de constater son occurrence. La valeur du débit de la plus forte crue connue et celles d'autres crues remarquables de la période analysée seront alors comparées à l'estimation de la crue centennale. On s'intéressera prioritairement au débit de pointe de crue pour déterminer la valeur du débit centennal. Les variables comme la pointe de crue pourront être extraites d'hydrogrammes de référence (débit moyen maximal sur différentes durées) lorsqu'il sera nécessaire de réaliser une simulation hydraulique en régime transitoire, où l'échantillon des débits de crue sur lequel les statistiques doivent être effectuées peut-être construit de différentes façons, en sélectionnant (Renard 2006) :

- le maximum de chacune des années de la période d'observation ;
- les débits qui excèdent un seuil de sélection.

9.1.1. Le maximum de chacune des années de la période d'observation

Bien que déconseillée, cette méthode est souvent employée, elle présente l'avantage de la simplicité, mais elle néglige de l'information, et peut conduire à mélanger des crues non homogènes (figure VI-8).

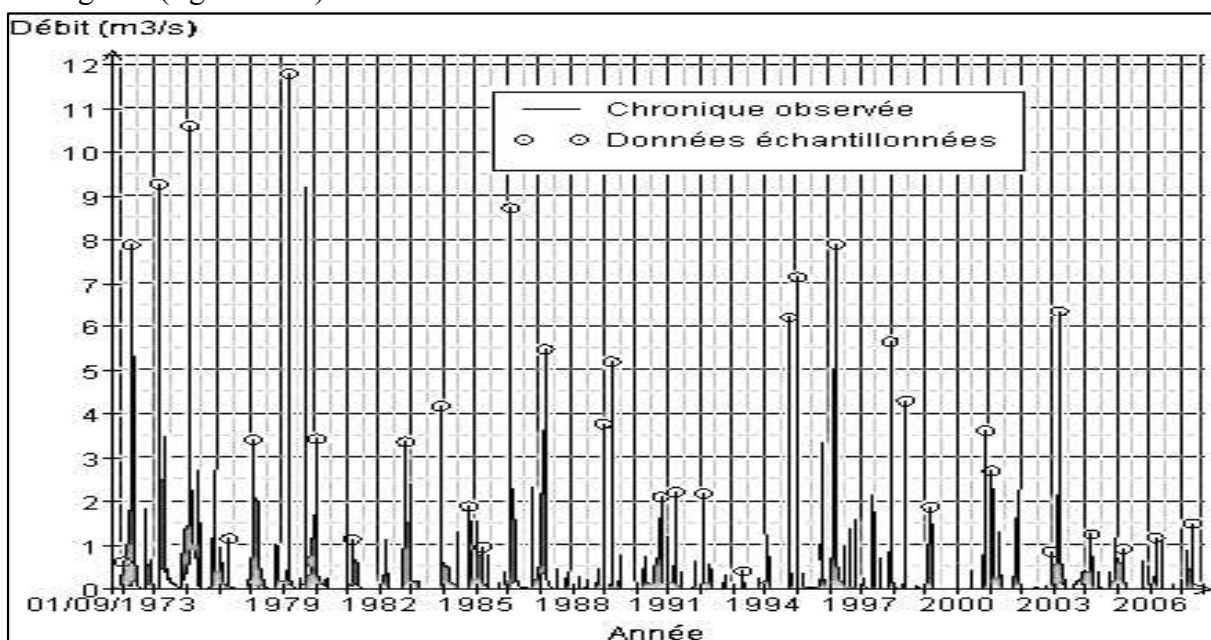


Figure VI-8: Échantillonnage par la méthode MAXAN de la station de Djediouia R4

9.1.2. Les débits qui excèdent un seuil de sélection

D'après (Renard 2008) l'approche par valeurs supérieures à un seuil présente l'intérêt d'une sélection plus rationnelle des valeurs de crue, avec un nombre plus élevé de valeurs et la possibilité de retenir uniquement les plus fortes valeurs. Ainsi, certaines crues maximales annuelles de faible ampleur ne sont pas sélectionnées. En contrepartie, il est nécessaire de choisir le seuil d'extraction S de façon à ce que les crues retenues soient indépendantes, et d'imposer des contraintes d'espacement entre deux épisodes (figure VI-10).

Bien choisies, ces contraintes permettent de garantir l'indépendance de l'échantillon. Cet échantillon sera également plus homogène que celui fourni par la méthode MAXAN. Autre avantage, il est possible d'étoffer l'échantillon en choisissant, en moyenne, plus d'un événement par an (Lang 1995).

Ces deux méthodes permettent d'obtenir des échantillons décrivant les pointes de débit que connaisse une rivière. En calculant la date des événements sélectionnés ainsi qu'une contrainte de redescente vers un débit de base, on peut également étudier leur saisonnalité, la méthode SUP-SEUIL permet également de s'intéresser au processus d'occurrence des crues, ce qui donne une information sur la fréquence des événements (Lang et al. 1997).

Une procédure d'extraction semi-automatique a été considérée et est décrite dans Sauquet (2009), repris ci-dessous (figure VI-9). Elle repose sur le choix de trois paramètres : le seuil S , le paramètre de redescente α et la durée entre deux pics θ .

a-Le seuil de dépassement S est fixe de manière à sélectionner un nombre moyen d'événements par an afin d'obtenir un gain en précision par rapport à l'échantillon des maxima annuels. Nous avons retenu pour cette étude 2 événements en moyenne par an.

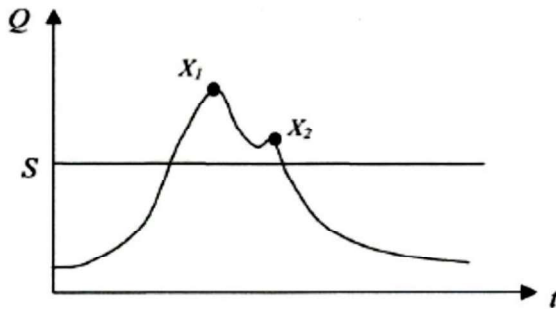
Le choix du seuil peut se faire selon différents critères à partir de la distribution fréquentielle des débits de crue : par exemple, seuls les hydrogrammes dont le débit de pointe est supérieur au quantile de période de retour supérieure à 2 ans seront retenus et sur la base d'un nombre moyen annuel fixé d'événements μ , avec cependant une précaution : l'échantillon final devra être de taille suffisante pour en extraire des statistiques robustes (>50), mais également explorer la diversité des formes d'hydrogrammes.

b-Le paramètre α est un paramètre de redescente de crue. Il est conditionné par le débit de base et doit permettre d'atteindre les objectifs de stationnarité et d'adéquation à un processus d'occurrence poissonnier.

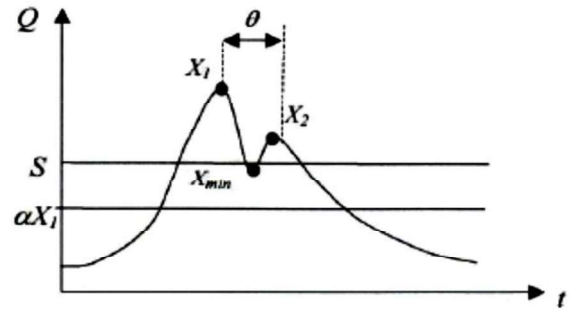
c- θ est la durée minimale entre deux pics à considérer pour qu'ils soient jugés indépendants. Choix des critères d'espacement et d'indépendance peut se faire comme suit :

Le Water Resources Council (USWRC 1986) introduit une durée θ d'espacement minimal entre deux crues échantillonnées successivement, $\theta > 5j + \ln(\text{Surface du bassin versant en mile}^2)$, et une contrainte de redescente des débits entre les deux. Cette contrainte est une valeur proportionnelle au minimum des débits observés entre les deux événements $Q_{min} < \frac{3}{4} \min [QdX_1, QdX_2]$; où QdX_1 est le débit de durée d maximum du premier événement et QdX_2 le débit de durée d maximum de l'événement suivant (voir la figure VI-11) (Sandrine, 2004). Miquel (1984) ne fixe pas de valeur Θ , mais il cherche sa valeur telle que l'hypothèse d'autocorrélation nulle de rang 1 et 2 sur les valeurs

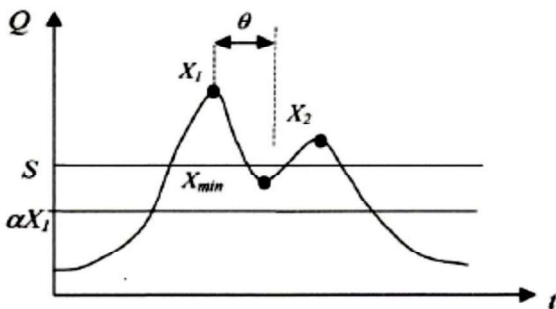
supérieures à un seuil échantillonné soit acceptable. L'ultime étape consiste à s'assurer que les propriétés d'homogénéité et de stationnarité sont acquises dans l'échantillon. Elle fait appel à de nombreux tests statistiques (Sauquet 2009).



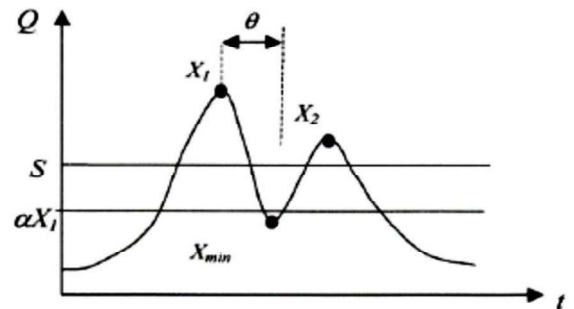
1) : X_2 est un maximal local, le débit n'est pas redescendu en dessous du seuil S , seule la valeur X_1 est conservée



(2) : entre X_1 et X_2 , le débit est redescendu sous le seuil S , (deux événements sont identifiés) mais reste supérieur à αX_1 ; de plus l'espace-temps requis n'est pas vérifié ; seule la valeur X_1 est conservée



3) : entre X_1 et X_2 , le débit est redescendu en dessous du seuil S , deux événements sont donc identifiés ; la contrainte temporelle est respectée mais le débit n'est pas redescendu en dessous de αX_1 ; seule la valeur X_1 est conservée



(4) : entre X_1 et X_2 , le débit est redescendu en dessous du seuil S , deux événements sont donc identifiés ; les deux contraintes d'indépendance sont respectées ; X_1 et X_2 font partie de l'échantillon

Figure VI-9 : Paramètres de l'échantillonnage sup-seuil (Sauquet 2009).

Les trois paramètres d'échantillonnage ont été fixes (Lang 1995) :

Afin d'assurer l'indépendance des différents événements inondations, un test de stationnarité-homogénéité consiste à classer chronologiquement les crues en fonction de leur date d'occurrence. Lang (1995) s'est intéressé à l'intervalle de tolérance du nombre de valeurs supérieures à un seuil sur un intervalle de temps donné. Il fait l'étude de la stationnarité du processus d'occurrence modélisé par une loi de Poisson. Le test repose sur le calcul de l'intervalle de tolérance autour de la droite théorique $N(t)=\mu t$ dans lequel doit se situer la courbe expérimentale (figure VI-11). Par exemple, l'intervalle de tolérance à 90% signifie que l'on a 10% de chance de se tromper en affirmant que si un point sort de l'intervalle, alors autour de ce point, il y a une rupture de la stationnarité.

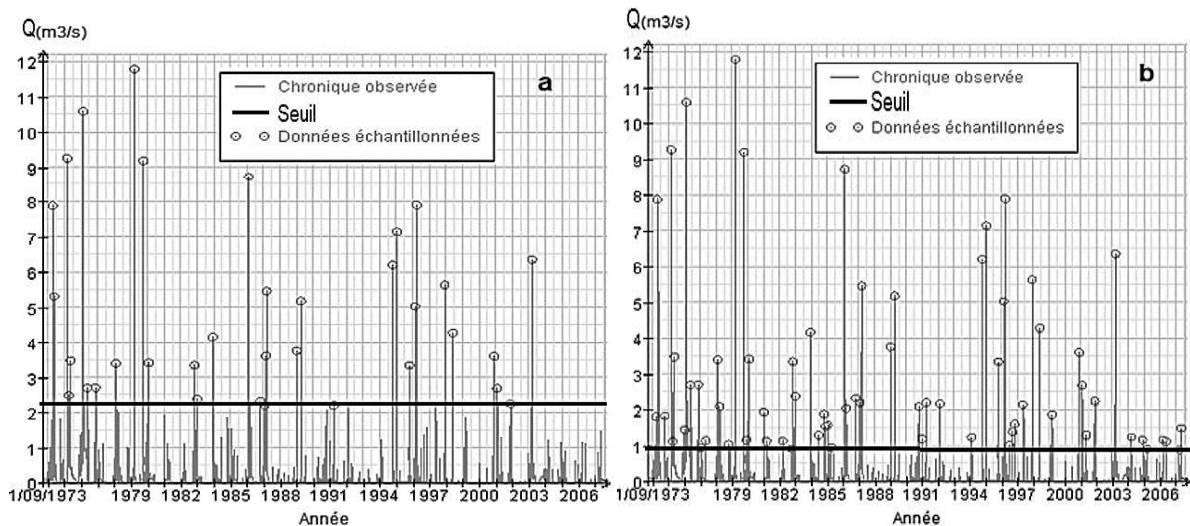


Figure VI-10 : Échantillonnage par méthode Sub-seuil de station de la Djediouia R4 (a : un événement par an, b : deux événements par an).

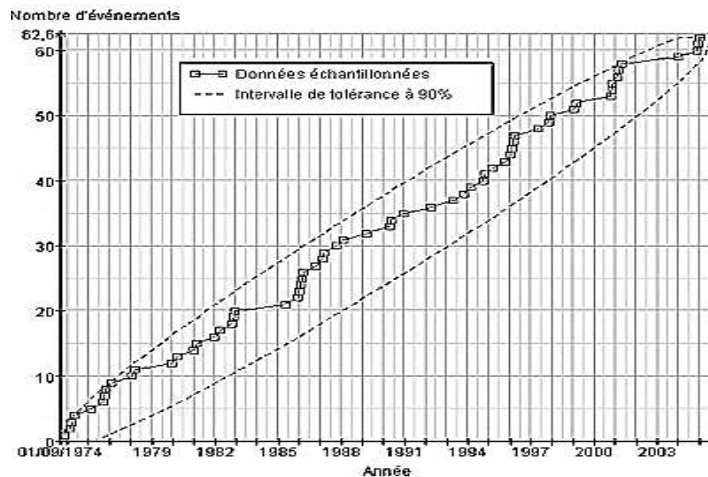


Figure VI-11 : test de stationnarité de la station de Djediouia R4 par le logiciel Prethy (Cemagref de Lyon –équipe ED2L France 2008)

10.Examen de la dynamique de crue

Il faut extraire l'événement majeur de chaque année, l'année hydrologique débutant en septembre. Puis, on doit rendre adimensionnels les hydrogrammes en divisant chacun d'eux par le débit de pointe Q_{max} , tous les hydrogrammes normés ont donc un débit maximal de 1 et à partir de cet échantillon de crues normées, la constrictio n de l'hydrogramme est supposée représentatif du régime de crue par simple moyenne arithmétique, ainsi que la durée q correspond au temps de dépassement de la moitié du débit de pointe de l'hydrogramme normé moyen ($Q = 0,5$), notant que les éléments de la figure VI-12 illustrent la procédure de calcul. L'hydrogramme moyen est tracé en noir, et en gris l'ensemble des événements qui ont conduit à son calcul(Lang et al. 2007).

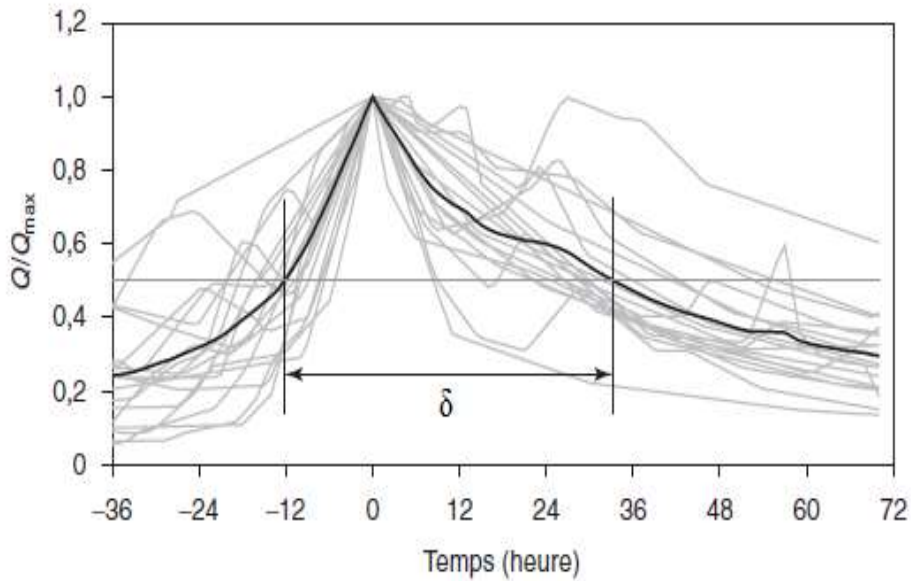


Figure VI-12. Hydrogrammes adimensionnels des crues sélectionnées par max annuel (Lang 2007).

10.1. Description fréquentielle théorique multidurées

Dans le cas d'un cours d'eau soumis à des crues très volumiques, le débit journalier maximal n'est pas forcément la variable la plus informative : ce pic de débit peut en effet s'expliquer par une reprise des pluies, même modérée, qui vient s'ajouter sur une onde de crue pouvant s'étaler sur plusieurs semaines, où volumes calculés sur une certaine durée caractéristique *d*, représentative de la réponse du bassin versant aux pluies, ce raisonnement a conduit à caractériser le régime des hautes eaux non pas sur un unique pas de temps, mais sur une gamme de durée s'étalant du pas temps le plus fin (la journée calendaire dans notre cas) jusqu'à un multiple de la durée caractéristique, cette approche est connue sous le nom de caractérisation débit durée fréquence (QdF), elle généralise l'approche intensité-durée fréquence (IdF), utilisée couramment pour la description des précipitations (Renard 2006).

Dans la pratique, les variables descriptives sont extraites d'une chronique en appliquant les échantillonnages MAXAN ou SUP-SEUIL (figure VI-13) non pas sur les chroniques à pas de temps fin, mais sur les séries modifiées suivantes (Lang 1995):

-Débits moyens sur la durée *d* (*Vd*) : la série journalière est remplacée par la série des moyennes mobiles calculées sur la durée *d*. Cette variable permet de décrire les volumes générés par les événements extrêmes, ce débit est donné par la formule suivante :

$$VCD(t) = \frac{1}{d} \cdot \int_{t-\frac{1}{d}}^{t+\frac{1}{d}} Q(\acute{t}) d\acute{t} \quad \acute{t} \in [t, t + d] \dots \dots \dots \text{equ 12}$$

-Débits seuils sur la durée *d* (*Qd*) : la série journalière est remplacée par la série des minimums mobiles calculée sur la durée *d*. Cette variable s'interprète comme étant la valeur continûment dépassée sur la durée *d*. Son interprétation physique est moins évidente, mais elle présente.

l'intérêt d'être adaptée à des problèmes concrets liés à des débordements ce débit est suit la relation suivante :

$$QCD(t) = \min\{Q(\hat{t}), \hat{t} \in [t, t + d]\} \dots \dots \dots \text{equ 13}$$

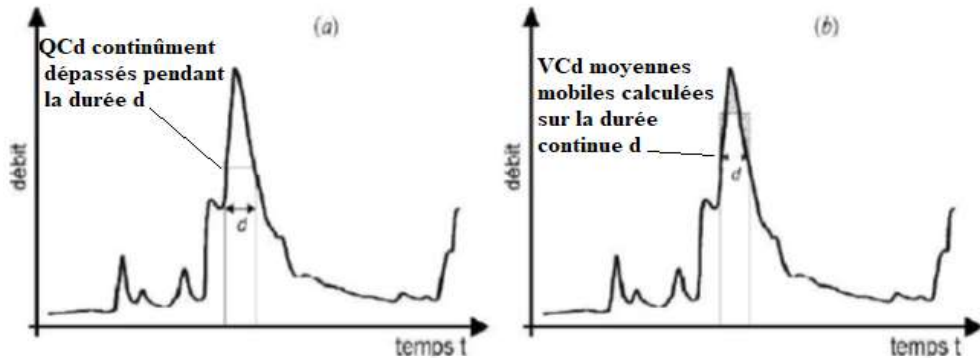


Figure VI-13 : Définition des variables hydrologiques (Sauquet 2009)

10.2.Caractérisation de l'hydrogramme de crue

La variable la plus fréquemment modélisée est donc le débit maximum de la crue. Au mieux, l'accès aux débits instantanés lorsqu'ils sont disponibles sera possible, sinon il faudra se contenter d'une information journalière avec un traitement ultérieur particulier (Le Clerc 2004).

Plusieurs paramètres de base vont nous permettre de caractériser un hydrogramme de crue. Certains d'entre eux sont similaires à ceux que Roche (1967) avait définis pour l'établissement de l'hydrogramme standard : tout d'abord, des pointes de débits sont sélectionnées par la méthode SUPSEUIL, à partir de la chronique journalière. De part et d'autre de la pointe, l'ensemble des débits continûment supérieurs à la moitié de la pointe constituent l'hydrogramme à décrire (Figure VI-14), que nous nommerons également de façon quelque peu abusive « l'événement de crue ». À partir de cet événement, des indices de durée et de forme seront calculés (Renard 2006).

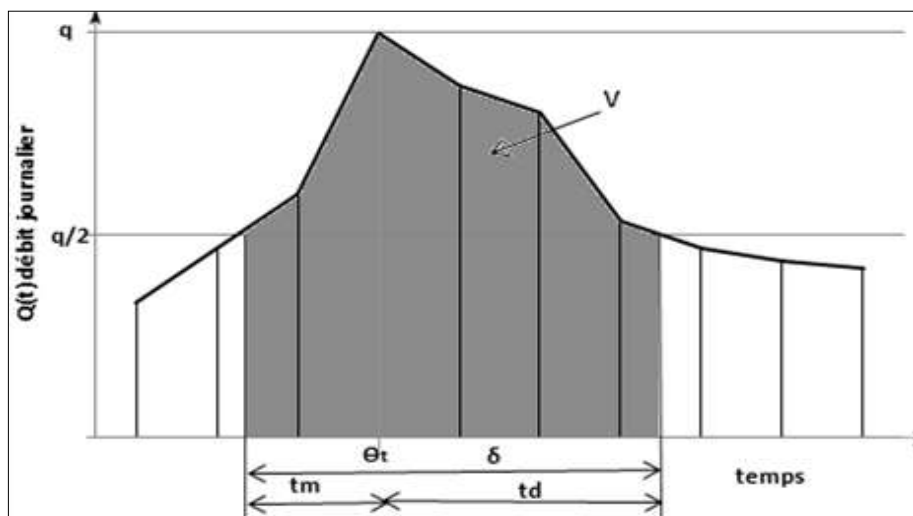


Figure VI-14 : Caractéristique de l'hydrogramme de crue (Renard 2006)

10.3.Synthèse de la constitution de l'échantillon des hydrogrammes de crues observées

En accord avec ce qui vient d'être présenté, trois paramètres seront essentiels à la constitution automatique de l'échantillon des hydrogrammes de crue, le critère de redescente, le nombre des évènements par an μ et l'espacement minimum entre les pointes de crues.

Tableau VI-2 : Les paramètres de l'échantillonnage des stations hydrométriques étudiées ($\mu=2$)

Code	Nom de cours d'eau	Nom de station	Seuil ₂ (m ³ /s)	Espacement entre crues (j)	Surface (km ²)	Durée d'observation (horaires)
011702	Chlef	Arib Chlef	20.82	39.99	2452	1969-2009
011715	Harraza	El Ababsa	8.17	8,7	102	1973-2007
012201	Ouahrane	Ouled Fares	7.6	13	262	1983-2007
012311	Oued Sly	Ouled Ben AEK	21.2	30	1225	1985-2008
012701	Djidiouia	Djidiouia R4	11.92	35	835	1974-2009
013301	El Abd	Takhemart	15,5	12	1550	1984-2006
013302	El Abd	Ain Amara	13.72	25	2480	1990-2000
013401	Haddad	Sidi.AEK Djilali	3.55	15	470	1994-2000
013402	Mina	Oued Elabtal	68.12	25	5400	1953-2005
013602	Chlef	Sidi Bel Attar	99.6	40	43700	1968-2001

Le tableau VI-2 résume les paramètres d'échantillonnage des stations choisis pour cette étude. la sélection des 10 hydrogrammes de crues les plus importants observés de chacun de 10 des stations étudiées associés aux paramètres d'échantillonnage du tableau VI-2 sont données sur la figure VI-15(a,b,c,d)

Les stations étudiées montrent des paramètres d'échantillonnage assez hétérogènes. C'est le seuil de Sidi Bel Attar (l'embouchure) qui est le plus élevé (99.6 m³/s), tandis que celui de Sidi AEK Djilali est beaucoup plus faible (3.55 m³/s). Ce paramètre est lié à la surface drainée par le cours d'eau. Concernant la fenêtre temporelle d'analyse, elle varie de 8,7 à 40 jours. En revanche, cette caractéristique n'évolue pas avec le seuil, c'est une propriété intrinsèque du bassin. Quelle que soit la station considérée de la figure 15(a,b,c,d) la fenêtre temporelle d'analyse semble représentative de la durée de ruissellement des hydrogrammes de crues observées.

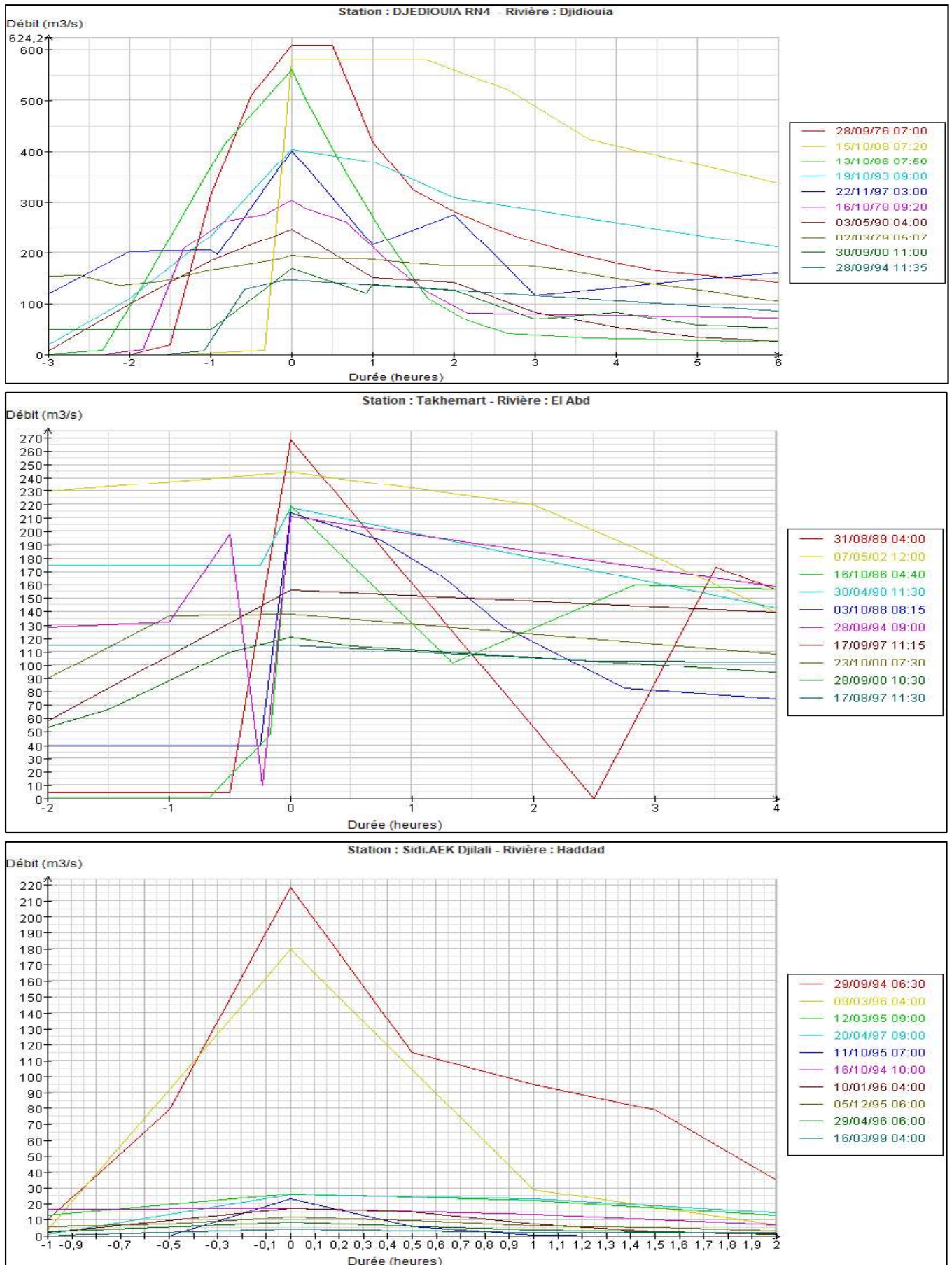


Figure VI-15-a : Les hydrogrammes des 10 crues (importantes)

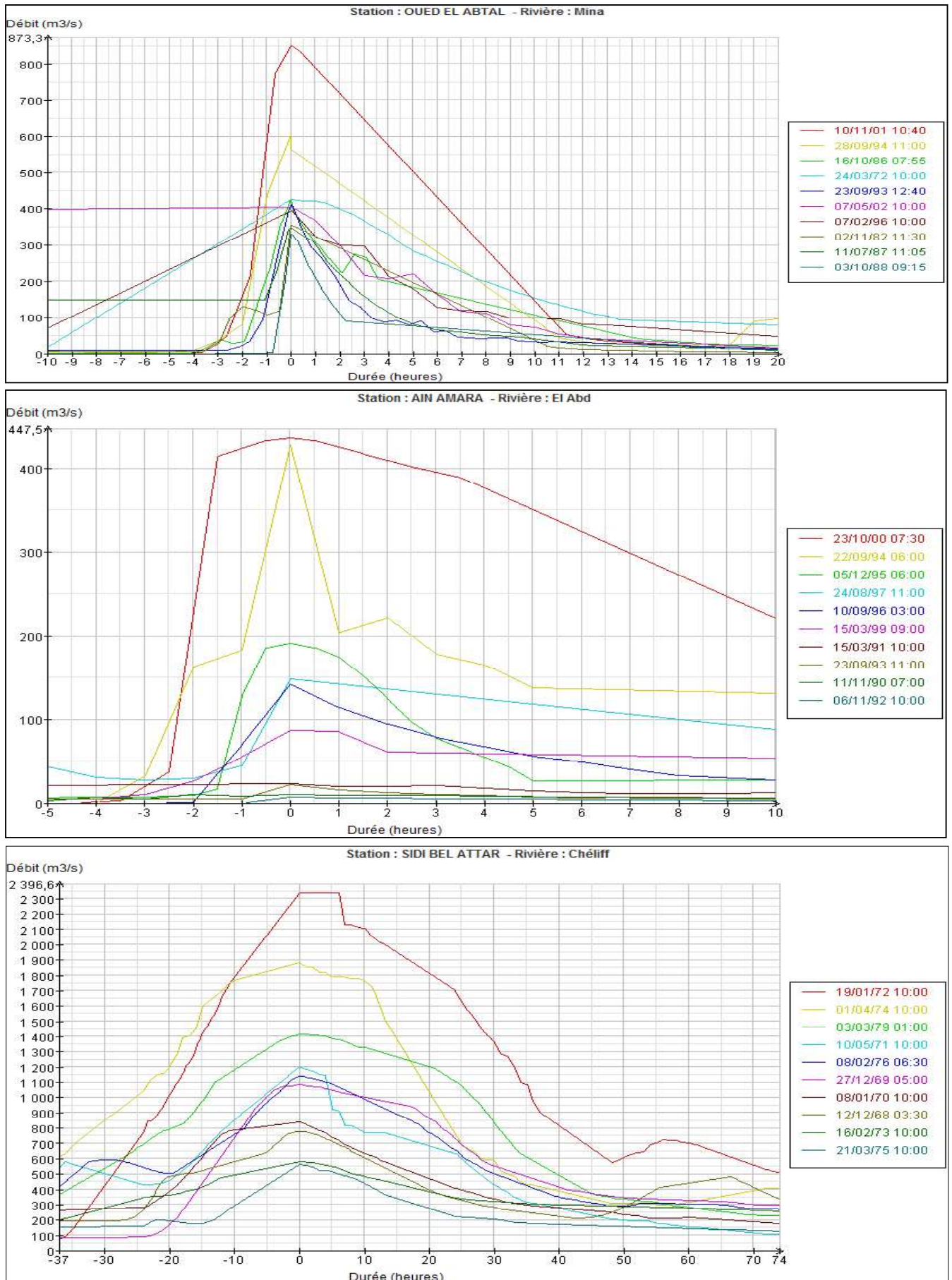


Figure VI-15-b : Les hydrogrammes des 10 crues (importantes)

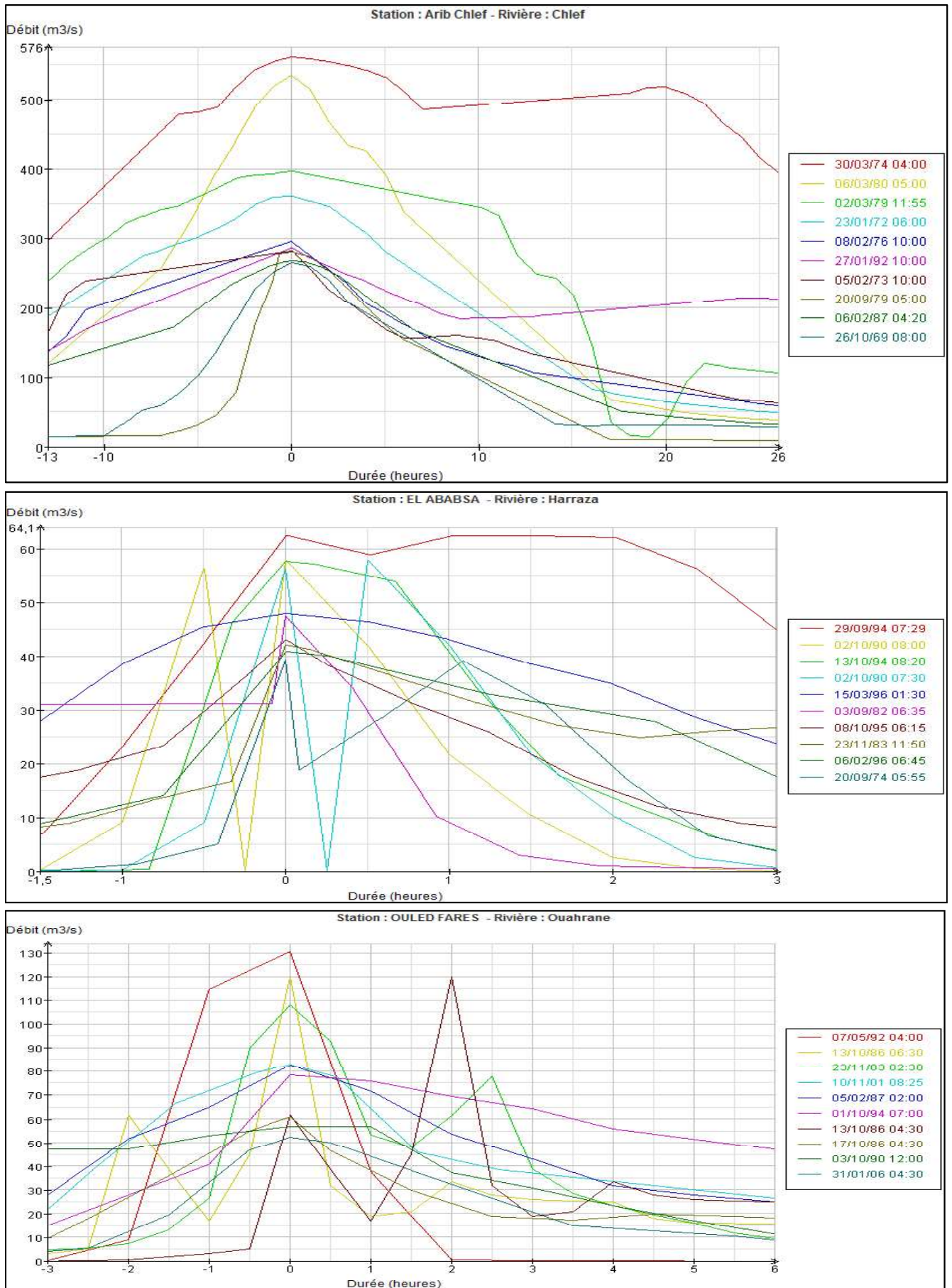


Figure VI-15-c : Les hydrogrammes des 10 crues (importantes)

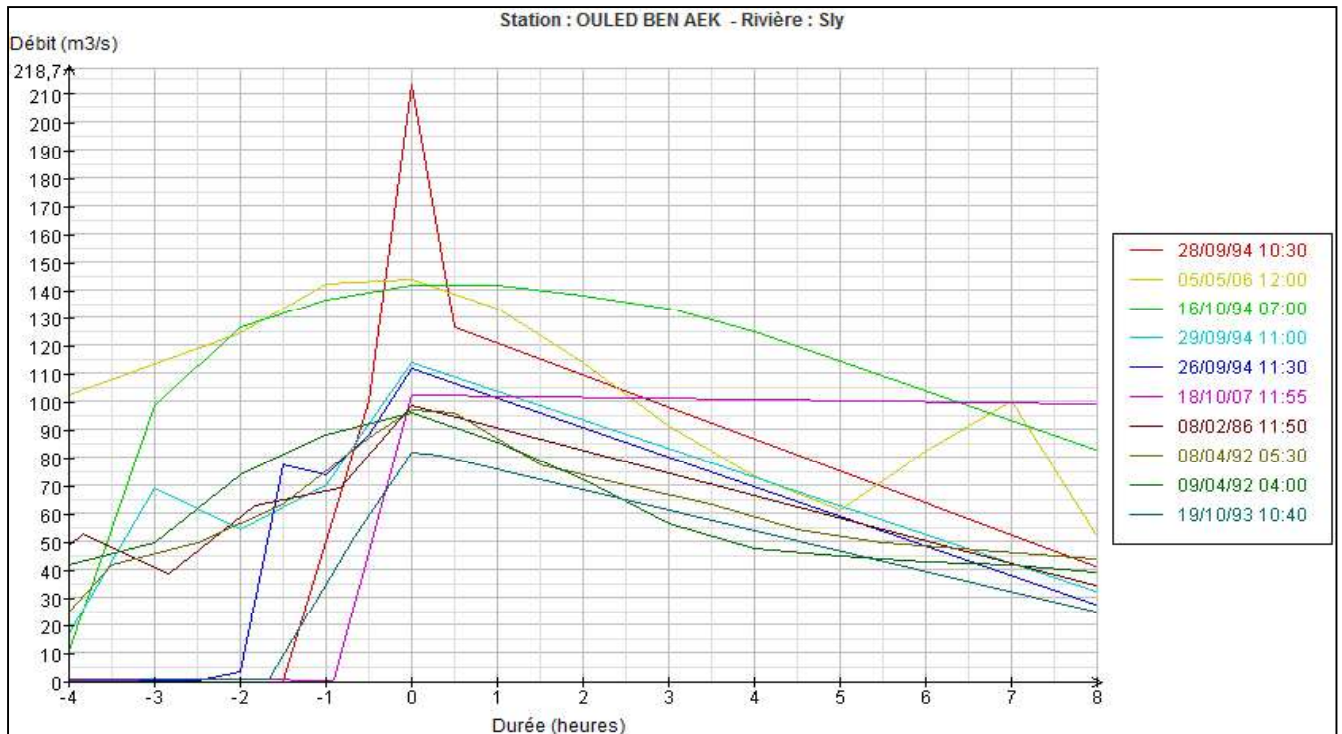


Figure VI-15-d : Les hydrogrammes des 10 crues (importantes)

Nous pouvons dire que la forme des hydrogrammes moyens normés de $q'(t)$ de chaque station est bien définie par l'enveloppe correspondant au faisceau des hydrogrammes observés normés.

Cependant, la figure VI-16 montre que la variabilité des formes d'hydrogrammes normés observés est plus prononcée dans la phase de montée de crue que dans la phase de décrue.

D'après la figure VI-16, nous pouvons faire une analyse des dynamiques des bassins étudiés, par la simple visualisation des courbes des hydrogrammes moyens normés.

D'autre part, les hydrogrammes moyens normés de chaque bassin ont des formes qui peuvent être rattachées à leur dynamique, ces hydrogrammes normés pointus révéleront une rapidité du bassin à évacuer les hautes eaux, nous aurons ainsi, un hydrogramme élevé en pointe, mais faible en volume (coefficient de compacité K_c est alors élevé) par exemple les stations Ouled Ouahrane, Ain Amarra, Djidiouia RN4, Oued Elabtal. Au contraire, les hydrogrammes de forme plus « étalée » correspondent à des crues plus soutenues en volume. C'est surtout le cas Arib Chlef, Sidi Bel Attar, Elababsa.

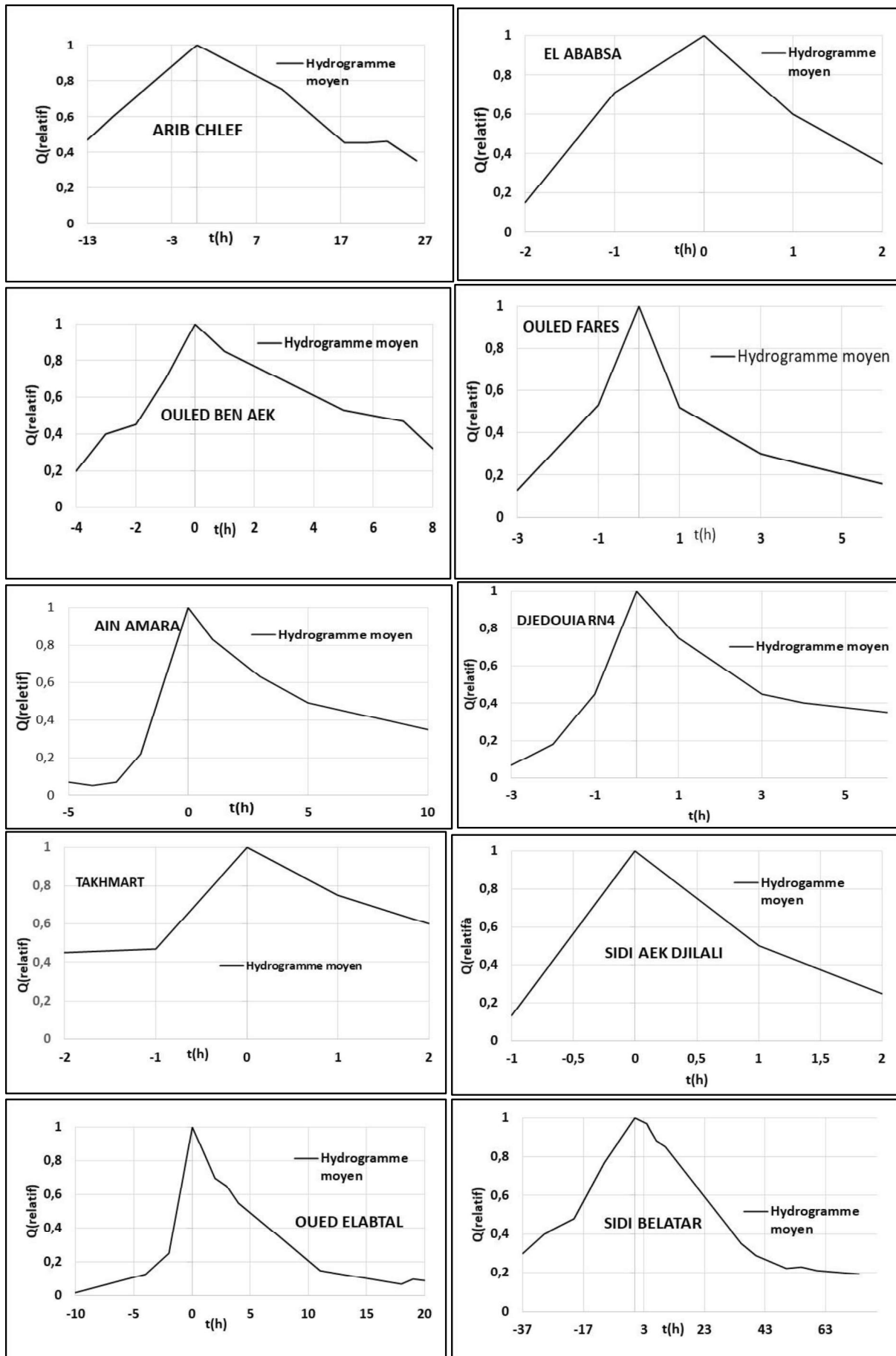


Figure VI-16 : Les hydrogramme moyens normaux de l'aval de Boughzoul et la Mina

Conclusion

Il existe de nombreuses méthodes pour l'établissement d'un hydrogramme de crue qui peuvent sans doute simplifier considérablement la représentation graphique et analytique qui a point par point permis aussi de déterminer les principales propriétés de ces hydrogrammes analysés, incluant leur forme, les temps de montée, les hauteurs de ruissellement et les débits de pointe.

La technique du SUP-SEUIL est plus difficile à mettre en œuvre, mais un échantillon trouvé par cette méthode est plus homogène que celui fourni par la méthode MAXAN.

Dans notre cas, la méthode de sup seuil ($\mu=2$) a été utilisée pour l'échantillon des débits de crues, l'ensemble d'observation varie de 44 événements pour la station de Ouled Ben AEK (97-2003) à 69 événements pour la station de Sidi Bel Attar (1986-2007).

Nous estimons que le nombre d'observations par station est suffisant pour mener à bien notre travail.

Introduction

Dans ce chapitre, une analyse détaillée sur le couple pluie-débit appliqué sur les séries des débits de pointe et les pluies maximales journalières et cumulées a été réalisée. Cette analyse peut facilement déterminer les caractéristiques de la réponse hydrologique. De nombreuses études ont été effectuées pour analyser les tendances des pluies annuelles pour différentes variables hydrologiques à travers le monde : en Algérie (Meddi 2009, Meddi 2000), en Tunisie (Kingumbi et al 2000)..ect..

Concernant les séries chronologiques annuelles des débits, plusieurs études ont été faites : Lespinas (2008) en France, et par Ying et al (2012) en Chine par exemple, Mahé (2006) en Afrique Centrale et de l'Ouest, et (Hallouz et al 2013) en Algérie.

De nombreuses études ont été faites sur les tendances des extrêmes hydrologiques et spécialement les crues : à titre d'exemple en France (Benjamin et Lang 2006), en Allemagne (Petrow et Merz 2009), en Australie (Nott & Price 2012, Madsen 2014) et en Europe (Aissia 2014).

1. Les données utilisées

Les séries de débits ont été obtenues auprès de l'Agence Nationale des Ressources Hydrique (ANRH Alger-ANRH Blida). Les observations sont régulièrement contrôlées et peuvent être considérées fiables, mais il est reconnu que les mesures de la pointe de crue sont fréquemment associées à des erreurs.

Les séries chronologiques de débit moyen journalier à partir de dix stations ont été incluses dans l'analyse. Elles sont relativement réparties de manière homogène à travers le bassin versant de Chélif. Quatre stations sont situées dans le haut et le moyen de ce bassin et les six autres stations dans le bassin de la Mina (Bas de Chélif).

Nous avons choisi deux stations celle de Arib Chlef et de Takhmart pour représenter les résultats des indicateurs de crue.

Pour mener à bien ce travail, les données de pluie et débit de dix stations hydrométriques et de huit stations pluviométriques (Tableau VII-1) ont été utilisées. Les couples pluie/débit proviennent de l'Agence Nationale des Ressources Hydriques d'Alger et de Blida sur une période allant de 1969 à 2009. Les couples averse/crue sont à l'échelle journalière.

Tableau VII-1 : Les stations Hydro pluviométriques utilisées du couple pluie/débit

Station de pluie P		Station de débit Q	
Code	Nom	Code	Nom
011702	Arib Chélif	011702	Arib Chlef
011715	ElAbabsa	011715	Elababsa
012201	Ouled Fares	012201	Ouled Fares
012309	Oued Sly	012311	Ouled Ben AEK
012802	El Hamadna	012701	Djediouia Rn4
013201	Ain Kermes	013301	Takhmart
013201	Ain Kermes	013302	Ain Amara
013507	L'hillil	013401	Sidi AEK Djilali
013507	L'hillil	013402	Oued El Abtal
013505	Relizane An	013602	Sidi Bel Attar

2. Analyse de la réponse du bassin de Chélif au couple pluie/débit

Le niveau d'analyse le plus simple, sur lequel on a travaillé, est celui de l'analyse visuelle des couples pluie/débit à l'échelle journalière.

Cette analyse permet de mettre en évidence plusieurs caractéristiques des crues, de proposer une typologie des crues du bassin versant et de voir les variables influençant sur le débit de pointe. La typologie des crues est également très variée.

Elle dépend de la combinaison des régimes hydro météo et de la morphologie des bassins versants (forme générale, pente, superficie...etc). Elle permet aussi de comprendre la différence existante entre les crues du bassin versant de Chélif.

Pour déterminer la typologie de crues, une analyse simple sur les couples averse/crue a été effectuée et qui a permis de mettre en évidence plusieurs caractéristiques des crues. Les Figures (du VII-1 à VII-8), représentent les résultats de cette analyse, où les Tableau VII-2 et Tableau VII-3 montrent les caractéristiques des dix crues les plus importantes pour chaque station hydrométrique utilisée dans cette étude.

L'analyse des couples pluie/débit nécessite de retenir les séries chronologiques du pas du temps journalier à l'échelle interannuelle et mensuelle, des débits de pointe et pluies maximales journalières, du nombre de jours pluvieux avant le pic de la crue, de la durée de pluie la pluie cumulée de l'averse, et du décalage entre le pic pluie et le pic débit.

La définition de ces variables de couple pluie/débit est donnée comme suit :

Qpic: Débits de pointe (m³/s) de sup-seuil ($\mu=2$).

DPAQpic: Durée de la pluie de l'averse avant le pic de crue(j) avec $P_{j-k} \neq 0$ ($k=0,1,2,3,\dots$) si le jour du pic débit est j.

Pjmax : Pluie maximale correspondante au Qpic (mm)

Pt: Pluie cumulée de l'averse (mm)

Décalage Ppic-Qpic : Durée entre le pic débit et le pic pluie de l'averse (j)

2.1. Type de crue

On retrouve majoritairement deux types de crues dans le bassin versant du Chélif :

- Celles qui sont provoquées par une succession des pluies intenses, où la saturation des sols due aux précipitations entraîne des coefficients d'écoulement importants. Ce type de crues est remarqué en période humide notamment dans les mois de Février et Mars (figure VII-

1). A titre d'exemple la crue du 9/2/86 dans les stations de Arib Chlef, Oued el Abtal (Tableaux VII-1, VII-2)

- Celles qui sont provoquées par des pluies intenses et isolées et qui sont surtout remarquées pour la période sèche et généralement au mois d'Octobre (figure VII-1).

Du fait de la longueur des épisodes secs qui jouent un rôle décisif dans la formation de ces crues, le sol est très souvent sec donc imperméable et entraîne des coefficients d'écoulement importants, par exemple les crues 20/9/79, 29/9/94, 28/6/96, 15/10/96, 17/10/94, 24/10/2000, successivement dans les stations de, Arib Chlef, Elabebsa, Ouled Fares, Ouled ben AEK, Takhmart, Ain Amara, Oued el Abtal (Tableau VII-2 et Tableau VII-3).

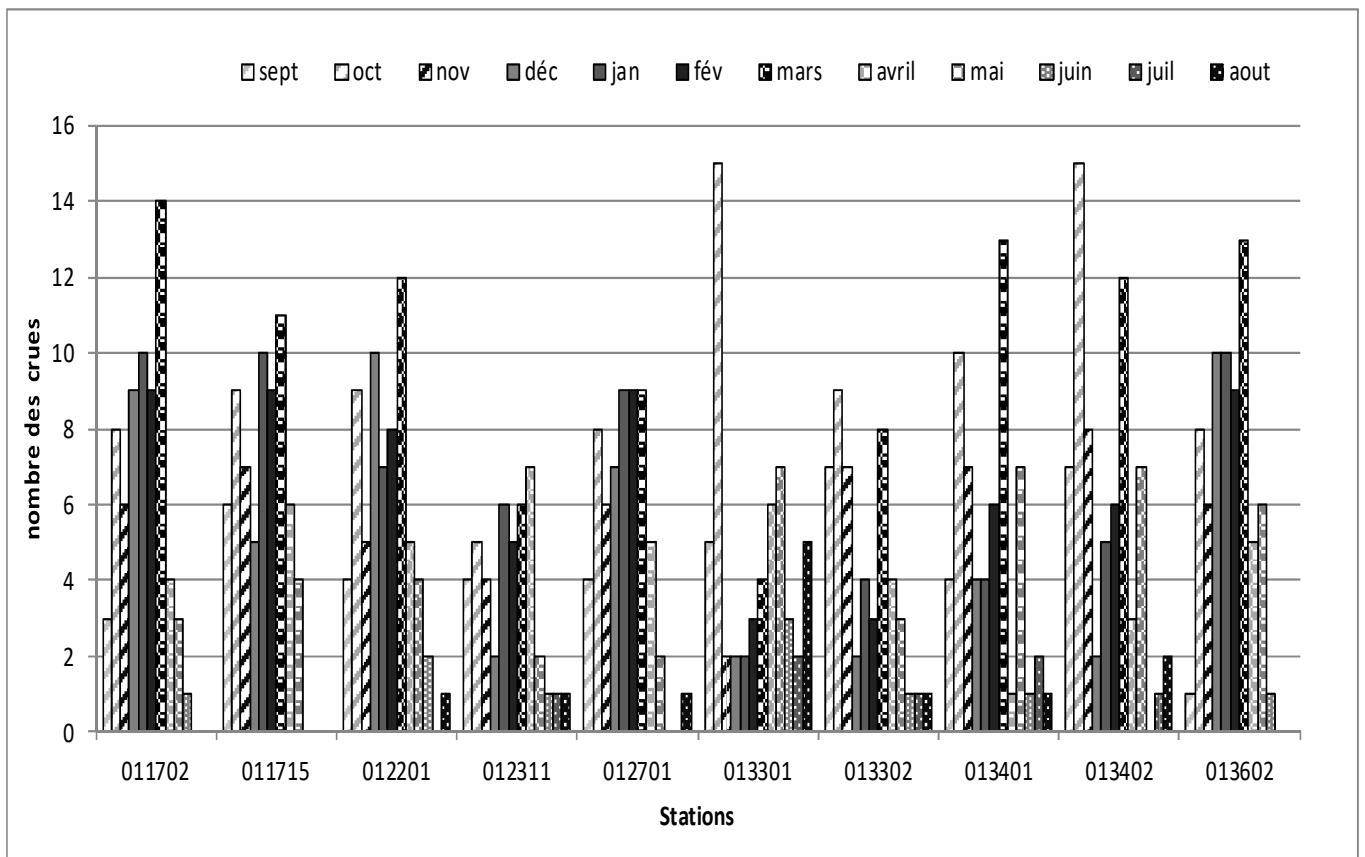


Figure VII-1: Nombre des crues par mois sur la période d'observation de l'étude.

Il est très clair que les mois enregistrant le nombre le plus important des crues sont le mois d'Octobre dans la période sèche et le mois de Mars dans la période humide, qui sont suivis par les crues de l'hiver pour les mois de décembre, de janvier et de février. Cependant, le mois de mars est le plus fréquent dans le Nord de la région d'étude (aval de Bougzoul) et le mois d'octobre au sud la région (le bassin de la Mina). On remarque, généralement, un manque des événements pour la plupart des stations en période estivale (juin, juillet, août) qui ne dépassent pas deux crues au maximum surtout dans le bassin de la Mina

Tableau VII-2 : Caractéristiques des couples pluie/débit(les plus importants 10 crues) pour les stations hydrométriques de 011702, 011715, 012201, 012311, 012701

	Date Qpic	Qpic(m3/s)	Pt(mm)	DPAQpic (j)	Pmax(mm)	Date de pjmax	Durée entre Ppic-Qpic(j)
Arib Chlef (011702)	20/09/1979	99,02	45	0	17,2	19/09/1979	1
	12/01/1980	98,11	40,2	2	26,3	11/01/1980	1
	01/12/1982	91,99	90,8	0	33,2	26/11/1982	5
	11/10/1984	96,99	68,7	1	33,7	09/10/1984	2
	09/02/1986	88,61	166,7	7	23,4	08/02/1986	1
	15/12/1988	81,53	88,2	0	34,4	13/12/1988	2
	10/04/1992	95,31	55,4	4	27	08/04/1992	2
	07/02/1996	80,49	107,3	2	50	05/02/1996	2
	01/03/2003	94,22	37,2	2	23,2	27/02/2003	2
	10/03/2007	88,1	66,4	1	45,5	07/03/2007	3
Elababsa (011715)	02/03/1979	18,61	81,4	2	36,4	01/03/1979	1
	30/03/1974	9,64	62,5	2	26,7	29/03/1974	1
	30/04/1974	9,48	47	3	29,8	29/04/1974	1
	15/02/1975	16,85	21,9	1	16	14/02/1975	1
	06/02/1976	16,7	43,6	0	21,8	31/01/1976	6
	20/09/1979	18,17	28,1	0	21,8	19/09/1979	1
	29/09/1994	11,46	59,1	1	56,5	29/09/1994	0
	07/01/1995	10,79	81,2	2	34,6	07/01/1995	0
	15/03/1996	11,56	61,2	3	39	15/03/1996	0
	22/11/1997	9,6	46,5	0	24,3	21/11/1997	1
Ouled Fares (012201)	21/02/1973	25,79	38,5	2	29	20/02/1973	1
	30/03/1974	64,09	46,4	3	18,8	30/03/1974	0
	07/02/1976	62,23	69	0	31	05/02/1976	2
	27/06/1976	249,8	13,8	0	13,8	26/06/1976	1
	26/08/1976	247	18	0	16	26/08/1976	0
	02/03/1979	117,4	159,4	1	39,6	01/03/1979	1
	05/02/1987	33,6	45,6	2	24	05/02/1987	0
	01/10/1994	21,39	4,3	1	2,6	29/09/1994	2
	07/01/1995	22,47	37,6	3	14	06/01/1995	1
	11/11/2001	35,72	130,5	1	80,3	10/11/2001	1
Ouled Ben AEK (012311)	15/02/1987	76,97	15	0	15	15/02/1987	0
	09/04/1992	44,32	7	0	5	05/04/1992	4
	16/10/1994	43,99	14	1	8,1	16/10/1994	0
	16/03/1996	135,35	14	0	21	14/03/1996	2
	15/10/1996	148,09	9	0	9	15/10/1996	0
	21/04/1997	182,32	14,6	0	8,4	19/04/1997	2
	22/11/1997	98,64	25,3	0	25,3	18/11/1997	4
	24/05/1998	54,23	14,7	0	8,9	23/05/1998	1
	12/11/2001	46,65	71,6	0	35,7	09/11/2001	3
	05/05/2006	61,48	69	2	30,7	04/05/2006	1
Djediouia Rn4(012701)	28/09/1976	85,4	18	1	10,4	27/09/1976	1
	18/12/1982	80,9	4,5	0	4,5	17/12/1982	1
	09/02/1986	53,2	29,7	1	15	08/02/1986	1
	13/10/1986	56,9	8	0	8,2	10/10/1986	3
	20/10/1993	61,5	17	1	16,5	19/10/1993	1
	29/09/1994	59,3	3,5	0	3,5	28/09/1994	1
	17/10/1994	97,7	11,5	1	10	16/10/1994	1
	21/04/1997	109	64,3	0	52,2	20/04/1997	1
	22/11/1997	70,5	54,1	3	27,2	22/11/1997	0
	10/12/2003	58,53	27	1	16,3	09/12/2003	1

Tableau VII-3 : Caractéristiques des couples pluie/débit (les plus importants 10 crues) pour les stations hydrométriques de 013301, 013302, 013401, 013402, 013602.

	Date Qpic	Qpic(m3/s)	Pt(mm)	DPAQpic (j)	Pmax(mm)	Date Pjmax	Durée entre Ppic-Qpic(j)
Takhmart (013301)	31/08/1989	60,54	50	1	41,9	31/08/1989	0
	01/05/1990	49,47	29,5	3	15,1	30/04/1990	1
	15/03/1991	61,68	64	1	35,1	13/03/1991	2
	17/10/1994	145,75	40	0	24,5	16/10/1994	1
	12/04/1995	55,73	18	0	18,4	11/04/1995	1
	05/09/1995	52,61	19	1	17,8	04/09/1995	1
	10/09/1996	52,61	13,9	0	13,9	09/09/1996	1
	17/08/1997	86,94	39	0	39	17/08/1997	0
	07/05/2002	195,22	37	0	34	06/05/2002	1
	24/10/2003	73,53	27	1	19,9	23/10/2003	1
Ain Amara (013302)	06/03/1986	68,2	7	0	7	05/03/1986	1
	11/07/1987	82,4	15	0	15,6	09/07/1987	2
	01/05/1990	79,91	21,6	3	15,1	30/04/1990	1
	15/03/1991	78,58	64	1	35,1	13/03/1991	2
	17/10/1994	109,8	31,3	0	24,5	16/10/1994	1
	12/04/1995	83,8	18,4	0	18,4	11/04/1995	1
	25/08/1997	170	46	0	39	24/08/1997	1
	24/10/2000	156,1	22,6	0	22,6	23/10/2000	1
	11/11/2001	65,67	24	2	11,1	11/11/2001	0
	07/05/2002	189,5	37	0	11	06/05/2002	1
Sidi AEK Djilali (013401)	02/11/1982	12,28	15	0	10,5	29/10/1982	4
	09/02/1986	15,57	46,6	0	10,2	01/02/1986	8
	16/10/1986	12,9	20	0	19	10/10/1986	6
	11/07/1987	35,78	13	0	12,4	10/07/1987	1
	17/07/1990	24,89	17	0	15,1	16/07/1990	1
	11/11/1990	13,5	35	1	21,9	11/11/1990	0
	15/03/1991	35,41	50	2	21,1	14/03/1991	1
	13/11/1993	11,6	13	0	13	12/11/1993	1
	29/09/1994	14,62	4,1	0	4,1	28/09/1994	1
	23/10/2000	16,04	40,4	0	40,4	23/10/2000	0
Oued El Abtal (013402)	09/02/1986	119,6	91	7	8	08/02/1986	1
	01/05/1990	220,8	30	0	9,1	29/04/1990	2
	29/09/1994	152,3	4,1	0	4,1	28/09/1994	1
	17/10/1994	302,2	20	1	12,8	16/10/1994	1
	07/02/1996	214,1	33	1	30	03/02/1996	4
	21/04/1997	123	87	0	28,3	20/04/1997	1
	25/08/1997	197	4	0	4	24/08/1997	1
	24/10/2000	184,31	5	1	3	23/10/2000	1
	11/11/2001	129,46	72,6	1	61,6	10/11/2001	1
	07/05/2002	216,05	45,5	0	42,1	06/05/2002	1
Sidi Bel Attar (013602)	10/05/1971	947,28	106	1	64	08/05/1971	2
	18/01/1972	929,1	60	2	32	17/01/1972	1
	22/03/1972	549,63	55	0	16,5	16/03/1972	6
	16/02/1973	546,62	27	2	10	16/02/1973	0
	01/04/1974	1870,41	20	2	8	29/03/1974	3
	21/03/1975	482,3	21	0	12,5	18/03/1975	3
	08/02/1976	857,1	31	0	11,5	07/02/1976	1
	29/10/1976	462,98	51	1	12	24/10/1976	5
	02/03/1979	687,83	48	1	20,4	26/02/1979	4
	07/03/1980	439,82	27	2	18,2	05/03/1980	2

2.2.Décalage entre le pic de la crue et le pic de la pluie

2.2.a.À l'échelle Interannuelle

Le nombre le plus important des crues indiquant un décalage temporel entre les pics de pluie et les pics de débit est de l'ordre de un jour pour toutes les stations utilisées dans cette étude, où les crues enregistrées dans un jour « j » ont été provoquées par une pluie maximale dans le jour « j-1 » puis une décrue qui commence à partir du jour « j+1 » (figure VII-2). On trouve en 2^{ème} classe les crues déclenchées au même jour de pluie maximale pour la plupart des stations de notre région d'étude sur un événement comme celui du 10 novembre 2001 (Tableau VII-2 et Tableau VII-3). L'intensité de la pluie est suffisamment forte pour que la réponse du bassin soit importante même si aucune averse particulière n'a été enregistrée auparavant.

Les deux stations d'oued Chélif (Arib Chlef et Sidi Bel Attar) ont indiqué un nombre important des crues pour un décalage dépassant 2 jours à la station de Arib chlef et plus de 3 jours pour la station de Sidi Bel Attar. Ces deux stations sont situées sur le cours d'eau principal d'oued Chlef où elles sont influencées par les barrages et les rejets d'eau domestiques et industriels sur l'oued lui-même ou sur ses influents. Par conséquent, la forme du bassin versant devient allongée de plus en plus quand on se rapproche vers l'embouchure.

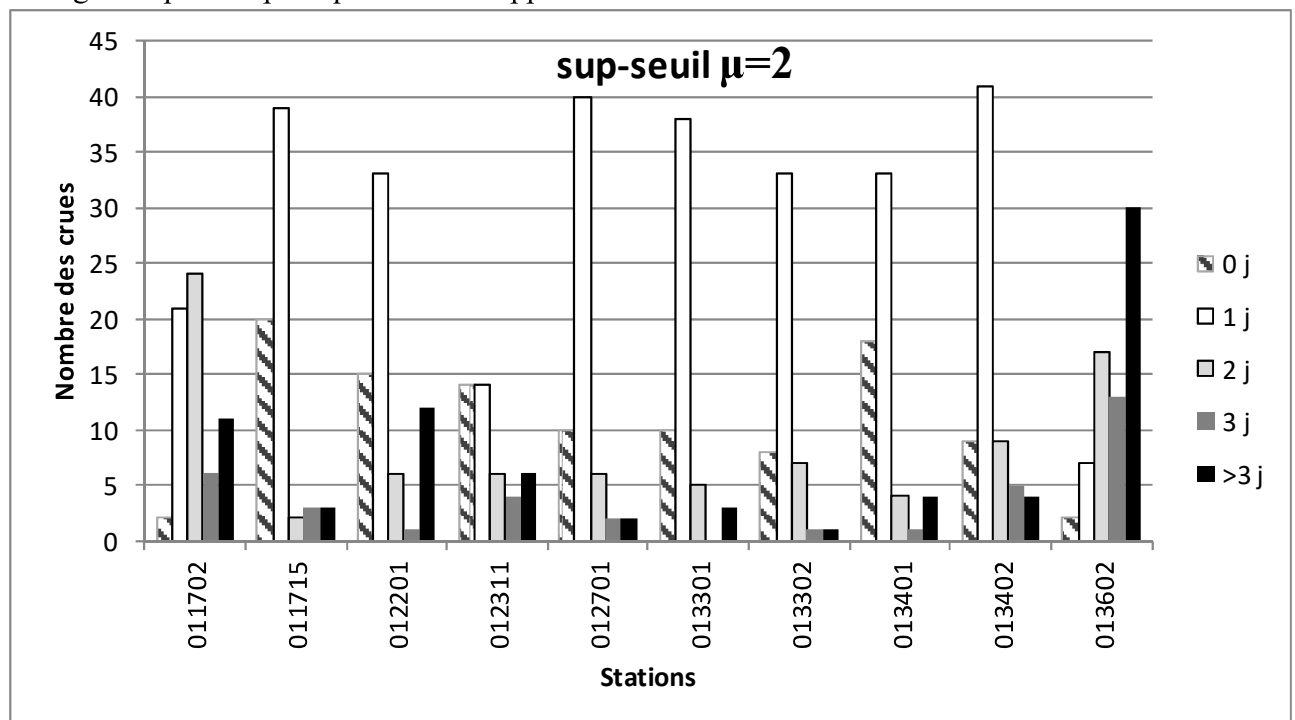


Figure VII-2 : Nombre des crues selon le décalage entre Qpic et Pjmax à l'échelle interannuelle.

2.2.b.À l'échelle mensuelle :

Les résultats à l'échelle mensuelle ne sont pas très différents de ceux trouvés à l'échelle interannuelle.

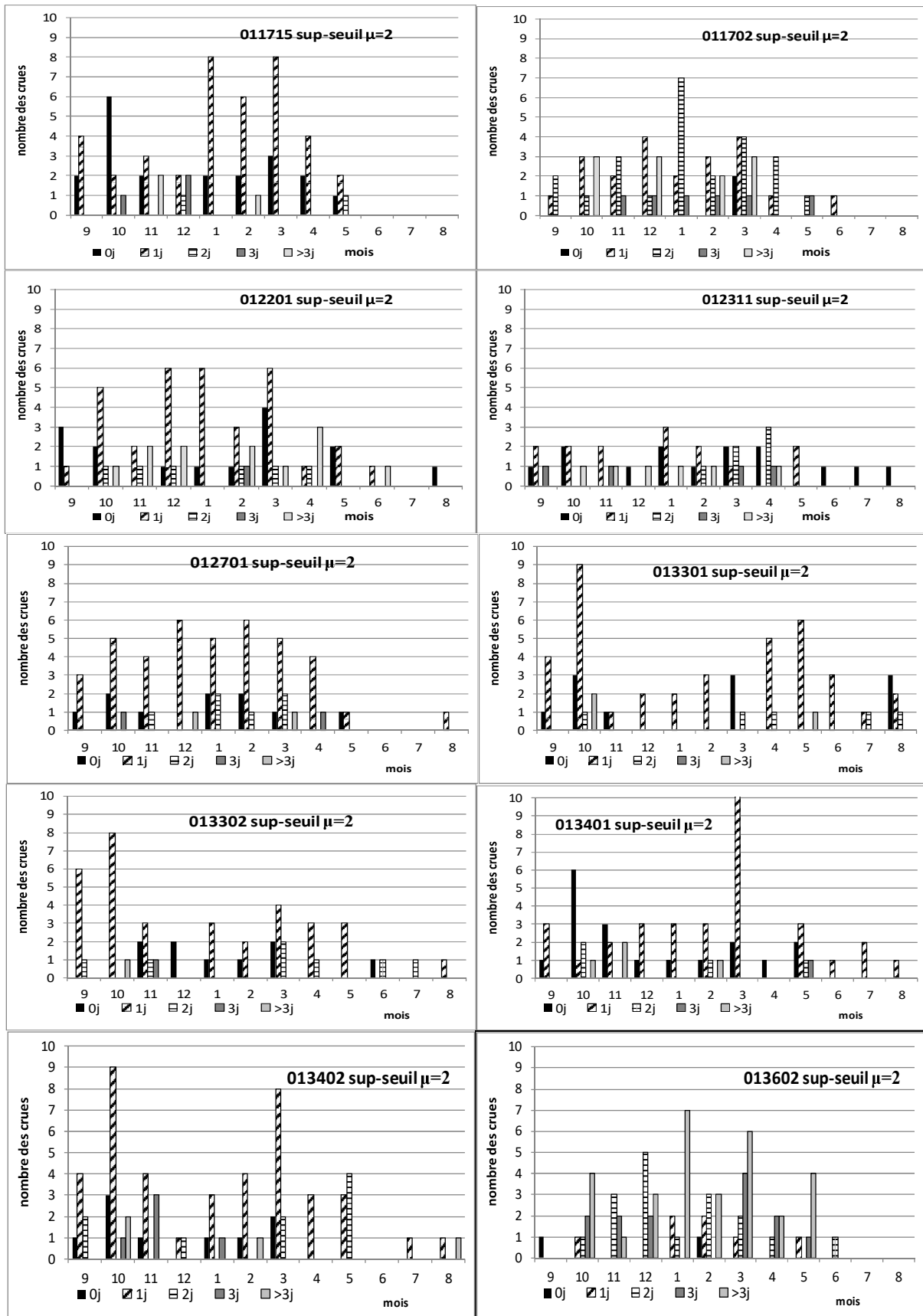


Figure VII-3: Nombre des crues selon le décalage entre Q_{pic} et P_{jmax} sur le long de la période d'observation de l'étude à l'échelle mensuelle.

À partir des graphes représentés dans la Figure VII-3, il est à constater que le décalage entre les pics des pluies max et ceux des débits de pointes ($\mu=2$) est de l'ordre de un jour pour la plupart des stations étudiées. Ce qui traduit le plus grand nombre d'événements enregistrés dans cette classe, à l'exception des deux stations qui sont situées dans le cours d'eau principal d'Oued Chlef. Il est observé dans la classification de décalage de l'ordre de deux jours et particulièrement aux mois de Janvier, de Mars et de Mai, à la station de l'embouchure de Sidi Bel Attar.

La classification de décalage qui dépasse trois jours est plus dominante (le point le plus éloigné dans le bassin avec une forme relativement allongée) notamment pour les mois de Janvier, de Mars et de Mai, avec aucun événement enregistré pour ces deux stations de la classification de 0 jours de décalage.

Notant que le plus grand nombre d'événements enregistrés dans la classification d'une réponse des débits de pointe aux mêmes jours des pluies p_{jmax} , est observé durant le mois de Septembre pour la station d'Ouled Farés et la station de Sidi Bel Attar et durant le mois d'Octobre pour la station D'Elababssa et de sidi AEK Djillali, ainsi qu'au mois de Mars dans les stations de Ouled AEK, Takhmart et Ain Amara et aux mois de Juin et Juillet (un événement) pour la station de Ouled AEK et enfin au mois d'août dans les stations de Ouled AEK et de Takhmart.

2.3. Durée de la pluie des averses

2.3.1. À l'échelle interannuelle

À partir de la Figure VII-4, on remarque pour chaque station sélectionnée que les stations situées dans le bassin versant du Haut et Moyen Chélif indiquent une durée de pluie relativement longue (les stations les plus proches de la mer avec des altitudes relativement élevées (voir chapitre 3). Elle dépasse trois jours traduits par le nombre d'événements enregistrés dans cette classe, suivis par les classes des périodes d'un, deux et trois jours par le nombre presque égal des événements. La station de Ouled AEK dans le même bassin est la seule qui représente un résultat pratiquement inverse (altitude faible par rapport aux autres stations du bassin égale à 95m).

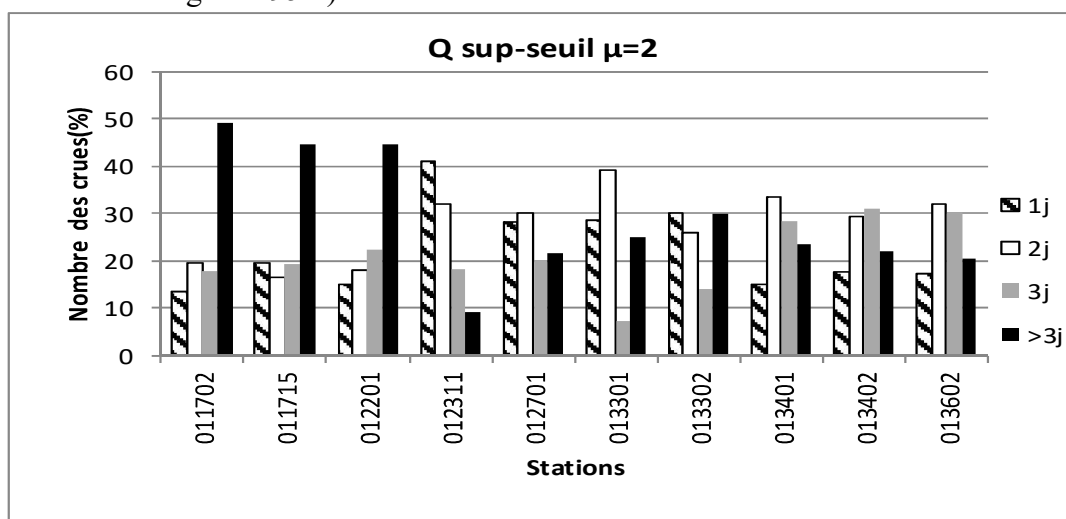


Figure VII-4 : Nombre d'événements de crues selon la durée de la pluie (jours) sur la période d'observation de l'étude.

Concernant le bassin du bas Chélif et la Mina, les résultats montrent, en général, une durée de pluie un peu courte par rapport à celle du bassin de haut Chélif.

On a trouvé que, dans les stations de Sidi AEK Djillali, Oued El Abtal et Sidi Bel Attar, le nombre d'événements le plus élevé est enregistré dans les classes de la période de deux et trois jours. Pour les stations de Djidiouia, Takhmart et Ain Amara, on trouve en premier ordre les classes qui représentent les durées d'un et deux jours, suivies par la classe d'une période qui dépasse trois jours. Le nombre d'événements pour les deux classes s'égalisent dans la station de Ain Amara (climat semi-aride à aride)

2.3.2. À l'échelle mensuelle

Selon la Figure VII-5, on remarque que le résultat trouvé à l'échelle mensuelle n'est pas très différent de celui trouvé à l'échelle annuelle, où il est à noter que le nombre le plus élevé des événements sont enregistré dans la classe de la durée dépassant trois jours, et ce entre le mois d'Octobre et d'Avril et entre le mois de Novembre et d'Avril et entre le mois d'octobre et de Février respectivement, pour les stations de Arib Chlef, de Elababsa, et de Ouled Farés.

Vient, en deuxième ordre, une alternation entre la classe de la durée de deux et trois jours pour les mois entre décembre et Mai pour les stations de Arib Chlef et Elababsa et entre le mois de décembre et avril pour Ouled Farés.

Les mois de Septembre et d'Octobre enregistrent le plus important nombre d'événements dans la classe de la durée de un jour environ dans les trois stations suscitées, alors que les mois de Juin, de Juillet et d'août ne représentent aucun événement pour toutes les classes étudiées, à l'exception d'un événement enregistré au mois de Juin dans la station de Arib Chlef pour une durée de un jour et un autre événement dans la station de Ouled Farés.

Concernant les stations de Ouled Aek, Djidouia, Takhmart et Ain Amara, on remarque que le nombre des événements le plus élève est localisé entre les classes de la durée de un et deux jours à partir du mois de septembre jusqu'au mois d'août, sauf pour le mois de Janvier pour la station de Ouled Aek où la classe de la durée de trois jours représente le nombre des événements le plus élevé, ainsi que pour le mois de Septembre pour les stations de Djidiouia et Takhmart dans la classe de la durée dépassant trois jours.

Pour ce qui concerne les stations de Sidi AEK Djilali, Oued El Abtal et Sidi Bel Attar, le nombre le plus élevé d'événements est apparaît dans les classes de la durée de deux et trois jours à partir du mois de septembre jusqu'au mois de mai, à l'exception des mois de septembre et d'avril relatifs à la station de Oued Elabtal où la classe de la durée de un jour représente le nombre des événements le plus fréquent, identiquement, pour le mois de février dans la classe de durée de trois jours correspondant à la station de Sidi Bel Attar. Les mois de juin à août indiquent que les classes, de la durée d'un à deux jours, ont enregistré le nombre d'événements le plus élevé.

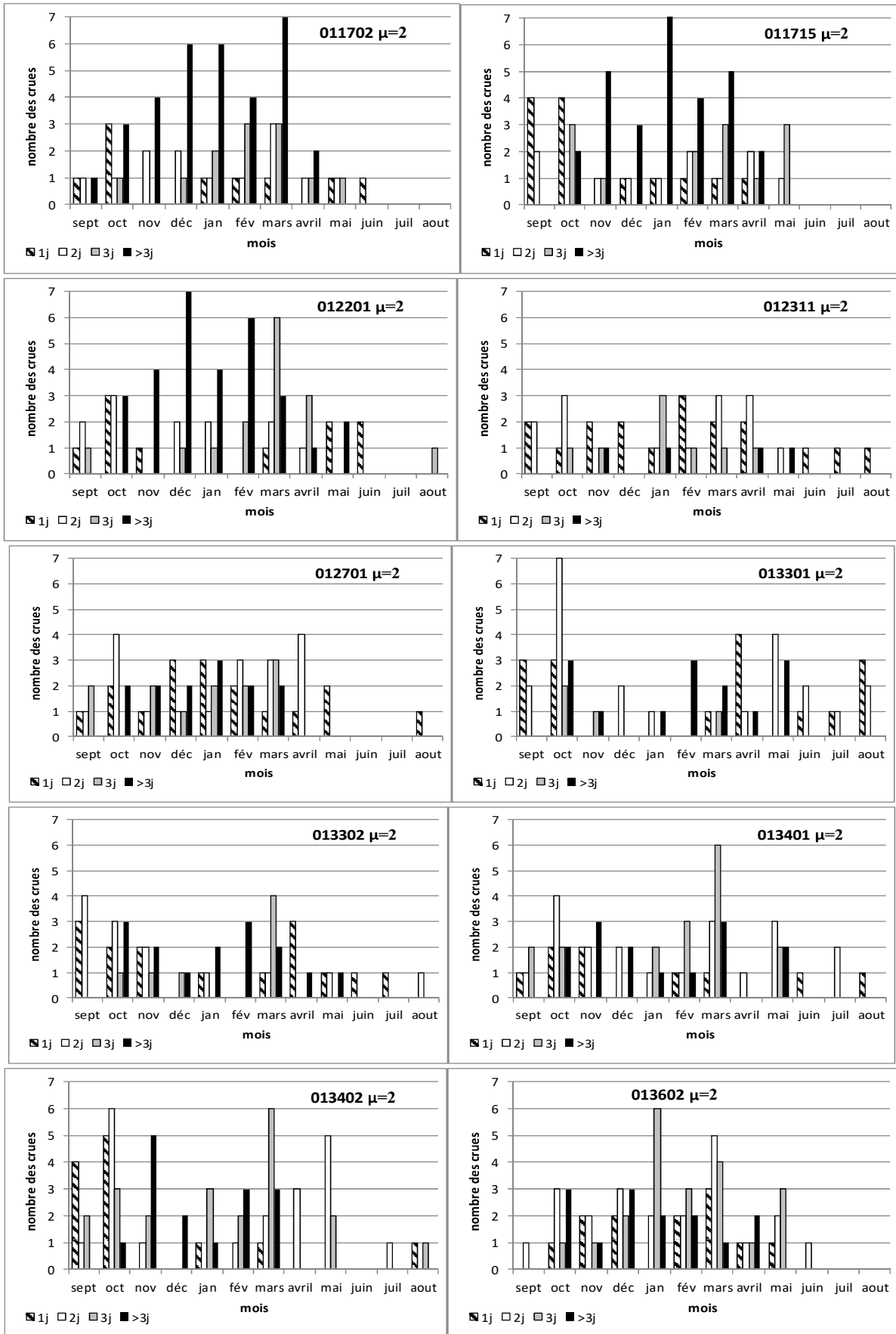


Figure VII-5: Nombre des événements de crues selon la durée de la pluie (jours) sur la période d'observation de l'étude mensuelle.

2.4. La réponse de débit de pointe selon la durée de la pluie avant Qpic

La Figure VII-6 montre que les réponses des bassins ont généralement la même allure et que les valeurs des pics de débit sont plus importantes si la durée de la pluie avant le pic est courte

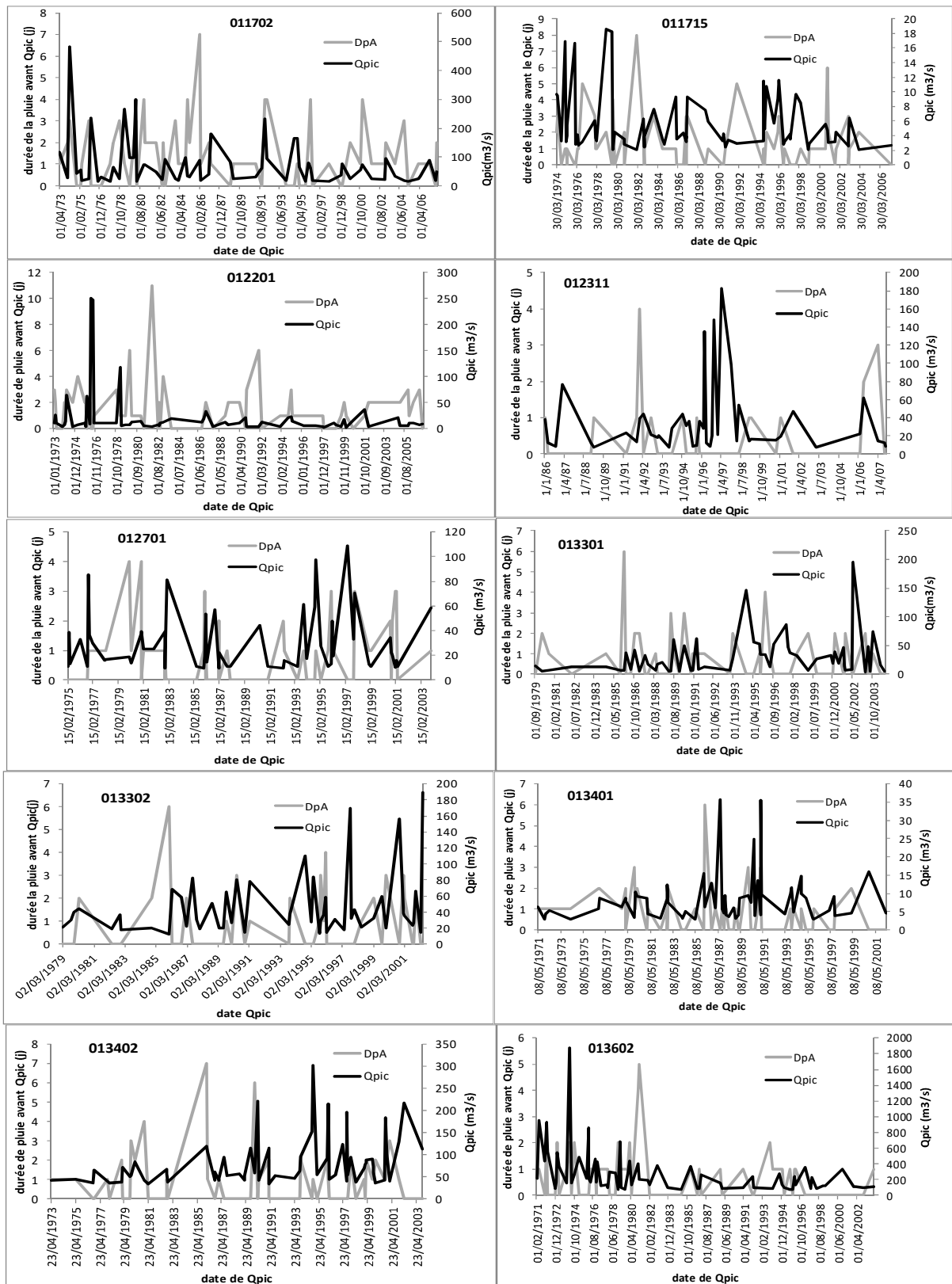


Figure VII-6 : La réponse du débit de pointe selon la durée de pluie avant le pic.

et de l'ordre de 0 jour (pic pluie et pic débit dans le même jour), notamment pour les stations situées sur les affluents du oued chlef (Elababsa, Ouled Farés, Ouled Aek, takhmart, Sidi AEk Djilali, Ain Amara et Oued Elabtal,Djidiouia).

La station située sur le cours d'eau principal d'Oued Chlef, celle de Arib Chlef, indique que plus la durée de pluie avant la crue est longue plus le pic du débit est assez important.

Dans la station de Sid Bel Attar qui se situe à l'embouchure d'Oued Chlef, on remarque généralement que la valeur du pic ne dépend pas de la durée de la pluie où les crues de courte durée de pluie (avant la crue) ayant la même amplitude que celle résultante des pluies de longue durée (figure VII-6)

2.5.La réponse du débit de pointe selon les pluies journalières max et la pluie totale.

À partir de la Figure VII-7, du Tableau VII-2 et du Tableau VII-3, on remarque que pour les cinq stations Arib Chlef, El Ababsa, Oulef Farés, Djediouia R et Sidi Aek Djilali, les variations de la pluie journalière maximale dont dépend toujours la lame d'eau écoulée au pic de la crue, sont très similaires.

D'autre part, on note que, pour les stations d'Ain Amara, Ouled ben Aek, Takhmart, Sidi Bel Attar, Sidi AEK Djilali, les variations de la pluie journalière maximale avec la lame d'eau écoulée au pic ne sont, généralement, pas toujours similaires sur le long de la période d'étude et que la valeur du pic de lame d'eau est indépendante de l'intensité de la pluie journalière maximale.

À titre d'exemple, dans la crue de 06/03/86, une pluie journalière maximale isolée ($p_{jmax}=pt$) de 7 mm correspond à un débit de $68 \text{ m}^3/\text{s}$ (Tableau VII-3), par contre, la crue du 15/03/91 qui correspond à un débit égal à $78 \text{ m}^3/\text{s}$ correspond à une pluie maximale de 35.1 mm avec une pluie totale égale à 64mm à la station de Ouled Ben Aek (Tableau VII-2).

Les deux crues sont provoquées dans le même mois et sont classées humides.

Dans la Figure VII-7, on remarque que l'allure des intensités (l'amplitude) des pluies maximales et celle des pluies cumulées (pt) pour les stations de Arib Chlef, Elababsa et Ouled Farés sont identiques. On trouve parfois que les cumuls de pluie sont plus importants dans certains événements où les intensités de pluie maximale sont relativement faibles, spécialement dans les stations de Sidi Bel Attar et Sidi AEK Djilali et même dans les stations d'Arib Chlef qui correspondent généralement à des crues relativement faibles.

Néanmoins, on remarque pour certains événements que les pluies maximales journalières sont intenses, représentant 100% des pluies cumulées totales qui concordent souvent avec de fortes crues notamment dans les stations hydrométriques de Takhmart, Djidiouia et Ain Amara (Tableau VII-3).

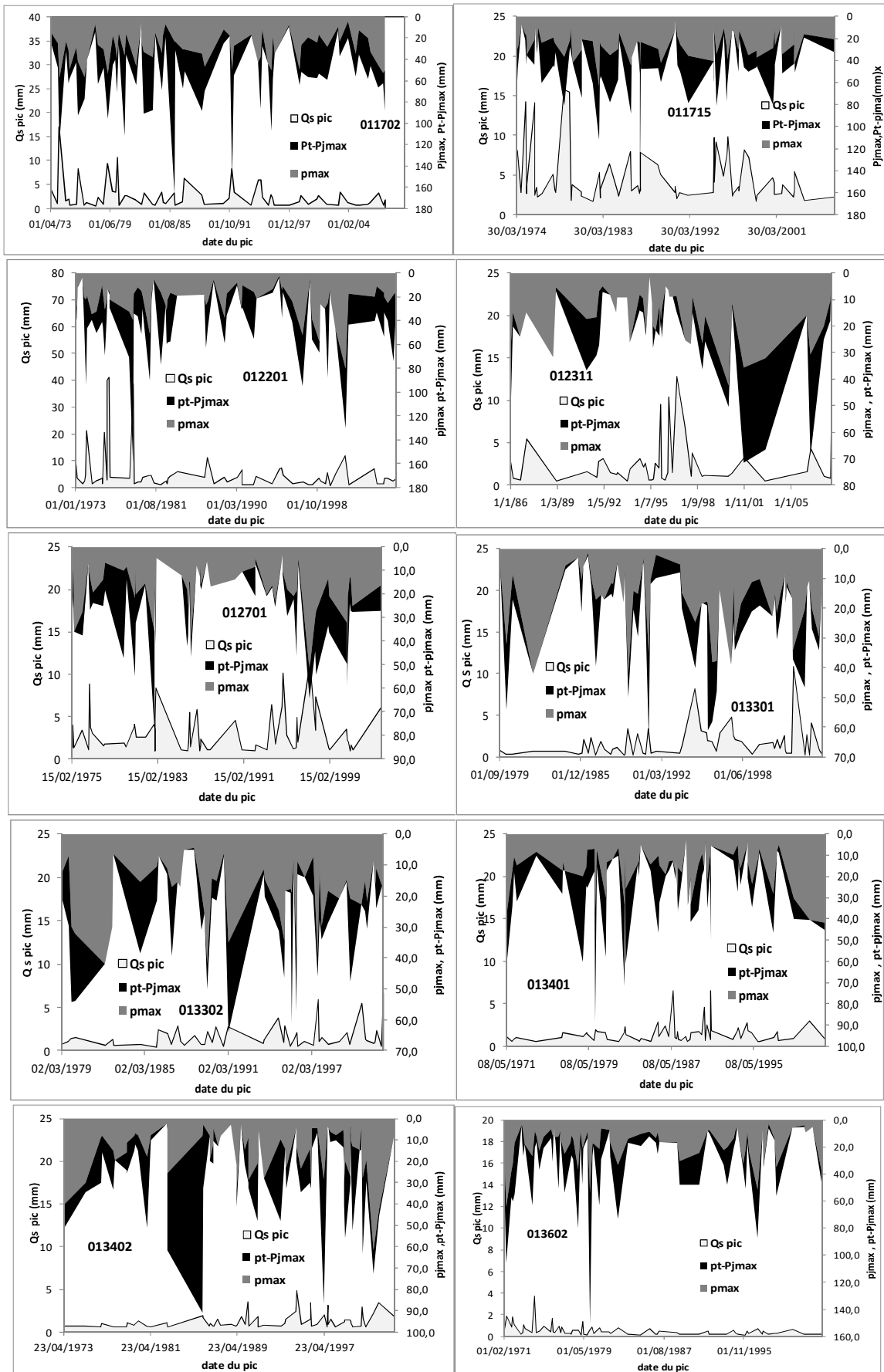


Figure VII-7: La réponse du débit de point spécifique ($Q_s \text{ pic}$) en fonction de la $pjmax$ et la pluie totale pt .

3. Les tendances des paramètres de l'hydrogramme de crue

La valeur inter-annuels des débits cache une première variabilité, liée à la répartition non uniforme des débits au cours des douze mois de l'année. Les débits mensuels inter-annuels peuvent ainsi être calculés, et expriment la saisonnalité des écoulements, qui sert de base à la classification des cours d'eau en régimes. Le module peut également être calculé année par année, et on peut alors observer la variabilité inter-annuelle de la quantité d'eau écoulée annuellement. En une année particulière, la répartition mensuelle des écoulements peut également s'éloigner du régime normal du cours d'eau. Enfin, en observant les débits à un pas de temps plus fin (dans notre cas, un jour), une série chronologique complexe apparaît, révélant des variations parfois brusques sur de faibles échelles temporelles. C'est également à cette échelle que l'on voit apparaître les phénomènes extrêmes auxquels nous allons nous intéresser, où augmentation dans le régime des crues aurait des conséquences bien plus désastreuses qu'une simple évolution dans les conditions moyennes. C'est pourquoi la détection de non-stationnarité dans les événements extrêmes est fondamentale (Renard 2006).

On s'intéresse donc, à l'évolution de l'allure de la distribution des débits au cours de l'année et même selon les saisons, cette dernière dépend à la fois des conditions climatiques et des facteurs physico-morphologiques de son bassin versant. Nous pouvons donc nous demander à savoir s'il y a des changements ou non sur la répartition hydrométrique pour les différentes échelles (Ondo 2002).

Pour examiner comment se traduit la variation climatique au niveau hydrologique c'est-à-dire l'impact sur le régime moyen et notamment sur les extrêmes donc on s'intéresse à déterminer comment évolue le régime hydrométrique annuel et spécialement s'il est plutôt affecté dans sa partie extrême ou non, où l'ensemble des variables descriptives des crues (hautes eaux) est donné comme suit (Renard 2006):

D_t : durée totale d'événement, t_m : temps de montée, t_d : temps de descente

σ : coefficient de l'écart type de l'événement γ : coefficient de l'asymétrie de l'événement

V : volume écoulé durant l'événement

$$\left\{ \begin{array}{l} q(t_{deb}) = \frac{q(t_p)}{2} \\ q(t) > \frac{q(t_p)}{2} \forall t \in]t_{deb}, t_{fin}[\text{ où } t_p \text{ est la date de pic} \\ q(t_{fin}) = \frac{q(t_p)}{2} \end{array} \right.$$

$$d_t = t_{fin} - t_{deb},$$

$$t_m = t_p - t_{deb},$$

$$t_d = t_{fin} - t_p,$$

$$\sigma = \sum_i (t_i - t_p)^2 \frac{q(t_i)}{\sum_j q(t_j)}^{1/2}, \gamma = \left(\sum_i (t_i - t_p)^3 \frac{q(t_i)}{\sum_j q(t_j)} \right) / \sigma^3, v = \sum_i (t_{i+1} - t_i) \frac{q(t_i) + q(t_{i+1})}{2}$$

Le coefficient de l'asymétrie de l'événement de crue permet d'étudier la symétrie de l'hydrogramme de crue avec une valeur négative de ce coefficient indique une asymétrie de la crue avant la pointe de crue, c'est à dire que le volume de la crue avant la pointe est plus grand que le volume après la pointe.

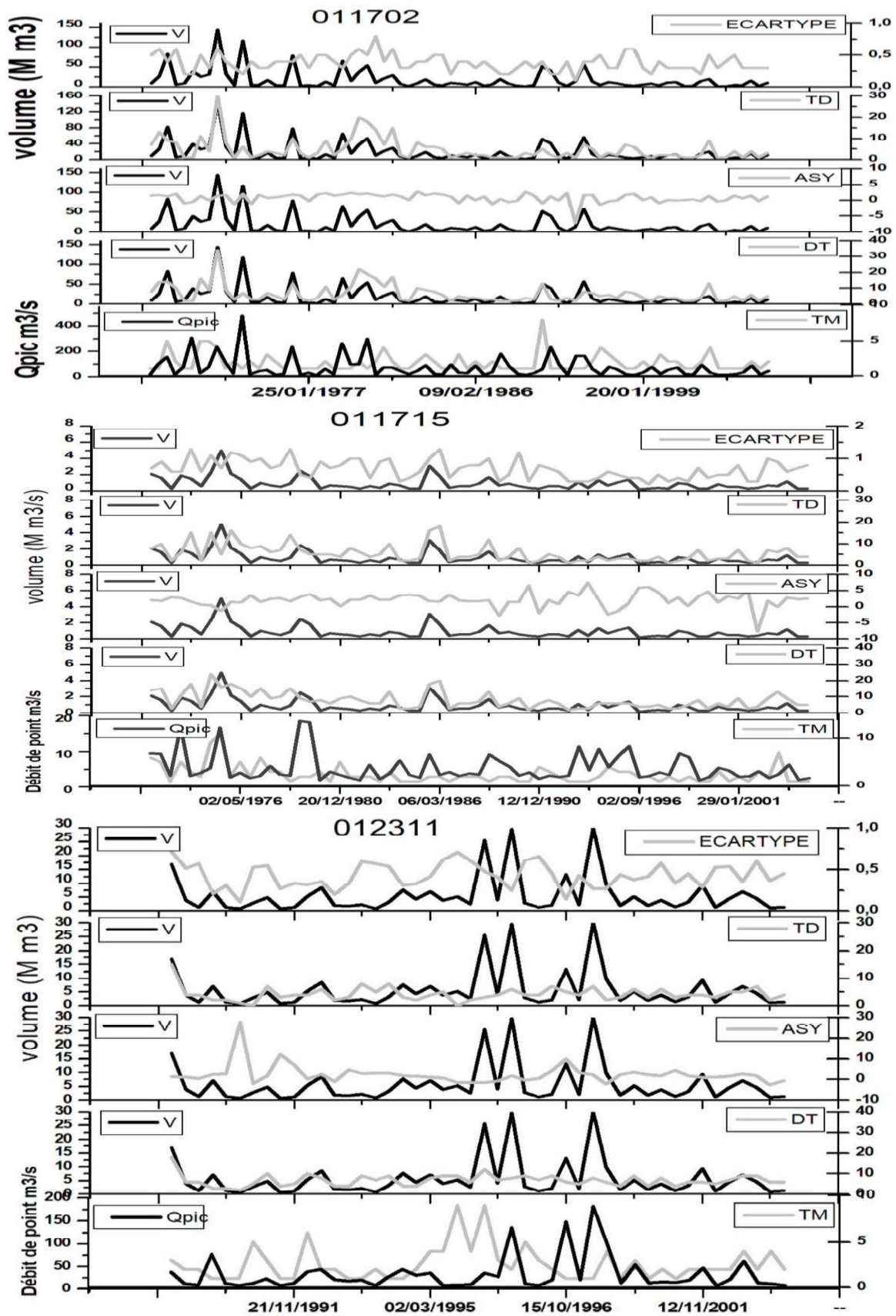


Figure VII-8-a: L'évolution de l'asymétrie et écart type, la durée totale de la crue (j) et le temps de descente (j) en fonction du volume de crue (Mm³) et le temps de monté (j) en fonction du débit de pointe (m³/s).

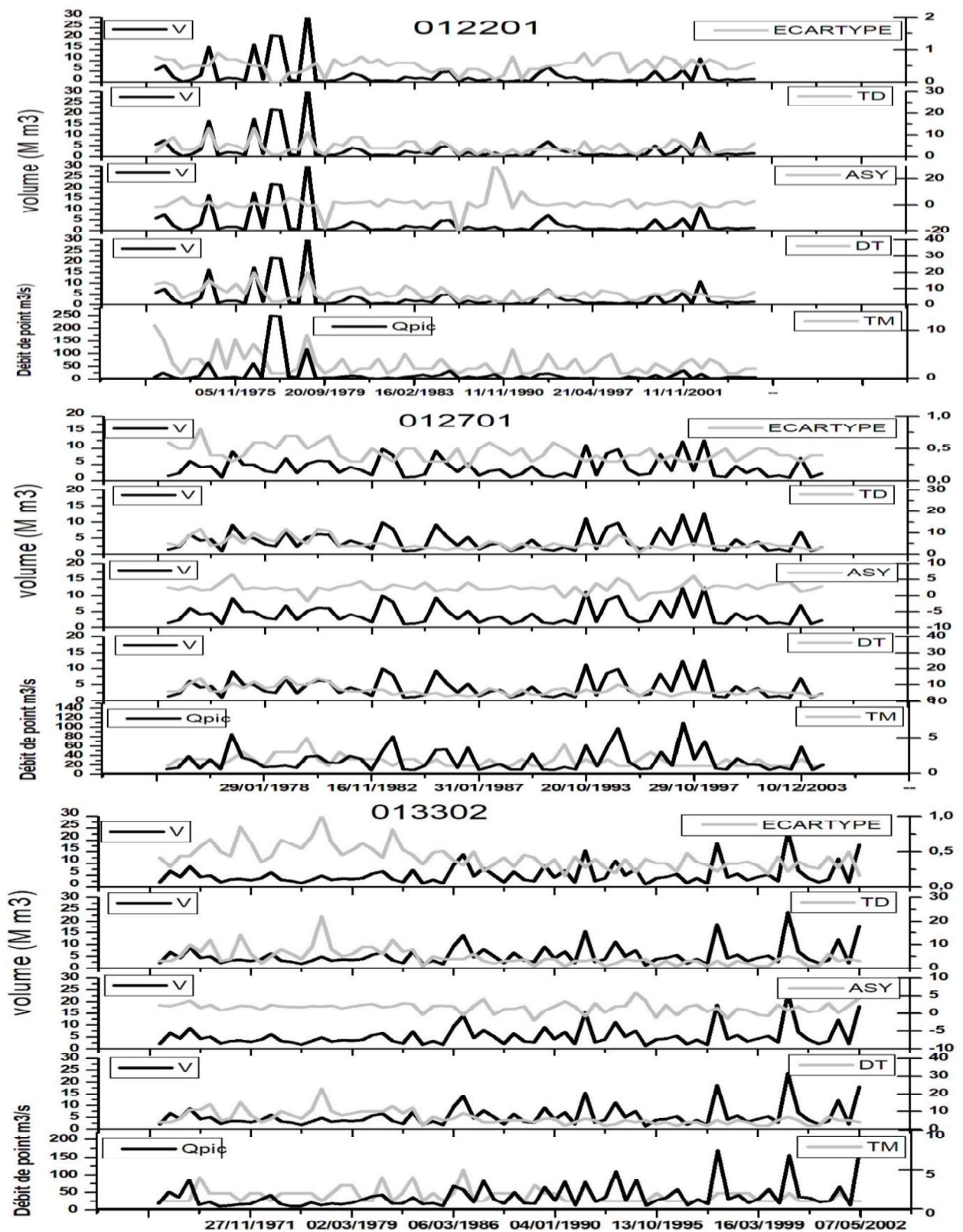


figure VII-8-b: L'évolution de l'asymétrie et écart type, la durée totale de la crue (j) et le temps descende (j) en fonction du volume de crue (Mm³) et le temps de monté (j) en fonction du débit de pointe (m³/s)

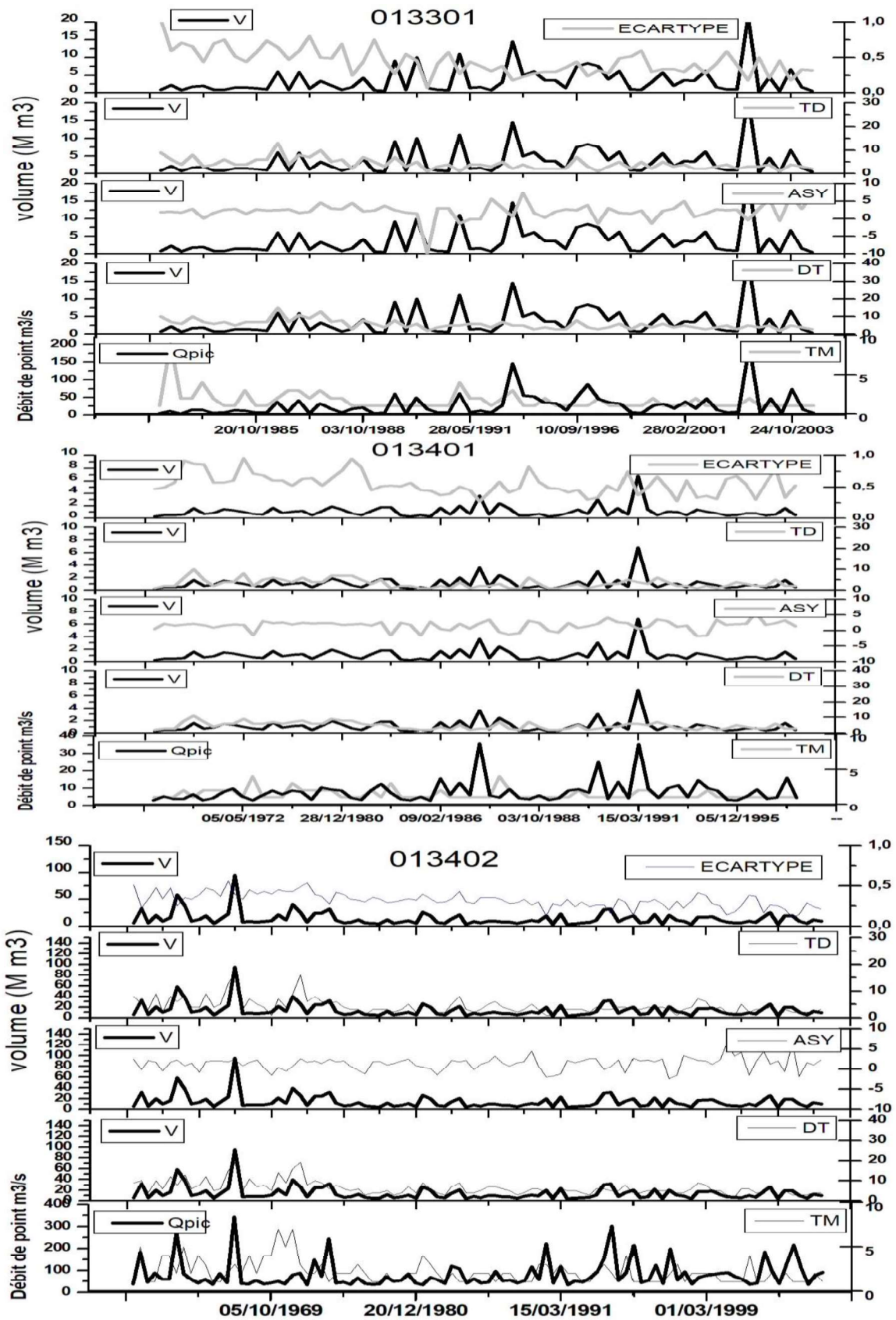


Figure VII-8-c: L'évolution de l'asymétrie et écart type, la durée totale de la crue (j) et le temps descente (j) en fonction du volume de crue (Mm³) et le temps de monté (j) en fonction du débit de pointe (m³/s)

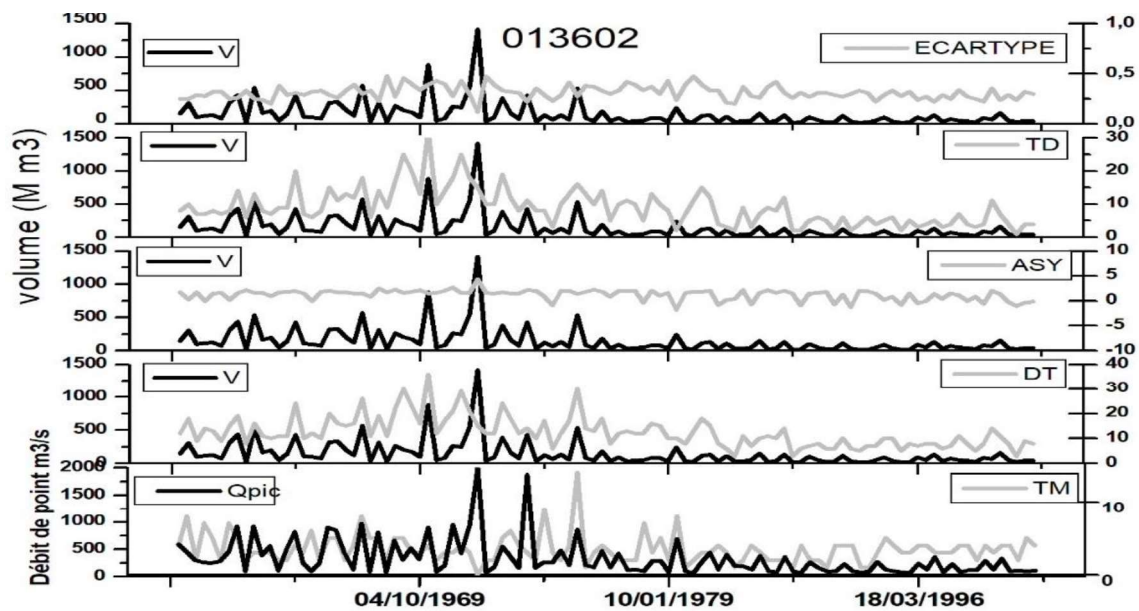


Figure VII-8-d: L'évolution de l'asymétrie et écart type, la durée totale de la crue (j) et le temps descente (j) en fonction du volume de crue (Mm^3) et le temps de monté (j) en fonction du débit de pointe (m^3/s).

Le coefficient de l'écart type d'un événement de crue permet de déterminer si le volume est concentré autour de la pointe de crue ou plus étalé, une faible valeur de l'écart type est caractéristique de crues pointues.

D'après les figures VII-8(a,b,c,d), on remarque que pour les 10 stations utilisées dans cette étude la variation des coefficients de l'écart type ne dépasse pas 1, ces faibles valeurs signifient que les crues de notre région d'étude sont des crues pointues.

Les figures VII-8(a,b,c,d) montrent que la plupart des crues de notre bassin versant (Chélif) ont un coefficient d'asymétrie positif avec un pourcentage atteint le 93.5% pour la station Djidiouia Rn4, ce qui signifie que la quantité la plus importante est produite après la pointe de la crue tandis que pour la station Ouled Fares nous avons trouvé plus de 30% des crues leurs volumes sont produits avant le débit de pointe.

Toutes les stations montrent une relation inverse entre le temps de monté de la pointe de la crue cela signifie que les crues abondantes sont produites dans des temps très courts et donc le risque d'inondation sera majeur cela confirme le résultat trouvé pour le coefficient de l'écart type, où on peut trouver une certaine similarité entre ces deux paramètres de crues dans quelques stations spécialement celles qui sont influencées par les barrages donc le volume d'eau écoulé prend un temps de plus pour atteindre l'exutoire et la pointe de crue dépend de la pluie (Lang 1999).

Les courbes du temps de descente avec le volume ont la même allure pour les stations de Arib Chlef, Sidi Bel Attar, Oued El Abtal et cela correspond au résultat obtenu précédemment pour le coefficient d'asymétrie où nous avons trouvé que les fractions les plus importantes des volumes des crues résultants se trouvent après la pointe, tandis que pour les autres stations on remarque l'inverse.

Les figures VII-8(a,b,c,d) indiquent généralement la même fluctuation du temps de descente (TD) et la durée totale de crue (DT) avec le volume de crue cela signifie que la durée du temps de monté est courte par rapport à la durée totale de la crue.

3.1. Étude de tendances des variables des crues

Toutes les données et les méthodes nécessaires seront utilisées pour l'analyse de la stationnarité des extrêmes hydrologiques. Cette dernière sera ensuite évaluée par les tests de Pettitt, Mann-Kendall. Ensuite on va présenter, critiquer et interpréter les principaux résultats qui seront trouvés pour comprendre la réalité physique des phénomènes étudiés.

3.2. Données utilisées

Le bassin versant possède 19 stations hydrométriques réparties de façon plus ou moins homogène, mais notre travail n'a porté que sur dix d'entre elles. Pour lesquelles les données sont disponibles, représentatives et validées sur une durée suffisante (figure VII-9 et tableau VII-4). Les données concernent en partie des périodes différentes, mais l'étude a été réalisée sur la période 1969-2009.

Tableau VII-4 : Caractéristiques des stations hydrométriques retenues dans l'étude.

X (km)	Y(km)	Z(m)	surface (km ²)	code	NOM	Seuil2 (m ³ /s)	Seuil1 (m ³ /s)	Période (journalières)
245	230	230	2452	011702	ARIB CHELIF	9.81	38.05	1969-2009
444	318	320	102	011715	EL ABABSA	0.88	2.17	1973-2009
368	327	140	262	012201	OULED FARES	1,95	10,29	1973-2009
373	302	95	1225	012311	OULED BEN A	4,75	21	1986-2007
333	294	58	835	012701	DJEDIOUIA R	5,34	18,7	1975-2010
313	203	606	1550	013301	TAKHMART	1,43	15,27	1974-2004
316	335	288	2480	013302	AIN AMARA	7,99	28,89	1967-2010
308	244	225	470	013401	SIDI AEK DJ	1,79	5,78	1967-2010
317	246	252	5400	013402	OUED EL ABT	22,21	56,62	1959-2010
281	306	43	43700	013602	SIDI BEL AT	64	238	1951-2010

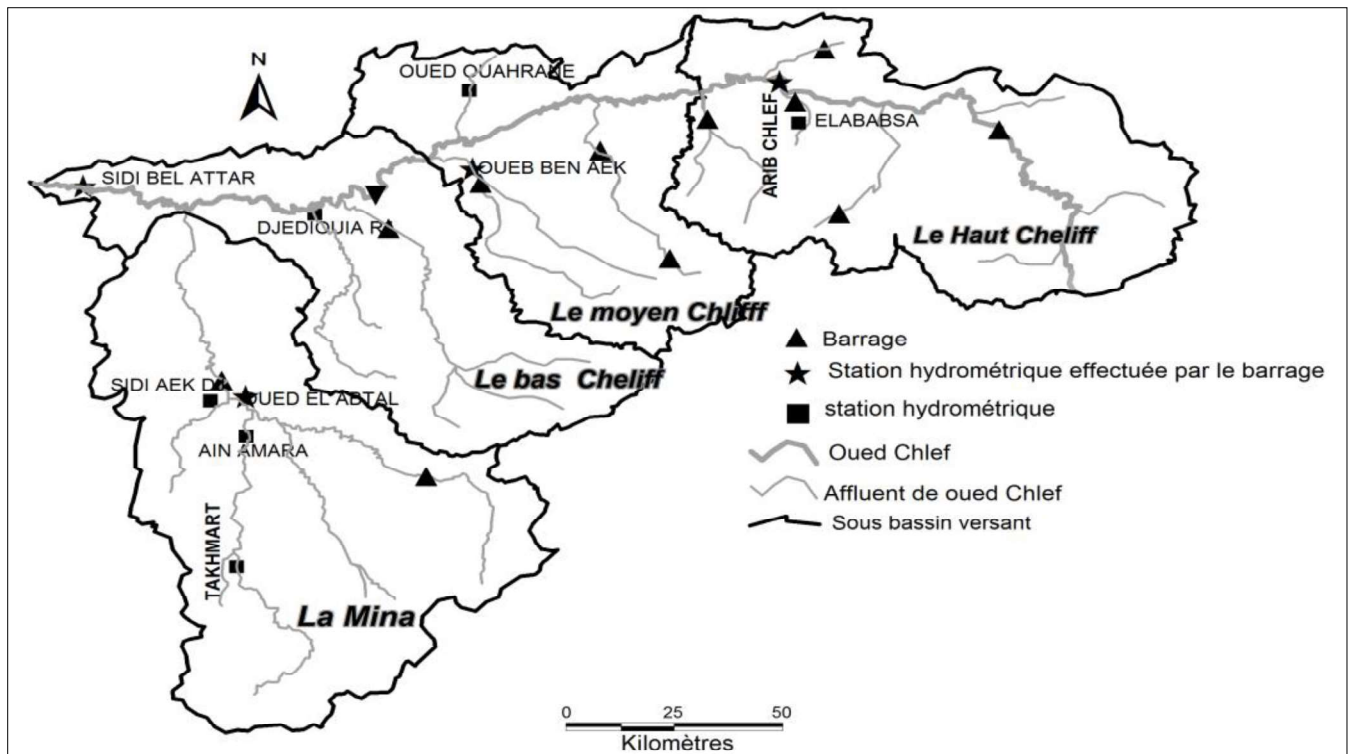


Figure VII-9 : Répartition des stations hydrométriques dans le bassin d'étude.

Il existe plusieurs façons de constituer un échantillon de débits de crue. Les plus utilisées sont la méthode des maximums annuels et la méthode de sub-seuil (Assani, 1997). La méthode des maximums annuels est classique elle consiste à retenir uniquement le débit le plus élevé mesuré chaque année ; on parle alors de « série annuelle ». Toutefois, ce type d'échantillonnage présente plusieurs inconvénients :

– l'échantillon obtenu n'est pas toujours représentatif des plus fortes crues et il peut ne pas être homogène. Le fait de retenir un nombre identique de valeurs par période fixe (une valeur par an) peut conduire à sélectionner des valeurs peu intéressantes lors des années sèches et à ignorer des valeurs qui ont eu la « malchance » d'arriver en deuxième ou troisième position durant les années humides (Lang, 1996).

Seize indicateurs des crues, qui sont énumérés dans le tableau VII-5, ont été inclus dans notre étude.

Celles-ci comprennent la série des débits maxima annuels (Q_{max}) ainsi que de la série de sub-seuil (le Q_{pic}) permet également de s'intéresser au processus d'occurrence des crues, ce qui donne une information sur la fréquence des événements (Renard 2006) qui se produit chaque année hydrologique, est le plus commun indicateur de tendance dans les études crues. Dans certaines études, les séries Q_{pic} sont utilisées, car elles sont considérées comme à inclure plus d'informations et permettant aussi de mieux révéler la structure temporelle d'occurrence de crues (Svensson et al. 2006).

Tableau VII-5 : Indicateurs de crues étudiés pour toutes les stations.

Les indicateurs des crues	Abréviation	Remarque
Débit Maximum annuel	Qmax	Débit maximal pour chaque année hydrologique (1 oct-31 nov)
Débit Maximum annuel d'automne	A Qmax	Débit maximal d'automne pour chaque année hydrologique (1 oct-31 déc)
Débit Maximum annuel d'hiver	HQmax	Débit maximal d'hiver pour chaque année hydrologique (1 jan-31 Mars)
Débit Maximum annuel du printemps	PQmax	Débit maximal de printemps pour chaque année hydrologique (1 avril-31 juin)
Débit Maximum annuel d'été	EQmax	Débit maximal d'été pour chaque année hydrologique (1 juil-31 sept)
Débit de pointe sup-seuil	Qpic μ	Débit de pointe au-dessus d'un seuil; sur les moyenne événements de μ par an
Débit de pointe sup-seuil d'automne	AQpic μ	Débit de pointe au-dessus d'un seuil; sur les moyenne événements de μ par an d'automne
Débit de pointe sup-seuil d'hiver	HQpic μ	Débit de pointe au-dessus d'un seuil; sur les moyenne événements de μ par an d'hiver
Débit de pointe sup-seuil du printemps	PQpic μ	Débit de pointe au-dessus d'un seuil; sur les moyenne événements de μ par an de printemps
Débit de pointe sup-seuil d'été	EQpic μ	Débit de pointe au-dessus d'un seuil; sur les moyenne événements de μ par an d'été
Nombre d'événements sur l'année, sélectionnés avec en moyenne μ événements par an d'automne	N μ	Nombre annuel de pics de débit d'été-dessus du seuil
Nombre d'événements sur l'année, sélectionnés avec en moyenne μ événements par an d'hiver	AN μ	Nombre annuel de pics de débit d'été-dessus du seuil d'automne
Nombre d'événements sur l'année, sélectionnés avec en moyenne μ événements par an de printemps	HN μ	Nombre annuel de pics de débit d'été-dessus du seuil d'hiver
Nombre d'événements sur l'année, sélectionnés avec en moyenne μ événements par an d'été	PN μ	Nombre annuel de pics de débit d'été-dessus du seuil de printemps
Nombre d'événements sur l'année, sélectionnés avec en moyenne μ événements par an	EN μ	Nombre annuel de pics de débit d'été-dessus du seuil d'été

Le travail consiste de considérer les séries des crues indépendantes avec en moyenne un événement par an (Qpic1) et une autre série avec en moyenne deux événements par an pour les séries chronologiques (Qpic2, Pour une durée de 40 ans (1969-2009), les échantillons de Qpic2 comprennent les plus grands 80 pics des crues indépendantes.

Afin d'assurer l'indépendance des différents événements d'inondation, différentes périodes ont été testées pour vérifier la stationnarité (manque de rupture) dans le graphique du nombre cumulé d'événements en fonction du temps, avec une courbe expérimentale qui reste dans les limites de l'intervalle de tolérance à 90 % par le logiciel Prethy (figure VII-10), (Cemagref de lyon –équipe ED2L 2008) le seuil doit être calculé en fonction de la superficie du bassin versant la période d'espacement entre deux crues et bien sur le nombre d'événements par an.

Les variables Qpic1 et Qpic 2 représentent les pics des crues d'un événement et crues de deux événements par an successivement et N μ est le moyen de μ événements par an sur le long de la série. Pour cela, le nombre d'événements de Qpic 2 pour chaque année a été compté.

En plus les séries chronologiques annuelles et saisonnières ont été obtenues, en distinguant chaque année hydrologique est entre (1 octobre-31 décembre) l'automne et l'hiver (1 janvier-31 mars), et le printemps (1 avril-30 juin) et l'été (1 juillet-31 septembre). Par exemple séries chronologiques, de débit maximal annuel de l'hiver (Hmax) représente le plus grand débit journalier moyen de la période d'hiver de chaque année.

Dans le cas de la série chronologique du Qpic, N_{μ} a été séparée par saison des événements d'automne, d'hiver, les événements de printemps et d'été. Par exemple, la série chronologique des nombres des événements avec en moyenne deux événements par an de l'hiver est (HN2) indique le nombre d'inondations durant la période d'hiver, étant donné que, en moyenne, deux événements ont été choisis par an.

Les deux types de débit de crues Q_{max} et Q_{pic} ont été utilisés, pour déterminer la différence entre les crues des quatre saisons.

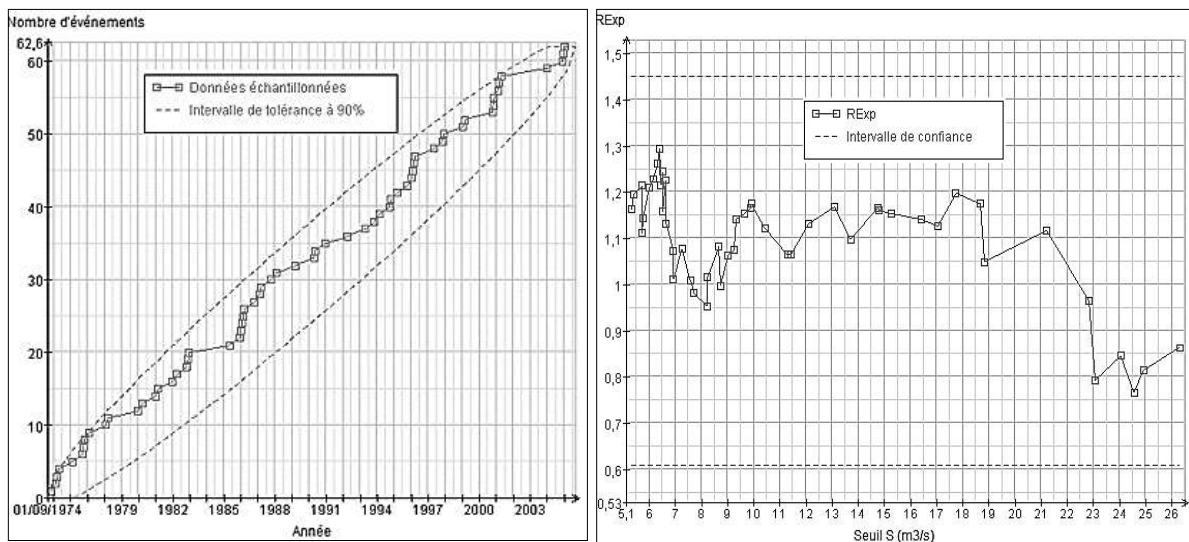


Figure VII-10: Test de la stationnarité de station de Djediouia R4 par logiciel Prethy (Cemagref de Lyon –équipe ED2L 2008 France)

4. Répartition spatiale des tendances des variables de crues

Il existe différentes possibilités pour tester le changement dans une série temporelle hydrologique (Kundzewicz 2004), le test du Mann-Kendall qui est un robuste test non-paramétrique a été utilisé. Le test du Mann-Kendall est particulièrement utile pour l'analyse de l'extrême (Kendall 1975). En particulier, il s'applique à des données n'ayant pas une distribution gaussienne. Il est donc adapté aux données hydrométéorologiques pour lesquelles les distributions sont souvent dissymétriques (Lang 2006).

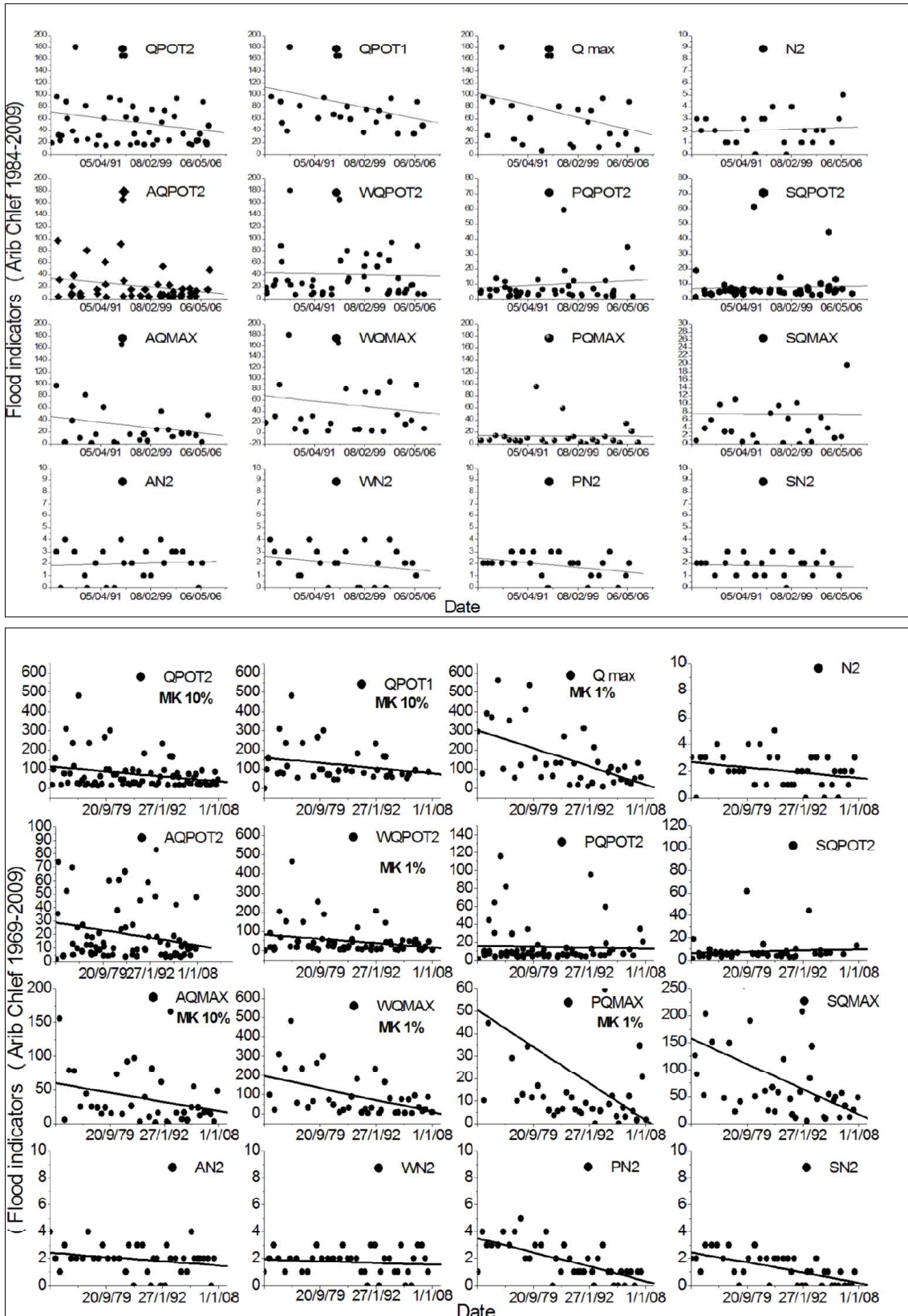


Figure VII-11: Regression linéaire et tendance par le test du Mann Kendall des indicateurs de crues pour la station de Arib chlef entre (1984-2009) et (1969-2009).

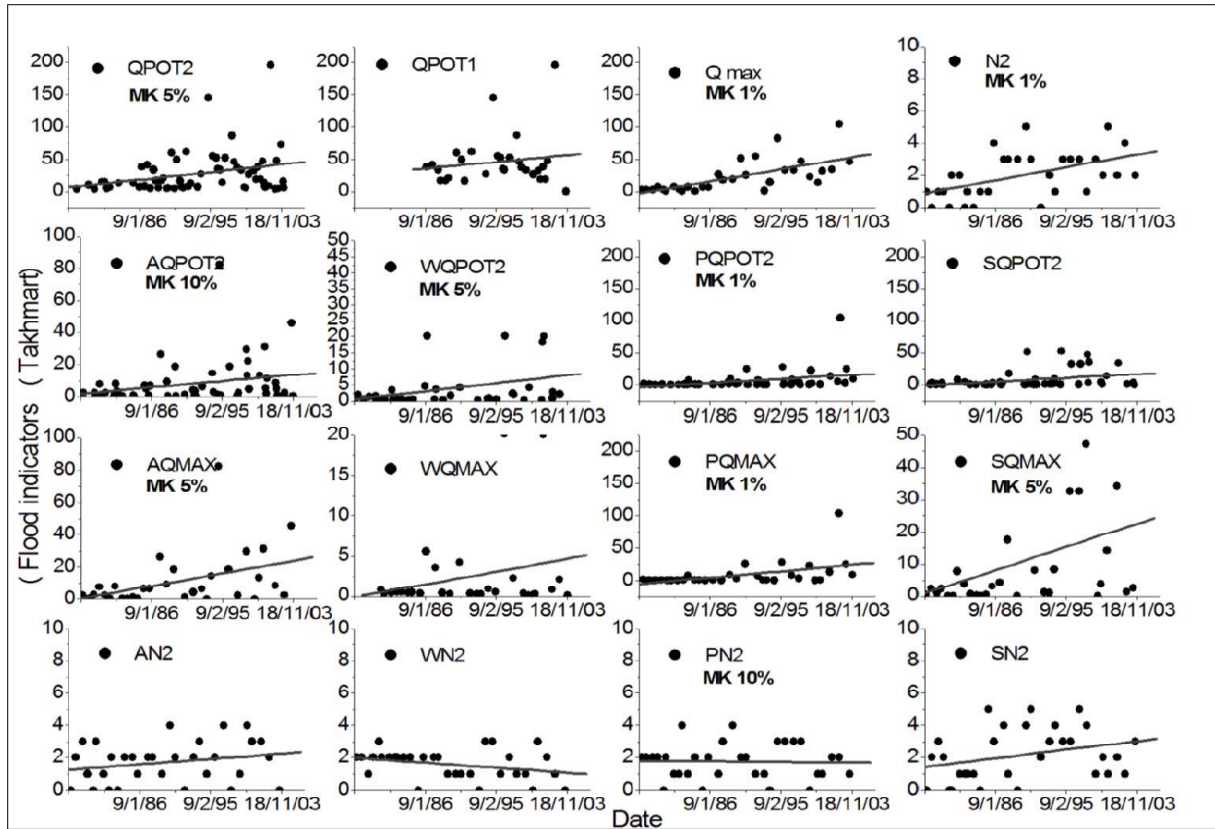


Figure VII-12 : La régression linéaire et tendance linéaire par le test du Mann-Kendall (MK) des indicateurs de crues de la station de Takhmart.

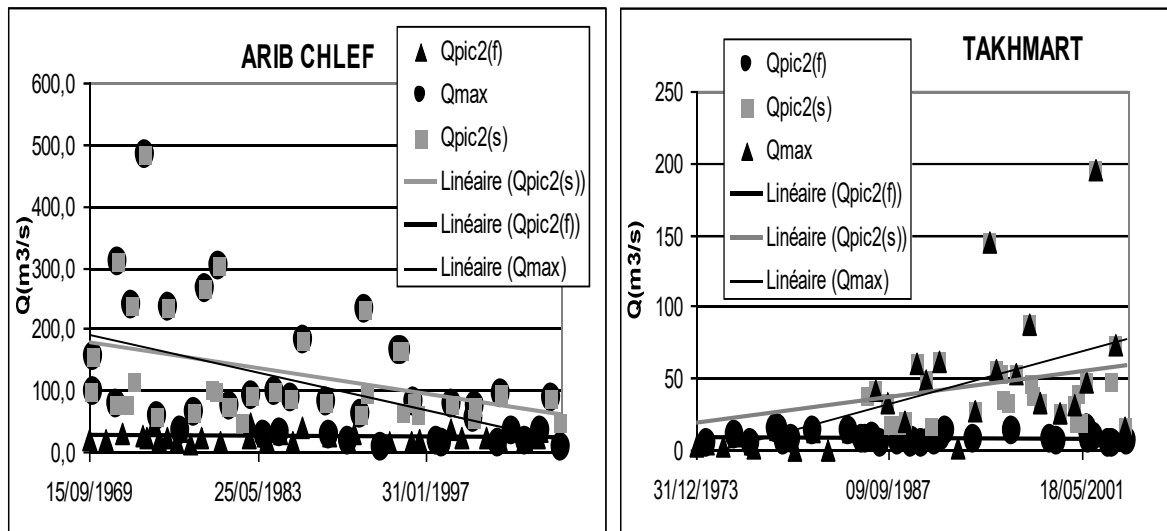


Figure VII-13: Régression linéaire des séries chronologiques de Qmax et Qpic(s) (supérieur a la médiane) et Qpic(f) (inférieur à la médiane).

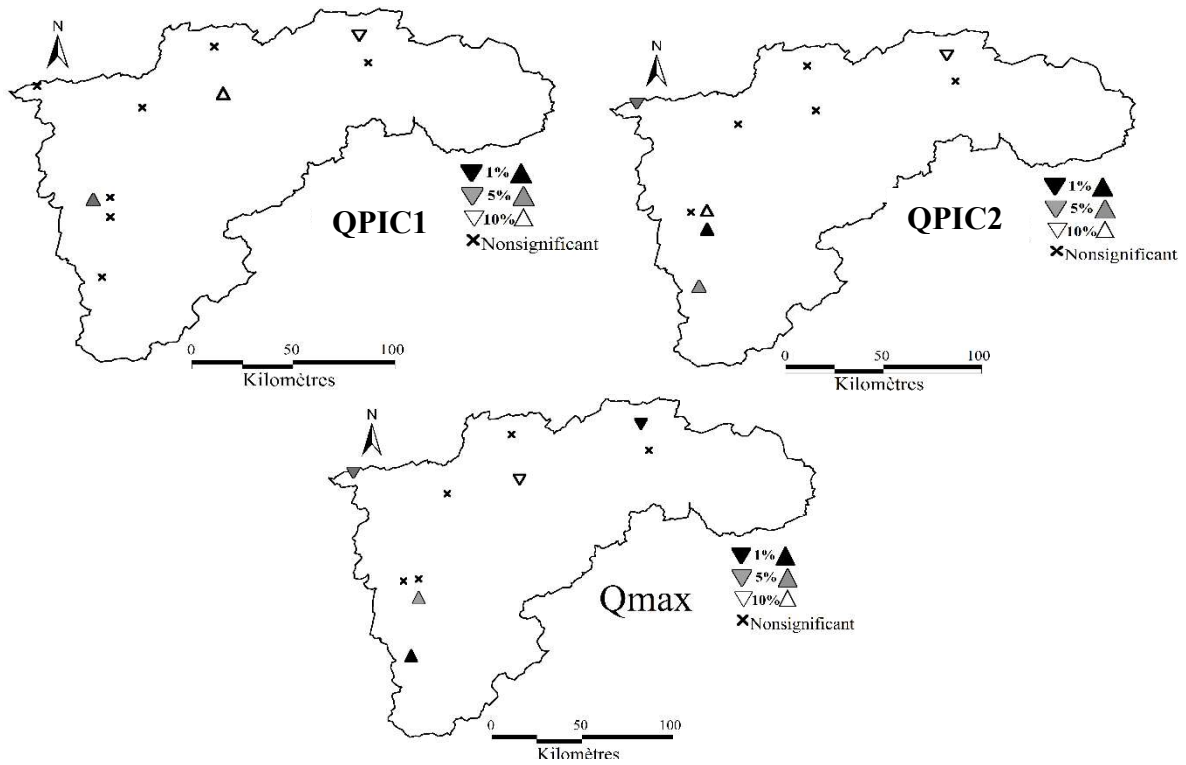


Figure VII-14: La répartition spatiale des tendances par le test du Mann-Kendall des débits annuels maximum Qmax et les débits de sub-seuil avec en moyenne 2 événements par an (Qpic2) et en moyenne d'un événement par an (Qpic1).

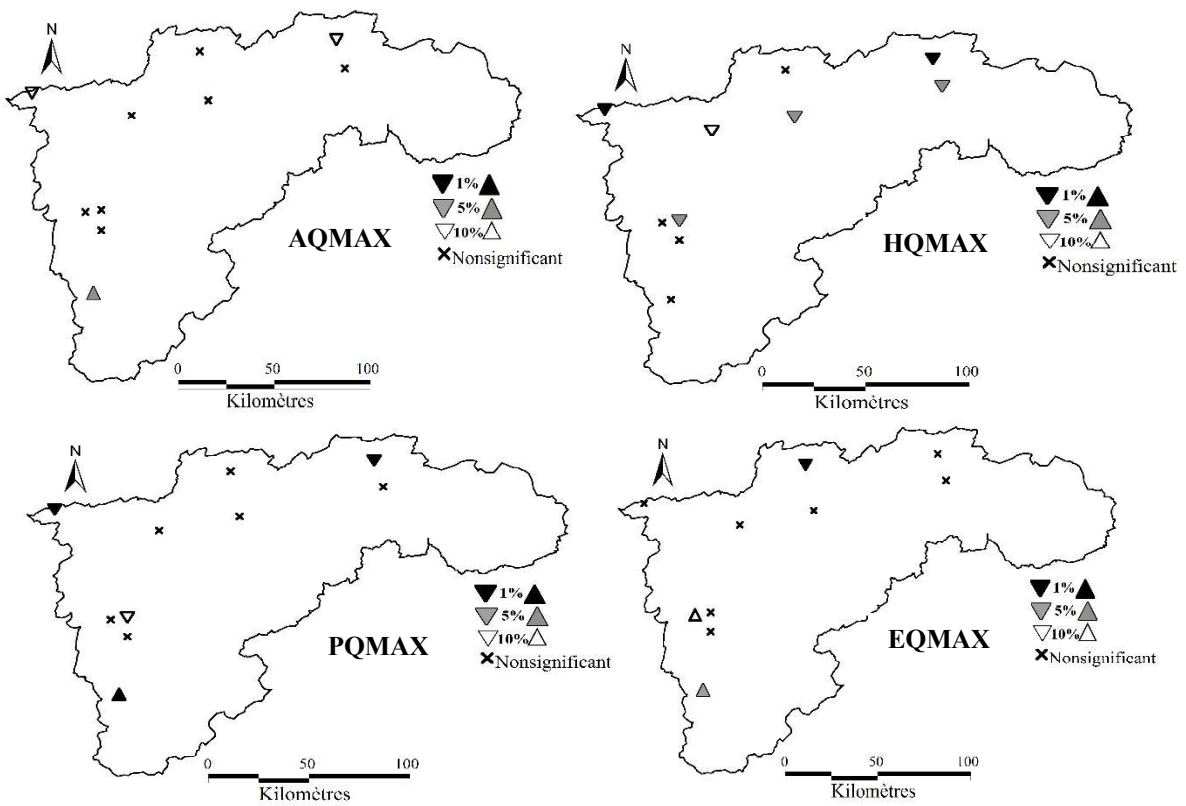


Figure VII-15: La répartition spatiale des tendances des débits maxima saisonniers par le test du Mann-Kendall.

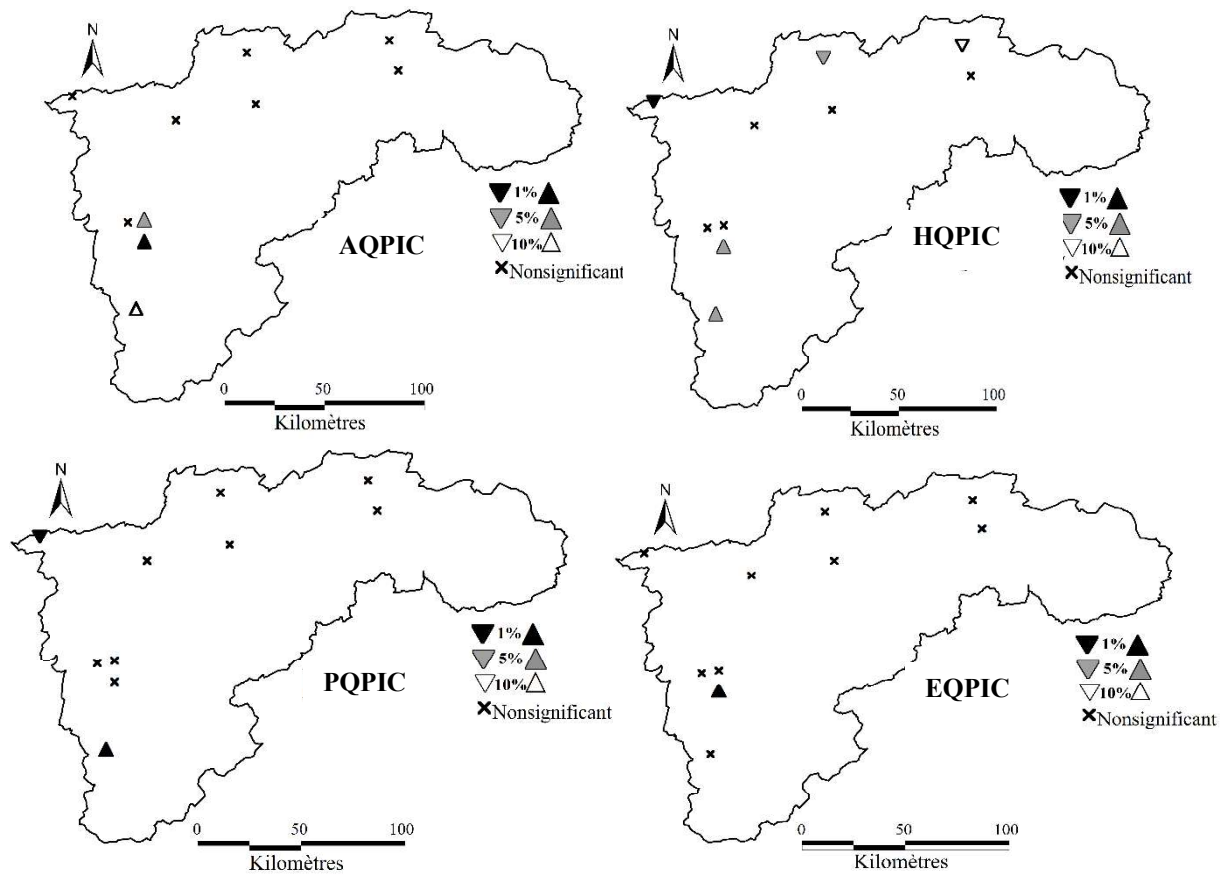


Figure VII-16: La répartition spatiale des tendances des débits de sub-seuil saisonniers par le test du Mann-Kendall.

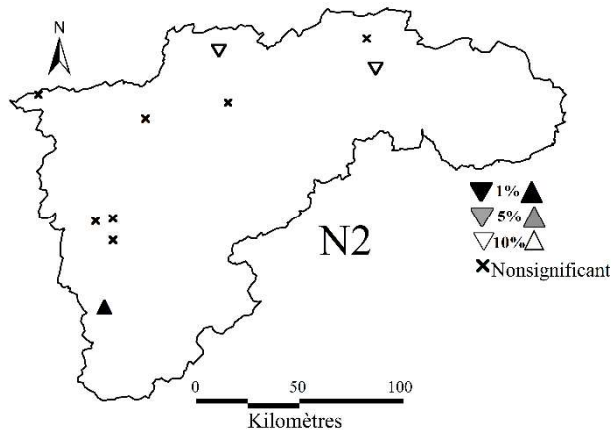


Figure VII-17: La répartition spatiale des tendances de séries de nombre d'événements avec en moyen 2evenement par an (annuelles).

Nous sommes surtout intéressés par la question, s'il y a une cohérence entre la répartition spatiale des tendances des crues à travers notre bassin versant au cours des quatre dernières décennies.

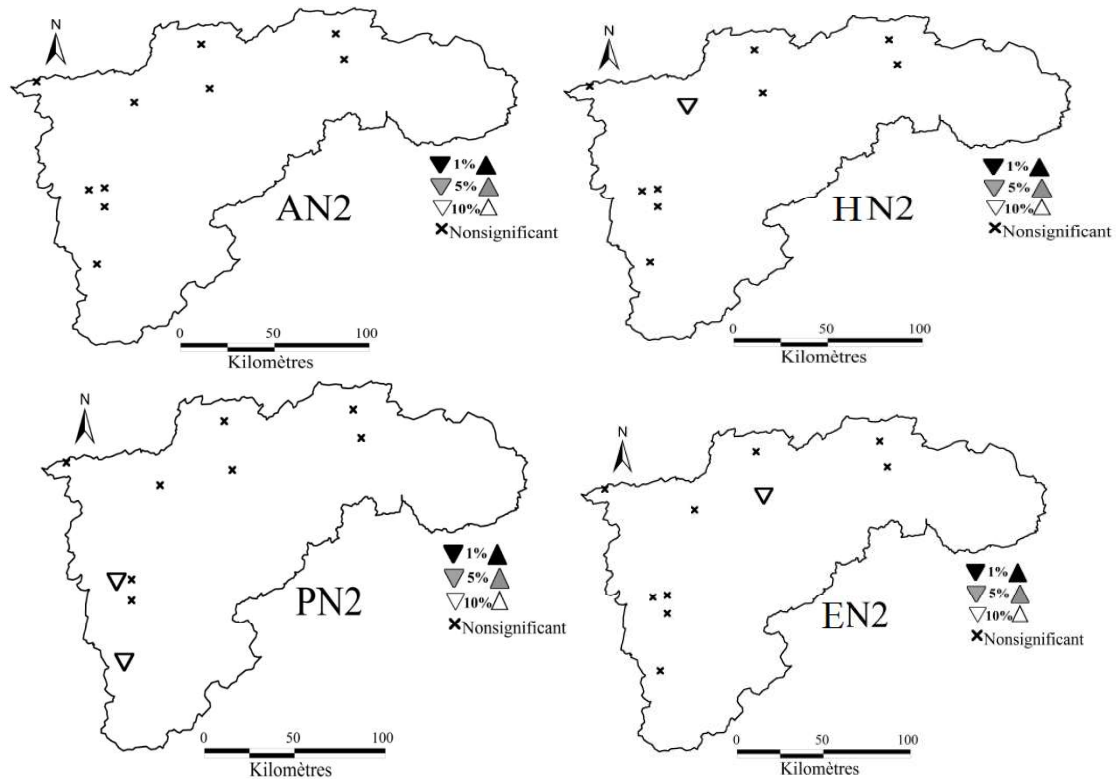


Figure VII-18 : La répartition spatiale des tendances de séries de nombre d'événements avec en moyen 2 évènements par an (saisonniers).

Chacun de ces échantillons a alors fait l'objet d'un test de stationnarité choisi en fonction de l'auto corrélation de la série, du type de distribution suivie par la variable étudiée du type de changement attendu (rupture, tendance ou non connue) et de la longueur de l'échantillon, la tendance estimée, avec la significativité du test (1, 5 ou 10 %).

Analyse des tendances sont exemplairement discutées pour les la station d'Arib Chlef et de Takhmart (figures VII-11, VII-12)

Les figures (VII-14, VII-15, VII-16, VII-17, VII-18) montrent, la répartition spatiale des tendances significative de la hausse et de la baisse pour les différents indicateurs de crue. Les mêmes marqueurs ont été utilisés pour toutes les cartes montrant l'ampleur et la direction des tendances significatives :

Cependant, pour faciliter la compréhension des résultats spatiale, les triangles vers le haut indiquent des tendances significatives à la hausse et les triangles vers le bas montrent des tendances significatives à la baisse.

Les couleurs foncées correspondent sur toutes les cartes à l'importance de signification.

Les figures VII-11, VII-12 montrent les observations et les tendances de régression linéaire sur les seize indicateurs des crues (tableau VII-5).

Pour les deux stations, des tendances significatives ont été détectées pour les séries de Qmax. La comparaison entre les séries de débits maximums annuels avec les débits maximums saisonniers dans le cas de station Arib Chlef montre que les tendances Qmax sont définies par la variation des crues saisonnières (hivernale et printanière et automnale).

Les crues de printemps et d'automne sont nettement plus petites que les crues d'hiver, les deux séries chronologiques saisonnières montrent des tendances à la baisse, cependant, elles sont

significatives au niveau de signification de 1%. Dans le cas de Takhmart, les crues de l'été sont plus importantes que les crues d'hiver, mais les tendances de crues printanières sont plus significatives que celle d'hiver ainsi que les tendances automnales en deuxième classe.

Des tendances significatives à la baisse ont été détectées pour trois stations pour une signification de l'ordre de 1% pour les débits maximums du printemps.

Les tendances des séries de Qpic1 et Qpic2 ont la même allure que celle de Qmax, tandis que Qpic1 montrent des tendances de faible signification par rapport au (Qmax et Qpic2) puisque le seuil dans ce cas est plus important. Cela signifie qu'une augmentation significative du nombre de pointes de débit au-dessus du seuil (Qpic2) n'est pas nécessairement conformée à une augmentation significative de l'amplitude de ces pics (Qpic1). Ce résultat corrobore avec celui de Svensson et al. (2005), pour comprendre cet écart, les séries chronologiques de Qpic2 ont été séparées en trois parties selon la moyenne du nombre d'événements choisis, dans notre cas elles seront divisées en deux parties supérieures, et inférieures à la médiane de la série (Figure VII-13), en suite, on compare Qmax avec ces deux échantillons pour les deux stations.

Une tendance de diminution a été détectée pour les séries de Qpic2(f) inférieur à la médiane.

Les séries de Qmax diminuent de manière significative pour la première station d'Arib Chlef cette diminution montre l'existence de crues inférieures au seuil de Qpic2 à la fin de la période étudiée par contre, la deuxième station, de Takhmart on remarque une augmentation très importante de Qmax qui signifie la présence de crues annuelles inférieures au seuil de Qpic2 au début de la période d'étude.

Les séries chronologiques N2 des deux stations montrent un comportement semblable (Figures VII-11, VII-12), les tendances dans N2 sont à la baisse avec de faibles significations. Les séries saisonnières de N2 donnent des tendances à la baisse avec de faibles significations pour les quatre saisons (PN2,HN2,PN2,EN2), c'est-à-dire le nombre des événements de crues au cours de ces saisons a diminué.

Pour la station de l'Elababssa on note seulement que le débit Qmax représente une tendance de baisse significative.

Les analyses des tendances des crues maximales hivernales HQmax ont donné des résultats similaires que ceux des débits maximums annuels dont quatre stations représentant des tendances significatives dans les deux séries de débits crue Qmax et HQmax en même temps.

Les figures VII-14, VII-15, VII-16 montrent clairement que la répartition spatiale de toutes les tendances de baisse est localisée dans le Nord du bassin tandis que les tendances à la hausse sont positionnées à l'Ouest du bassin versant.

Trois stations, pour les débits maximums d'été et d'automne (EQmax) et (AQmax) successivement, représentent le plus petit nombre de tendances significatives alors que le débit maximum annuel printanier est classé en 2^{ème} position selon le nombre de tendances significatives et même le niveau de signification.

L'analyse des tendances des EQmax et AQmax montre des tendances à l'augmentation et de diminution, contrairement à celles de HQmax et PQmax qui sont toutes à la baisse.

Toutes les tendances significatives pour les seize indicateurs de crues des quatre stations à savoir : Takhmart, Ain Amara, Sidi AEK Dj et Oued Elabtal indiquent des tendances d'augmentation.

Les séries de Qpic1 ont montré des tendances moins significatives que les séries de Qpic2 tandis qu'il y a des stations qui ne sont pas significatives en Qpic2, mais elles sont significatives en Qpic1. Ceci indique que la tendance de hausse dépend de l'augmentation du seuil.

Les deux stations d'Arib Chlef et de Takhmart peuvent être prises comme des exemples démonstratifs de ce comportement où les changements significatifs du Qmax ne correspondent pas à ceux de Qpic2.

Les séries chronologiques de N2 ne montrent pas de tendances significatives à travers la région d'étude, et toutes les tendances significatives sont à la baisse pour N2 et pour les AN2, HN2, PN2 et EN2. Néanmoins, le niveau de signification ne dépasse guère les 10% à l'exception de la station de Takhmart où l'on trouve une tendance à l'augmentation non significative en été (figures VII-12).

Le test des tendances des séries chronologiques de la station d'Arib Chlef ne montre aucune tendance significative, du fait que l'année 1984 constitue l'année de mise en eau du barrage de Harezza et de Deurdeur, de ce fait la station de Arib Chlef est influencée par les barrages.

Une analyse des tendances de la série N2 a été réalisée en utilisant la série Qpic2.

La figure VII-17 indique qu'aucune tendance significative n'a été détectée, car une seule tendance ascendante a été repérée dans le bassin de la Mina à la station de Takhmart et deux tendances à la baisse dans le Nord du bassin du Chélif. Aucune tendance n'a été détectée pour les séries saisonnières d'évènements de crues d'automne. Cependant, au printemps, on signale deux tendances à la baisse pour le PN2 dans le sud du bassin versant de la Mina, alors qu'en hiver et en été seulement une tendance à la baisse significative a été remarquée dans le Nord du bassin versant du Chélif (figure VII-18).

La figure VII-19 résume les résultats pour les seize indicateurs concernant les dix stations ayant des tendances significatives.

Enfin, une étude a été réalisée sur la dépendance du changement dans les tendances des indicateurs de crue, par rapport à la grandeur de la surface. À cet effet, les changements significatifs et non significatifs identifiés par la pente de sen, ont été déterminés pour chaque indicateur de crues puis appliqués tout au long du bassin versant (figure VII-20, VII-21).

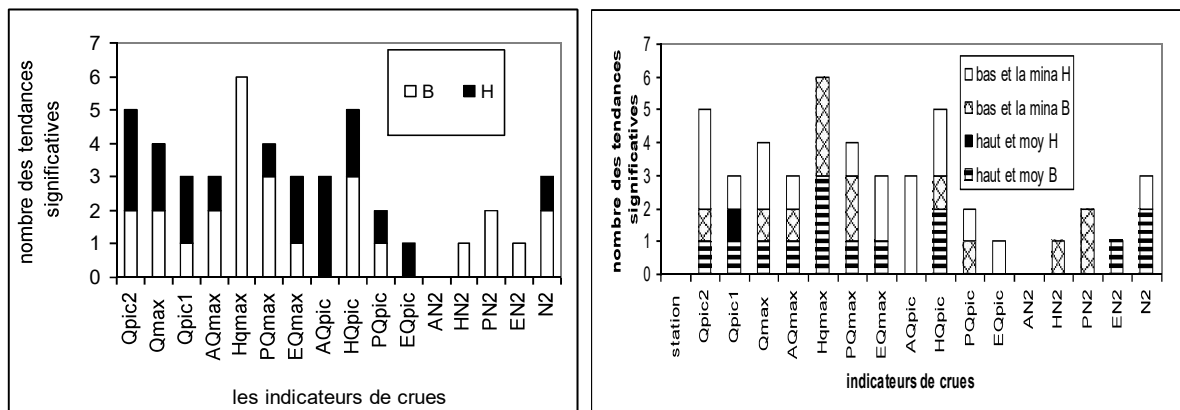


Figure VII-19: Nombre des tendances significatives de la baisse(B) et de la hausse(H) pour les 10 stations en fonction des indicateurs des crues

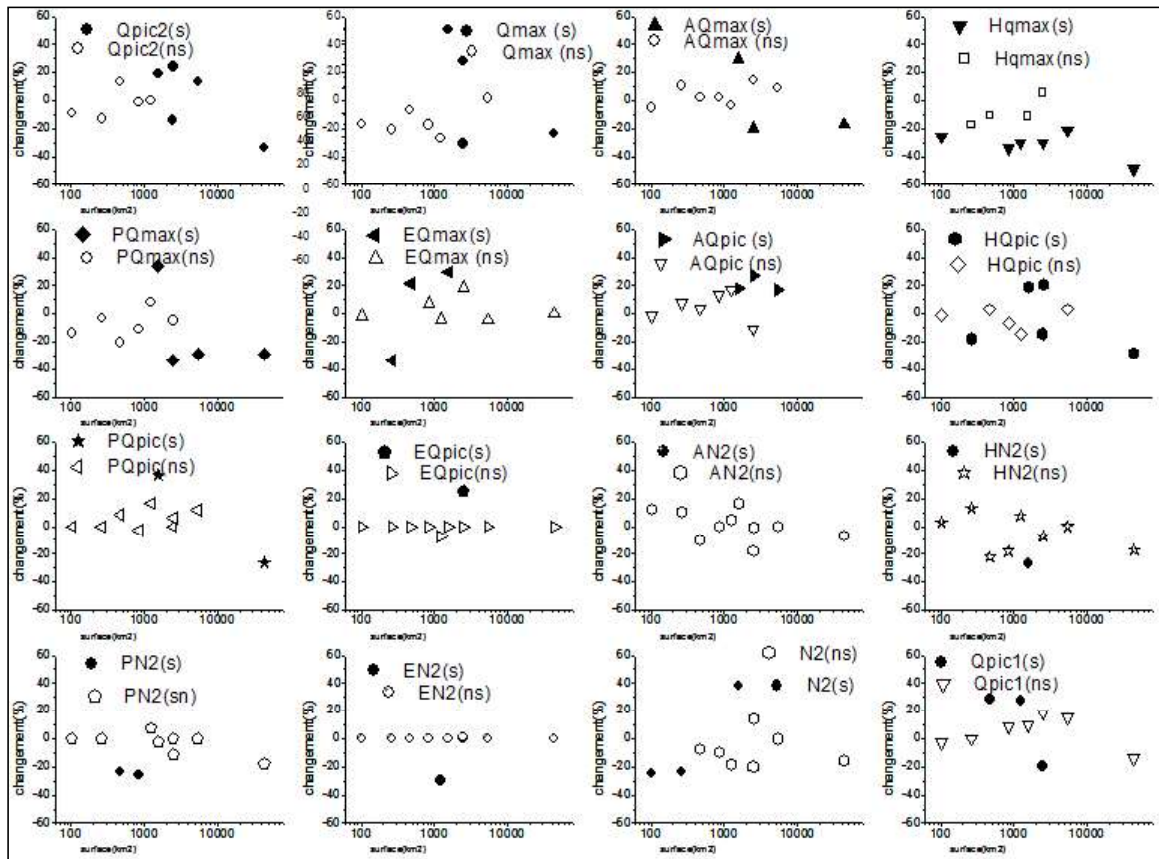


Figure VII-20: Changement des indicateurs selon le taux de Kendall en fonction de la variation spatiale

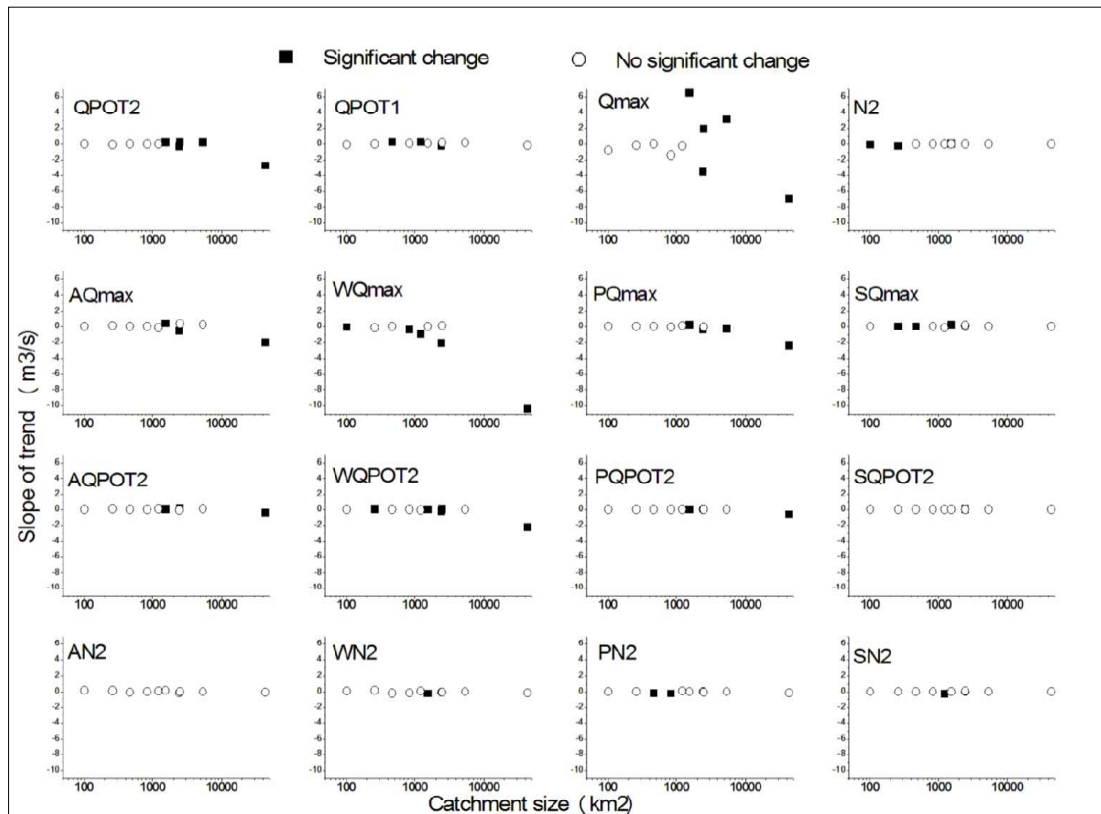


Figure VII-21 : Changement des indicateurs selon la pente Sen (m3/s) en fonction de la variation spatiale

5. Analyse des tendances des variables de crues

L'analyse des tendances pour les seize indicateurs des crues pour les 10 stations à travers le bassin du Chélif (haut, moyen et bas et la Mina) indique que le risque lié aux crues dans le bassin s'est aggravé au cours des quatre dernières décennies, en particulier l'ouest du bassin versant.

La plupart des changements ont été détectés à l'Ouest, et au Nord du bassin versant. En outre, l'analyse des changements les plus importants (figures VII-15, VII-16) a été révélée pour la saison d'hiver suivi par l'automne et puis le printemps et à la fin l'été.

À partir des Figures VII-20, VII-21, on remarque qu'environ 50% des stations dans l'Ouest ont des tendances significatives à la hausse pour les indicateurs : Q_{max} , Q_{pic2} , HQ_{pic2} . Par contre, 50% restant ont des tendances à la baisse dans le Nord du bassin.

Les tendances de Q_{max} que ce soit à la hausse ou à la baisse sont indépendantes des tendances de HQ_{max} , ces dernières étant toujours en baisse sur la l'ensemble des stations d'étude qui ont donné des tendances significatives.

À la station Arib Chlef, située dans la région amont d'oued Chélif, les indicateurs d'inondation ont montré une tendance à la baisse au cours des 40 dernières années (Figure VII-11). Celles-ci sont dues à la présence de trois barrages, l'un construit en 1939 sur l'oued Chélif, et les autres ont été construits en 1984 sur les affluents de l'oued Chélif près de la station amont Arib Chlef (figure VII-9). Le volume d'écoulement annuel moyen de ces deux derniers barrages est de $21,84 \times 10^6 m^3$, ce qui ne représente que 2,5% du volume annuel moyen d'oued Chélif.

Par contre, au cours de la deuxième période (1984 à 2009), ces indicateurs ont montré de légères tendances à la baisse (figure VII-11). Les indicateurs d'inondation à la station de Sidi Belattar montrent une forte tendance à la baisse (figure VII-16). Cette tendance est significative au niveau de confiance de 99%. Ce résultat est dû à la présence de 12 barrages (figure VII-9), ce qui représente 69,27% du ruissellement annuel enregistré dans le bassin du Chélif régulé par ces réservoirs. Il convient de noter que d'autres barrages sont en construction, mais n'ont pas été pris en compte dans cette étude.

Pour le bassin versant de l'oued Mina, la période d'observation de la station Oued El Abtal est de 1969 à 2009. Le régime hydrologique à l'aval est influencé par un barrage construit en 1936. En général, les tendances de tous les indicateurs de crue des deux stations d'Oued AEK et d'Oued El Abtal ne sont pas significatives.

Le Nord-Ouest et le centre de l'Algérie ont été particulièrement touchés par la sécheresse durant la période 1975-2007, entraînant une diminution significative des précipitations et des ressources hydriques avec des conséquences graves dans le domaine agricole enregistrées en 1981 et 1989 (Meddi et al 2014).

Ainsi, nos résultats de tendances décroissantes, en particulier dans le Nord du bassin versant du Chélif, sont d'une part dus à la diminution des précipitations et d'autre part directement ou indirectement, causés par la présence des barrages ces conditions conduisent à une diminution des écoulements directs et par conséquent pour les débits de pointe ainsi que tous les autres indicateurs de crues. L'étude des séries temporelles des pluies journalières extrêmes (PJ_{max}) et les pluies totales (Pt), ont montré des tendances significatives à la baisse (Taïbi 2011).

Les tendances significatives à la hausse des indicateurs de crues, dans le bassin versant de la Mina, peuvent être expliquées par le développement de la population ce qui conduit l'augmentation continue des zones urbaines et l'imperméabilisation des sols ainsi que le nombre d'évènements intenses qui conduit à des ruissellements importants.

En effet, la dégradation des terres attribuée à une diminution du couvert de surface avec l'érosion accrue qui a été démontrée dans le bassin de la Mina (Toumi, 2013, Touaibia, 2000).

La couverture végétale a diminué de 856 km² entre 1987 et 2009 (Toumi, 2013).

Selon l'ABHCZ (Agence du Bassin de Chlef Zarhrez), il y avait 340 373 habitants en 2000, cette population a atteint 427 287 habitants en 2010 et devrait atteindre 895 271 habitants en 2020. Plus précisément, le taux de croissance démographique a atteint 4,9%.

Les résultats relatifs aux indicateurs de crue indiquent qu'aucune dépendance d'échelle ne peut être observée, où l'amplitude (pentes de Sen et tau de Kendall) et les tendances significatives sont indépendantes de l'échelle spatiale. Les changements observés dans les comportements des crues sont liés au climat et aux activités humaines qui sont devenus de plus en plus étendus dans le bassin du Chéouli au cours des quatre dernières décennies.

En général, ces résultats concordent avec des résultats similaires menés en Espagne par Mediero et al. (2014) où ils ont constaté une nette tendance à la baisse du débit maximal annuel en hiver (HQ_{max}). Finalement on peut dire que les tendances significatives à la hausse des indicateurs de crues qui ont été détectés pour le bassin versant de la Mina sont dues à l'importance de l'aménagement urbain. Ces constatations et résultats sont également en accord avec ceux obtenus par Faccini et al. (2015) en Italie, en particulier dans les zones côtières de la Méditerranée au cours de la période 1833-2013.

Comme nous l'avons mentionné auparavant, la construction de barrages entraîne une réduction des rejets de sédiments et une augmentation de la couverture végétale ainsi que la superficie des terres agricoles, ce qui conduit à une diminution des écoulements directs et des débits de pointe. Ces conclusions sont en concordance avec celles émises par Snoussi et al. (2007) au Maroc et dans le cours inférieur du fleuve Sénégal en Afrique de l'Ouest

Conclusions

Il existe plusieurs hypothèses pour expliquer le déroulement des crues. Ces hypothèses s'appuient sur l'identification des caractéristiques physiques des bassins et les observations réalisées sur les couples pluie –débit (averse-crue).

L'étude des crues a permis de mettre en évidence plusieurs caractéristiques de l'écoulement en crue du bassin versant du Chéouiff.

L'analyse des résultats indique que généralement chaque station possède des spécificités différentes relatives à la réponse aux deux types de pluies à savoir : les averses intenses et isolées dans le temps et les pluies longues et peu intenses au cours desquelles sont enregistrées des averses un peu plus fortes ainsi que les caractéristiques des sols et l'état de surface selon le couvert végétal.

D'une manière générale les caractéristiques des crues de la région d'étude indiquent que :

Le décalage entre le pic de la crue et le pic de la pluie (p_{jmax}) est de l'ordre d'un jour, parfois tellement l'intensité de la pluie est forte que la réponse du bassin est rapide et importante dans le même jour du pic de la pluie. Par contre, pour les grands bassins, selon la surface et spécialement les points influencés (par barrage...), la réponse peut dépasser trois jours.

La pluie maximale et la pluie cumulée (pt) de l'averse ne sont pas suffisantes pour exprimer la réponse du bassin versant par les pics des crues surtout pour les grands bassins versants donc, il existe des facteurs qui influent sur cette réponse (l'état du sol, les caractéristiques géomorphologiques, changement du poste pluviométrique ou hydrométrique,ect...).

L'analyse des couples pluie-débit indique que l'abondance des crues est enregistrée en automne (septembre, octobre) et durant la saison froide (février et mars).

-Les volumes des hydrogrammes de crues les plus abondantes sont enregistrés avant la pointe de la crue, dans ce cas le risque d'inondation est majeur.

Les tendances sont très significatives des indicateurs des crues pour les 10 stations hydrométriques, distribuées sur le long des cours d'eau du bassin versant du Chéouiff.

Ces tendances sont représentées par des hausses dans la région ouest du bassin tandis que les tendances à la baisse sont localisées dans le Nord de la région (le haut et le moyen Chéouiff). La plupart des changements sont détectés à l'Ouest du bassin (la Mina et le bas Chéouiff). L'analyse des résultats a révélé que les plus grands changements saisonniers apparaissent en hiver suivi par l'automne et après vient le printemps et à la fin l'été.

-Les tendances de diminution de débit maximum hivernal (H_{max}) traduisent par les diminutions des précipitations hivernales qui sont indépendantes de la variation des tendances (hausses et baisses) de Q_{max} , Q_{pic1} et Q_{pic2} .

La diminution des précipitations, la croissance de la population et la dégradation du couvert végétal expliquent les tendances à l'augmentation des séries du Q_{max} et du Q_{pic2} dans l'ouest du bassin. Par contre, toutes les tendances de baisse enregistrées, dans le Nord de notre région sont justifiées par la diminution des précipitations ainsi que les changements provoqués par l'homme sur les cours d'eau et en particulier la réalisation de barrages.

Il a été constaté aussi que la superficie n'a pas d'influence directe sur les tendances des indicateurs des crues.

Conclusion générale

Conclusion générale

Ce travail avait pour objectif d'étudier l'influence du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques (crues) dans le bassin du Chéouiff, c'est-à-dire peut-on détecter des changements dans les séries hydro-pluviométriques ainsi que celles des indicateurs de crues sur la période 1969 jusqu'à 2009 pour comprendre le comportement sur les relations existantes entre la variabilité du climat et celle des débits et spécialement les crues.

L'étude de changement climatique est indispensable pour la conception, la gestion et le contrôle des ressources en eau surtout avec l'intensification de leurs pénuries au fil du temps d'une manière inquiétante.

On peut considérer l'homme comme le grand responsable du réchauffement climatique que l'on connaît actuellement. Et les activités humaines émettent depuis plus de deux siècles des gaz à effet de serre de manière croissante où l'élévation de la température au sol et des océans représentant des conséquences directes de ce dernier.

Cette étude nous a permis de dresser un état des lieux des méthodes disponibles telles que le test du Pettitt et le test du Mann-Kendall pour la détection des changements dans une chronique. On s'est intéressé à définir de façon plus précise la notion de stationnarité puis on tentera de comprendre les causes de non-stationnarités d'une série chronologique hydropluviométrique. Le bassin du Chéouiff est limité au Nord, par la mer méditerranéenne et l'atlas Saharien au Sud la complexité de la physiographie du relief de la région et le reflet de la nette opposition topographique Tell-Hautes Plaines qui le caractérise. Le bassin du Chéouiff, est soumis à l'influence conjuguée de la mer, du relief et de l'altitude, il présente un climat de type méditerranéen extra tropical tempéré est en grande partie responsable de la variabilité des conditions hydro-climatiques du bassin. Il est caractérisé par une longue période de sécheresse estivale variant de 3 à 4 mois sur le littoral, de 5 à 6 mois au niveau des Hautes Plaines.

Ce travail a permis d'analyser les données hydro-pluviométriques observées à l'échelle spatiale, temporelle couvrant d'une manière uniforme la région d'étude.

L'étude de la variabilité des précipitations a été réalisée dans le but de la caractérisation de la sécheresse météorologique caractérisée par un déficit pluviométrique. Dans ce contexte, plusieurs indices de sécheresse sont proposés et calculés dans ce travail.

l'analyse des données pluviométrique par la méthode des variables centrées réduites (SPI) des totaux annuels, appliquées sur les stations de la région d'étude a mis en évidence une succession de deux phases, un long épisode globalement déficitaire qui s'est étendu entre le début des années 80 et la fin des années 2000, une période globalement pluvieuse, qui aurait commencé au début des années 70 et qui persiste jusqu'à 80 tandis que la dernière période entre 2000-2009 où la plupart des stations indiquent une sécheresse modérée avec un pourcentage dépasse 50% pour la majorité des stations. Les résultats obtenus par l'étude de la sévérité de la sécheresse, en utilisant différentes méthodes comme celles des quintiles et des terciles, confirment la persistance et l'abondance des années déficitaires durant les deux dernières décennies.

L'étude de la stationnarité des pluies annuelles a permis de localiser une modification du régime pluviométrique par des ruptures enregistrées au début des années 80 pour le Nord-Ouest du

Conclusion générale

bassin versant et 1987 pour le Nord –Est avec des diminutions atteignant 42% dans la station de Djidiouia (Bassin de la Mina) avec une pente de baisse de sen égale à 3 (le test du Mann Kendall est significatif).

Les mêmes tests ont été appliqués sur les séries chronologiques des pluies saisonnières indiquant une réduction pluviométrique, avec des diminutions qui ont été enregistrées au printemps à la fin des années 70, en deuxième position vient l'hiver où les ruptures ont apparu vers la fin des années 80 tandis qu'un automne le régime est quasi-stationnaire. Se sont donc les pluies de printemps qui traduisent le mieux la non stationnarité des séries pluviométriques annuelles.

À l'échelle mensuelle il est à remarquer que se sont les mois de décembre, de mars, d'avril et juin qui ont enregistré des ruptures et des tendances de baisses les plus significatives et les plus importantes tandis que septembre, octobre, novembre, juillet et août ont indiqué des tendances et des ruptures d'augmentation, alors que les autres mois sont presque stationnaires.

L'étude des séries chronologiques des 13 indices pluviométriques, retenus dans cette étude, ont mis en évidence des ruptures et des tendances de baisse à l'échelle annuelle avec une certaine augmentation pour les indices de totales pluies $P > 95^{\text{ème}}$ centiles et leurs contributions par apport aux totaux des pluies $p > 0.1\text{mm}$.

L'étude de stationnarité indique des diminutions presque dans les 12 mois à l'exception les mois de septembre et d'août où on a enregistré majoritairement des tendances d'augmentations pour les 13 indices. Notant que les tendances des indices de la classe des pluies $P > 0.1\text{mm}$ sont les plus significatives par rapport les indices aux autres classes.

Presque toutes les stations étudiées ont enregistré une tendance significative à la baisse du débit moyen annuel ces résultats conduisant au final à une réduction des ressources en eau dans notre zone d'étude dépassant les 45%. Cette évolution semble principalement liée à l'allongement des périodes d'étiages, mais aussi dans les séries des hautes eaux qui enregistrent des tendances de baisses très considérables.

La diminution des précipitations, la diminution significative des débits et les activités humaines ont pu contribuer à la diminution générale des écoulements des cours d'eau, et par conséquent les ressources en eau du bassin d'étude.

L'étude des crues a permis de mettre en évidence plusieurs caractéristiques des écoulements en crue des bassins versants de Chélif selon les stations hydro-pluviométriques choisies dans cette étude. En plus, la structure des pluies joue un rôle important dans l'explication du déroulement et la réponse des crues.

L'analyse des résultats indique que généralement chaque station possède des spécificités différentes relatives à la réponse aux deux types de pluies à savoir : les averses intenses et isolées dans le temps et les pluies longues et peu intenses au cours desquelles sont enregistrées des averses un peu plus fortes ainsi que les caractéristiques des sols et l'état de surface selon le couvert végétal.

D'une manière générale les caractéristiques des crues de la région d'étude indiquent que :

-Le décalage entre le pic de la crue et le pic de la pluie ($p_{j\max}$) est de l'ordre d'un jour, parfois tellement l'intensité de la pluie est forte que la réponse du bassin est rapide et importante dans

Conclusion générale

le même jour du pic de la pluie. Par contre, pour les grands bassins, selon la surface et spécialement les points influencés (par barrage...), la réponse peut dépasser trois jours. D'une manière générale, la plupart des crues importantes résultent après une courte durée de pluie avant le jour du pic de la crue.

-La pluie maximale et la pluie cumulée (pt) de l'averse ne sont pas suffisantes pour exprimer la réponse du bassin versant par les pics des crues surtout pour les grands bassins versants donc, il existe des facteurs qui influent sur cette réponse (l'état du sol, les caractéristiques géomorphologiques, changement du poste pluviométrique ou hydrométrique, ect...).

-L'analyse des couples pluie-débit indique que l'abondance des crues est enregistrée en automne (septembre, octobre) et durant la saison froide (février et mars).

-Les volumes d'eau importants sont enregistrés avant le débit de pointe où le risque de crue est majeur dans ce cas.

-Les tendances sont très significatives des indicateurs des crues pour les 10 stations hydrométriques, distribuées sur le long des cours d'eau du bassin versant du Chélib. Ces tendances sont représentées par des hausses dans la région ouest du bassin tandis que les tendances à la baisse sont localisées dans le Nord de la région (le haut et le moyen Chélib). La plupart des changements sont détectés à l'Ouest du bassin (la Mina et le bas Chélib). L'analyse des résultats a révélé que les plus grands changements saisonniers apparaissent en hiver suivi par l'automne et après vient le printemps et à la fin l'été.

Les tendances de diminution de débit maximum hivernal (H_{max}) traduisent par les diminutions des précipitations hivernales qui sont indépendantes à la variation des tendances (hausses et baisses) de Q_{max} , Q_{pic1} et Q_{pic2} .

La diminution des précipitations, la croissance de la population et la dégradation du couvert végétal expliquent les tendances à l'augmentation des séries du Q_{max} et du Q_{pic2} dans l'ouest du bassin. Par contre, toutes les tendances de baisse enregistrées, dans le Nord de notre région sont justifiées par la diminution des précipitations ainsi que les changements provoqués par l'homme sur les cours d'eau et en particulier la réalisation de barrages.

Il a été constaté aussi que la superficie n'a pas d'influence directe sur les tendances des indicateurs des crues.

Nos résultats soulignent la nécessité d'analyser en profondeur le comportement des inondations pour mieux cerner les problèmes liés à la gestion des risques d'inondation notamment la conception des ouvrages de protection.

Ainsi que les changements observés dans le comportement des crues sont induits par le climat d'une manière générale.

Selon les résultats trouvés, on peut dire que l'aménagement dans les cours d'eau tel que les barrages peut réduire le risque des inondations après avoir diminué l'amplitude des indicateurs des crues.

Références
bibliographiques

- Agence de Bassin Hydrographique de CHÉLIF Zahrez 2013 .Atlas de la sous-région 01,02,03.
- Agnes L. (2013). Renforcement Statistique Séries chronologiques. ISMAG Université de Toulouse 2 le Mirail. France, MASTER 1 - MI0B246X,67p
- Agnes, L. (2011). Séries Chronologiques. ISMAG. Université de Toulouse le Mirail, France. MASTER 1 - MI0B246X, 53P.
- Aguilar, E. et al. (2005). Changes in precipitation and temperature extremes in Central America and northern South America, 1961–2003. *Journal of Geophysical Research. Atmospheres* 110(D23) VOL. 110, D23107, doi.10.1029/2005JD006119.
- Ahmed, A. E. S. (2002). Initiation à l'hydrologie de surface. Editions Distribution HOUMA, Alger.12-17.
- Alibou, J. (2002). Impacts des changements climatiques sur les ressources en eau et les zones humides du Maroc. Table Ronde Régionale en Méditerranée Athènes, Grèce.1-39.
- Allen, P. A. (2009). *Earth surface processes*, John Wiley & Sons,416P
- Ambroise, B. (1998). Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré.1-processus et facteurs. *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science* 11(4).471-496.
- Ambroise, B. (1998). La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant. Processus, facteurs, modeles, Editions* H* G* A, Bucarest, 206p.
- Aoki, M. (2013). *State space modeling of time series*, Springer Science & Business Media,323P.
- Archaux. F. (2003). Avifaune et changement climatique. *Birds and climate change. Vie et milieu* 53(1).33-41.
- Arrouays.D;J.Balesdent,J.-C.Germon, P.-A.Jayet, J.-F.Soussana,P.Stengel and D.Bureau (2002). Contribution à la lutte contre l'effet de serre (stocker du carbone dans les sols agricoles de France?)1-33p
- Assani A.A. 1997. Recherche d'impacts d'une retenue sur le comportement d'une rivière ardennaise (Hydrologie sédimentologie morphologie et végétation); cas du barrage de Butchenbach sur la Warche (Belgique)[Ph.D. thesis] .Liège Belgium University of Liège .482 p
- Bal, J.-L. and B. Chabot (2001). Les énergies renouvelables. État de l'art et perspectives de développement. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science* 333(12).827-834.
- Bao Z, Zhang J, Wang G. 2012. Attribution for decreasing streamflow of the Haihe River basin northern China. *Climate variability or human activities. J. Hydrol* 460–461 .117–129.
- Barbault, R. changements climatiques et biodiversité .In :Biodiversité. La contribution du Muséum national d'Histoire naturelle Hachette, Paris ,1997.
- Bard, E. L'homme face au climat.symposium annuel .college de France. Odile Jacob,2006 , 446p.
- Barker, P. A. R. Wilby and J. Borrows (2004). A 200-year precipitation index for the central English Lake District/Un indice de précipitation de 200 ans pour la Région des Lacs en Angleterre. *Hydrological Sciences Journal* 49(5).769-785.
- Baroni, M. M. H. Thiemens, R. J. Delmas and J. Savarino (2007). Mass-independent sulfur isotopic compositions in stratospheric volcanic eruptions. *Science* 315(5808).84-87.
- Barriuso, E. R. Calvet, M. Schiavon and G. Soulas (1996). Les pesticides et les polluants organiques des sols. *Etude et gestion des sols* 3(4).279-296.
- Barthélémy, F. (1997). Tests de racines unitaires multiples et saisonnalité. *Revue économique*.673-683.
- Belarbi, H. Matari, A. and Habi, M. 2012. Étude des séries temporelles.Application aux données Hydro climatologiques. Sarrebruck, Allemagne. Edition Universitaires Européennes. ISBN .3841793169, 978384179316, 252p.
- Belhadj Bouchaib F, Meddi M (2009).Étude des crues dans le bassin du Chélif. Mémoire de magister,Centre universitaire de Khemis Miliana Algérie 116p.
- Beltrando, G. (2010). Les géographes-climatologues français et le changement climatique aux échelles régionales. *EchoGéo*, 1-22.
- Ben Aabidate, L. (2000). Caractérisation du bassin versant de Sebou.hydrogéologie, qualité des eaux et géochimie des sources thermales. These de Doctorat. Faculté des Sciences et Techniques Fes-Saiss, Université Sidi Mohammed Ben Abdellah, Fes, Maroc, 250p.
- Bennetta K.E, Cannon A.J, Hinzman L.2015. Historical trends and extremes in boreal Alaska river basins. *J. Hydrol* 527 .590–607.
- Benslimane, M. (2013). Simulation du risque d'inondation en zone urbaine via le code de calcul Rubar 20, Université Abderrahmane Mira-Bejaia mémoire de magister, 161P.

- Bernus, E. (1984). Les causes de la désertification. les thèses en présence. Bulletin de la société languedocienne de géographie 18(3-4).159-165.
- Bied-Charreton, M. (2009). Sècheresse, désertification et développement en Afrique. Professeur émérite de l'Université de Versailles Saint Quentin en Yvelines, Président du Comité scientifique français sur la désertification, <http://www.csf-desertification.org>, Cours de master2–2007-UVSQ et CERDI, Version 10(10).09.
- Breslow, N. (1970). A generalized Kruskal-Wallis test for comparing K samples subject to unequal patterns of censorship. *Biometrika* 57(3).579-594.
- Boulaine, J. (1957). Étude des sols des plaines du Chétif. ministère d'Algérie. Direction de l'hydraulique et de l'équipement rural , 582P.
- Cailas M.D, Cavadias G, Gehr R.1986. Application of a nonparametric approach for monitoring and detecting trends in water quality data of the St. Lawrence River. *Water Poll ResJ Can* 21 (2) .153–167.
- Capéraà, P. and B. Van Cutsem (1988). Méthodes et modèles en statistique non paramétrique.exposé fondamental, Presses Université Laval.canada, 358P
- Cassou, C. and É. Guilyardi (2007). Modes de variabilité et changement climatique.Synthèse du quatrième rapport d'évaluation du Giec. *La Météorologie* .1-9.
- César, E. and B. Richard (2006). Les séries temporelles. Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines.34P
- Chaudhuri S Ale S.2014. Long-term (1930–2010) trends in groundwater levels in Texas.Influences of soils land cover and water use. *SciTot Env* 490 .379–390.
- César, E. and B. Richard (2006).Les séries temporelles.Mars. Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines.france.34P
- Cheikh lounis G Chatelain J.L, Mimouni O. et al.2015. Assessment of Flood Risk in Kniss Wadi Catchment in Urbain Area Algiers–Algeria. *Engineering Geology for Society and Territory* 3 .459-462.
- Chiew F.H.S, McMahon T.A, 1993. Detection of trend or change in annual flow of Australian rivers. *International Journal of Climatology* 13 (6) .643–653.
- Conover, W. J. and W. J. Conover (1980). *Practical nonparametric statistics*. University of Minnesota, USA,493P.
- D Nordhaus, W. (1999). Biens publics globaux et changement climatique. *Revue française d'économie* 14(3).11-32.
- Da Silva, R. M. C. A. Santos, M. Moreira, J. Corte-Real, V. C. Silva and I. C. Medeiros (2015). Rainfall and river flow trends using Mann–Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in the Cobres River basin. *Natural Hazards* 77(2).1205-1221.
- Dagnélie, P. (1970). *Théorie et Méthodes Statistiques* (vol. 2). Les Presses Agronomiques de Gembloux. Variabilité du régime pluviométrique de l'Afrique de l'Ouest non sahélienne 935.
- Daly, C. W. P. Gibson, G. H. Taylor, M. K. Doggett and J. I. Smith (2007). Observer bias in daily precipitation measurements at United States cooperative network stations. *Bulletin of the American Meteorological Society* 88(6).899-912.
- De Marsily, G. (2009). *L'eau, un trésor en partage*, Dunod Paris, 256P.
- Del Castillo, C. G. Mahy and T. Winkel (2008). La quinoa en Bolivie.une culture ancestrale devenue culture de rente'bio-équitable'. *Biotechnologie, Agronomie, Société et Environnement* 12(4).421-435.
- Depret, M.-H. and A. Hamdouch (2009). Quelles politiques de l'innovation et de l'environnement pour quelle dynamique d'innovation environnementale? *Innovations*(1).127-147.
- Dollé, J. J. Agabriel, J.-L. Peyraud, P. Faverdin, V. Manneville, C. Raison, A. Gac and A. Le Gall (2011). Les gaz à effet de serre en élevage bovin.évaluation et leviers d'action. *Productions Animales* 24(5).415-442.
- Droesbeke, J.-J. and J. Fine (2002). *Méthodes bayésiennes en statistique*, Editions Technip, 418P.
- Dubreuil, P. (1972). *Initiation à l'analyse hydrologique*. Masson Cie Orstom Paris, 224p.
- Ducroux, R. and P. Jean-Baptiste (2004). *L'effet de serre. Réalités, conséquences et solutions*, CNRS éditions, Paris, 95 p.
- Eilstein, D. A. Le Tertre, A. Zeghnoun, S. Cassadou, L. Filleul, L. Pascal, H. Prouvost, C. Declercq, P. Saviuc and A. Lefranc (2006). *Séries Temporelles et Modeles de Regression.Application al'Analyse des Associations à Court Terme Entre la Pollution Atmospherique et la Sante*. Institut de Veille Sanitaire, Paris.France , 240P .

- Faccini F, Luino F, Sacchini A. 2015. Flash Flood Events and Urban Development in Genoa (Italy). *Lost in Translation. Engineering Geology for Society and Territory* 5 .797-802.
- Francis, X. (1999). On the power of Dickey-Fuller tests against fractional alternatives. *Business Cycles, Durations, Dynamics, and Forecasting*. 258 p.
- Francou, B. and C. Vincent (2007). *Les glaciers à l'épreuve du climat*, IRD Editions. France ,274P.
- Freeman, J. R. (1983). Granger causality and the times series analysis of political relationships. *American Journal of Political Science*.327-358.
- Gasser, T. (2014). Attribution régionalisée des causes anthropiques du changement climatique, Thèse de doctorat, École Doctorale des Sciences de l'Environnement d'Île-de-France Paris6, 195P .
- Gaume, E. (2000). Hydrologie. cycle de l'eau et modélisation pluie-débit. ENPC, cours hydrobiologie, 43p.
- Godard, O. and C. Henry (1998). Les instruments des politiques internationales de l'environnement .la prévention du risque climatique et les mécanismes de permis négociables. *Fiscalité de l'environnement* .83-174.
- Graff, B. (2004). Prédétermination des débits de crue des petits bassins versants torrentiels, Doctorat sciences et techniques du Langued, discipline: mécanique, génie civil Montpellier 2, France , 376P.
- Granger, C. W. (1981). Some properties of time series data and their use in econometric model specification. *Journal of econometrics* 16(1).121-130.
- Grenier, P. (1979). Réfrigération radiative. Effet de serre inverse. *Revue de Physique Appliquée* 14(1).87-90.
- Grinevald, J. (1990). L'effet de serre de la Biosphère. De la révolution thermo-industrielle à l'écologie globale, *Stratégies énergétiques* 1.9-34.
- Guan Y, Zhang X, Zheng F, Wang B. 015. Trends and variability of daily temperature extremes during 1960–2012 in the Yangtze River Basin China. *Global and Planetary Change* 124 .79–94.
- Guesnerie, R. (2003). Kyoto et l'économie de l'effet de serre, la Documentation française, 266P.
- Guru N, Jha R. 2015. Flood Frequency Analysis of Tel Basin of Mahanadi River System India using Annual Maximum and POT Flood Data. *Aquatic Procedia* 4 .427–434.
- Haktanir T, Bajabaa S, Masoud M, 2012. Stochastic analyses of maximum daily rainfall series recorded at two stations across the Mediterranean Sea. *Arabian Journal of Geosciences*.
<http://dx.doi.org/10.1007/s12517-012-0652-0>.
- Hallouz, F. et al. (2013). Modification du régime hydroclimatique dans le bassin de l'Oued Mina (Nord-Ouest d'Algérie). *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science* 26(1).33-38.
- Hamed K.H. 2008. Trend detection in hydrologic data. The Mann–Kendall trend test under the scaling hypothesis. *J. Hydrol* 349 .350– 363.
- Hamisultane, H. (2002). *Econometrie Des Series Temporelles*. Licence. France. 2002. ffccl01261174.
- Hamlaoui-Moulai L, M. Mesbah D. Souag-Gamane and A. Medjerab. 2013. Detecting hydro-climatic change using spatiotemporal analysis of rainfall time series in Western Algeria. *Natural Hazards* 65(3).1293-1311.
- Hassouna, M. T. Eglin, P. Cellier, V. Colomb, J.-P. Cohan, C. Decuq, M. Delabuis, N. Edouard, S. Espagnol and M. Eugène (2015). Mesurer les émissions gazeuses en élevage. gaz à effet de serre, ammoniac et oxydes d'azote, 317P.
- Helsel D.R, Hirsch R.M, 2002. Statistical methods in water resources. Techniques of water-resources investigations of the United States Geological Survey Book 4 Chapter A3 Hydrologic Analysis and Interpretation, 525P.
- Hénin, P.-Y. and P.-Y. Henin (1989). Sur la non-stationnarité des séries macroéconomiques. tendances, cycles et persistance. *Revue d'économie politique*.661-691.
- Hipel K.W, McLeod A.I, Weiler R.R. 1988. Data analysis of water quality time series in Lake Erie. *JASA* 63(324) .1379–1389.
- Hubert, P. J. P. Carbonnel and A. Chaouche (1989). Segmentation des séries hydrométéorologiques- application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest. *Journal of hydrology* 110(3-4).349-367.
- Hurlin, c. (2004). *Econométrie Appliquée Séries Temporelles*. UFR Economie Appliquée. Cours de C. Hurlin. Université Orleans. France, 58P.

- Hurlin, C. and V. Mignon (2005). Une synthèse des tests de racine unitaire sur données de panel. *Economie prevision* (3).253-294.
- Kandel, R. and M. Viollier (2010). Observation of the Earth's radiation budget from space. *Comptes Rendus Geoscience* 342(4-5).286-300.
- Kang, S. X. Su, L. Tong, P. Shi, X. Yang, Y. Abe, T. Du, Q. Shen and J. Zhang (2004). The impacts of human activities on the water–land environment of the Shiyang River basin, an arid region in northwest China/Les impacts des activités humaines sur l’environnement pédo-hydrologique du bassin de la Rivière Shiyang, une région aride du Nord-Ouest de la Chine. *Hydrological Sciences Journal* 49(3).413-427.
- Keggenhoff I, Elizbarashvili M, Amiri-Farahani A, King L.2014. Trends in daily temperature and precipitation extremes over Georgia 1971–2010. *WACE* 4 .75–85.
- Keggenhoff I, Elizbarashvili M, King L. 2015.Recent changes in Georgia's temperature means and extremes. Annual and seasonal trends between 1961 and 2010. *WACE* 8 .34-45
- Ketrouci K, Meddi M, Abdesselam B. 2012.Étude des crues extrêmes en Algérie .cas du bassin versant de la Tafna. *Sécheresse* 23 .297–305.
- Khalidi A.2005. Impacts de la sécheresse sur le régime des écoulements souterrains dans les massifs calcaires de l’Ouest Algérien Monts de Tlemcen-Saida .thèse de doctorat.Oran Algérie University of Oran ,239p.
- Kingumbi, A. Z. Bergaoui, J. Bourges, P. Hubert and R. Kallel (2000). Étude de l’évolution des séries pluviométriques de la Tunisie centrale. *Hydrologie des régions méditerranéennes*. Montpellier (FRA).UNESCO.341-350.
- Kisi O. and M. Ay (2014).Comparison of Mann–Kendall and innovative trend method for water quality parameters of the Kizilirmak River Turkey. *Journal of Hydrology* 513.362-375.
- Kron, W. and G. Berz (2007). Flood disasters and climate change.trends and options—a (re-) insurer’s view, Hamburg.268-273.
- Kruskal, W. H. and W. A. Wallis (1952). Use of ranks in one-criterion variance analysis. *Journal of the American statistical Association* 47(260).583-621.
- Kundzewicz Z.W, Kanae S, Seneviratne S.I.et al. 2014. Flood risk and climate change.global and regional perspectives *HydSci J.* 59.1 1-28.
- Kuo Y.M, Chub H.J, Panc T.Y, Yud H.L. 2011. Investigating common trends of annual maximum rainfalls during heavy rainfall events in southern Taiwan. *J. Hydrol.*409 .749–758
- Laborde, J. (2000).Éléments d’hydrologie de surface. Université de Nice-Sophia Antipolis. France.204p.
- Lafaysse, M. (2011). Changement climatique et régime hydrologique d'un bassin alpin. Génération de scénarios sur la Haute-Durance, méthodologie d'évaluation et incertitudes associées. Thèse de doctorat. Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier, France, 311P.
- Lang M, Ouarda T.B.M.J, Bobee B. 1999. Towards operational guidelines for over-threshold modeling. *J. Hydrol.* 225 .103–117.
- Lang M, Renard B.2007. Analyse régionale sur les extrêmes hydrométriques en France .détection de changements cohérents et recherche de causalité hydrologique. *La Houille Blanche* 06 .83-100.
- Lang M. 2000. Analyse probabiliste des crues pour la prévention du risque d'inondation. Habilitation à diriger des recherches. Institut polytechnique de Grenoble. 153 p.
- Lang, M. (1995). Techniques d’échantillonnage par la méthode du renouvellement’. Séminaire inter-chercheurs “les modèles au Cemagref 1.89-98.
- Lang, M. and J. Lavabre (2007). Estimation de la crue centennale pour les plans de prévention des risques d’inondations, Editions Quae. 232P.
- Lang, M. P. Rasmussen, G. Oberlin and B. Bobée (1997). Échantillonnage par valeurs supérieures à un seuil.modélisation des occurrences par la méthode du renouvellement. *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science* 10(3).279-320.
- Lasserre, F. (2010). Passages et mers arctiques.géopolitique d'une région en mutation, Presses de l'Université du Québec Québec. Canada, 509P.
- Le Clerc, S. (2004). Revisiter la notion de scénario hydrologique de référence pour la caractérisation des inondations, Université Joseph Fourier (Grenoble), 373p.

- Le Deaut, m. J.-y. And m. N. Kosciusko-morizet . assemblée nationale . Rapport fait au nom de la mission d'information (1) sur l'effet de serre, France,2007, 561p.
- Le Guyader, H. (2008). La biodiversité.un concept flou ou une réalité scientifique? Le Courrier de l'environnement de l'INRA 55(55).7-26.
- Legay, M. and F. Mortier (2006). La forêt face au changement climatique.adapter la gestion forestière, Office national des forêts. Paris .39 p..
- Lepinas, F. (2008). Impacts du changement climatique sur l'hydrologie des fleuves côtiers en région Languedoc-Roussillon, Perpignan .339p.
- Li B, Chen Y, Chen Z, Li W.2012. Trends in runoff versus climate change in typical rivers in the arid region of northwest China. Qua. Int. 282 .87-95.
- Lins H.F, Slack J.R, 1999. Streamflow trends in the United States. Geophysical Research Letters 26 (2) .227–230.
- Lopez B, Baran N, Bourguin B. 2014. An innovative procedure to assess multi-scale temporal trends in groundwater quality.Example of the nitrate in the Seine–Normandy basin France. J. Hydrol. 522 .1–10.
- Madsen H, Lawrence D, Lang M. et al. 2014. Review of trend analysis and climate change projections of extreme precipitation and floods in Europe. J Hydrol. 519 .3634–3650.
- Maley, J. (1980). Les changements climatiques de la fin du Tertiaire en Afrique.leur conséquence sur l'apparition du Sahara et de sa végétation. The Sahara and the Nile.63-86.
- MamunurRashi M, Beecham S, Kabir Chowdhury R.2015.Assessment of trends in point rainfall using Continuous Wavelet Transforms. Adv Wat Res 82 .1-15.
- Mattauer, M. (1958) . Etude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie). Service de carte géologique d'Algérie. Bull. N° 17. Alger 1958.
- Manabe, S. P. Milly and R. Wetherald (2004). Simulated long-term changes in river discharge and soil moisture due to global warming/Simulations à long terme de changements d'écoulement fluvial et d'humidité du sol causés par le réchauffement global. Hydrological Sciences Journal 49(4).
- Mann H.B. 1945. Nonparametric tests against trend. Econometrica 13 .245–259.
- Meddi H, Meddi M.2009.Variabilité des précipitations annuelles du Nord-Ouest de l'Algérie. Sécheresse 20 (1) .57-65.
- Meddi H,Meddi M.A, Assani A.2014.Study of Drought in Seven Algerian Plains.Arab J.Sci.Eng. 39.339–359.
- Meddi M, Arkamose Assani A, Meddi H.2010. Temporal Variability of Annual Rainfall in the Macta and Tafna Catchments Northwestern Algeria. Water Resource Manage. 24 .3817–3833
- Meddi M, Hubert P.2003. Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du Nord-Ouest de l'Algérie. Hydrology of the Mediterranean and semiarid Regions. IAHS 278.1-7.
- Meddi M, Talia A. 2013. Runoff evolution in Macta basin (Northwest of Algeria). Arab J Geosci.6 35–41.
- Meddi M, Toumi S, Assani A. A. 2017. Application of the L-moments approach to the analysis of regional flood frequency in Northern Algeria. International Journal of Hydrology Science and Technology 7(1).77-102.
- Meddi M,Boucefiane A. 2009. Impacte des changements climatique sur le renouvellement des ressources en eau souterraines.Cas du Bassin Hydrographique Chélif-Zahrez. IAHS-AISH publication.135-142.
- Meddi, H. and M. Meddi (2009). Variabilité des précipitations annuelles du Nord-Ouest de l'Algérie. Science et changements planétaires/Sécheresse 20(1).57-65.
- Meddi, M. and P. Hubert 2003. Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du Nord-Ouest de l'Algérie. IAHS publication.229-235.
- Mediero L, Kjeldsen T.R, Macdonald N. et al.2015. Identification of coherent flood regions across Europe by using the longest streamflow records. J Hydrol. 528 .341–360.
- Mediero L, Santillán D, Garrote L, Granados A.2014. Detection and attribution of trends in magnitude frequency and timing of floods in Spain. J Hydrol. 517 .1072–1088.
- Mehaiguene M. 2005. Bilan hydrologique et ressources en eau de surface du bassin du Chélif-Zahrez.Mémoire de Magister.Chlef Algerie Université Hassiba Ben Bouali. 142 p.
- Meunier, F. (2008). Les énergies renouvelables, Le Cavalier bleu .191p.

- Ministère de l'Aménagement du Territoire, de l'Environnement et du Tourisme.(2009) .Seconde communication nationale de l'Algérie sur les changements climatiques Projet Gef/PNUD 00039149. 259 p.
- Ministère des Ressources en Eau.(2006). Étude de Développement d'un Plan de Gestion intégrée des Ressources en Eau de la Région Hydrographique CHÉLIFF – ZAHREZ Rapport définitif.160 P.
- Ministère des Ressources en Eau.(2009).plan directeur d'aménagement des ressources en eaux. Région hydrographique Chélifff zahrez. Rapport de synthèse.428p
- Monbet, V. (2009). Tests statistiques Notes de cours. Université Rennes 1 ,France licence 2, 2009 ,33p .
- Musy, A. and C. Higy (1998). Hydrologie appliquée, Edition H* G* A, Bucarest.368 p.
- Nedjraoui, D. and S. Bédrani (2008). La désertification dans les steppes algériennes .causes, impacts et actions de lutte. VertigO 8(1).1-15.
- Noufé, D. (2011).Changements hydroclimatiques et transformations de l'agriculture.l'exemple des paysanneries de l'Est de la Côte d'Ivoire. Carnets de géographes(3) .1-5.
- Nouaceur, Z. B. Laignel and I. Turki (2013). Changements climatiques au Maghreb.vers des conditions plus humides et plus chaudes sur le littoral algérien? Physio-Géo. Géographie physique et environnement(Volume 7).307-323.
- Ondo, J.-C. (2002). Étude comparative des tests de stationnarité, Thèse présentée pour l'obtention du grade de Philosophiae doctor (Ph.D.)e n Sciences de l'Eau Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique .288p.
- Onoz B, Bayazit M, 2003. The power of statistical tests for trend detection. Turkish Journal of Engineering and Environmental Sciences 27 .247–251.
- Önöz B, Bayazit M. 2001.Effect of the occurrence process of the peaks over threshold on the flood estimates. J. Hydrol. 244 .86-96.
- Ouédraogo, M. (2001). Contribution à l'étude de l'impact et de la variabilité climatique sur les ressources en eau en Afrique de l'Ouest.analyse des conséquences d'une sécheresse persistante.normes hydrologiques et modélisation régionale.Thèse de doctorat, université de Montpellier II,France .257 p.
- Peterson, T. C. D. R. Easterling, T. R. Karl, P. Groisman, N. Nicholls, N. Plummer, S. Torok, I. Auer, R. Boehm and D. Gullett (1998). Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data.a review. International Journal of Climatology 18(13).1493-1517.
- Petit, O. (2005). Petit O, 2005, « La gouvernance des eaux souterraines et de l'irrigation en Inde : entre régulation publique et participation locale des usagers », in : Froger G., C. Mainguy, J. Brot, H. Gérardin (dir), Quels acteurs pour quel développement ?, Paris, GEMDEV/Karthala, Collection « Economie et développement », pp. 265-278.
- Petrow T, Merz B, 2009. Trends in flood magnitude frequency and seasonality in Germany in the period 1951–2002. J. Hydrol. 371 .129–141.
- Pfeifle, G. C. Mays and M. Poumadère (2004). Changement climatique, augmentation du niveau de la mer et (ré) action des parties prenantes.Étude de cas à l'aide d'un scénario catastrophe en Camargue. Contraintes environnementales et gouvernance des territoires. Editions de l'Aube (Nord), Lille .1-8.
- Polveche, j. (1960) . Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis oranais. Bull. Serv. Carte. géol. Algérie, n°24, t. I et II, 577p.
- Pomerleau, J. (2009). Changements climatiques et sécurité en Afrique, Essai présenté au Centre Universitaire de Formation en Environnement en vue de l'obtention du grade de maître en environnement Université de Sherbrooke, Canada, 99p.
- Prenat, M. C. Keribin and R. Rossignol (2010). Séries chronologiques. cours et exercices.Université Paris-Sud, 153p.
- Proia, F. (2013). Autocorrélation et stationnarité dans le processus autorégressif, These de doctorat, Université Sciences et Technologies-Bordeaux I .216 p.
- Remini, B. (2010). La problématique de l'eau en Algérie du Nord. LARHYSS Journal P-ISSN 1112-3680/E-ISSN 2602-7828(8).
- Renard B, Lang M, Bois P. et al. 2006.Évolution des extrêmes hydrométriques en France à partir de données observées. La Houille Blanche. 6.48–54.

- Renard, B. (2008). Détection et prise en compte d'éventuels impacts du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques en France. *La Houille Blanche* (1).109-117.
- Repelin, J. (1895). Étude géologique des environs d'Orléansville, these de doctorat Typ. et. lith. Barthelet et cie, paris France ,232P.
- Riedacker, A. (2003). Effet de serre et politiques de lutte contre le changement climatique. *Mondes en développement* (1).47-70.
- Robock, A. (2000). Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics* 38(2).191-219.
- Roche, M. (1962). Hydrologie de surface, Gauthier-Villars ORSTOM, Paris, 430 p
- Roche, P.A. J. Miquel and E. Gaume (2012). Hydrologie quantitative.Processus, modèles et aide à la décision, Springer Science & Business Media .590p.
- Rosbjerg D, Madsen H. 2004. 217.Advanced approaches in PDS/POT modelling of extreme events. In.Hydrology.Science and Practice for the 21st Century. British Hydrological Society, Proc. Imperial College London Symposium, vol. 1, July 2004, 217–220
- Sackl, B. and H. Bergmann (1987). A bivariate flood model and its application. *Hydrologic frequency modeling*, Springer.571-582.
- Salomon, J.-N. (1997). L'homme face aux crues et aux inondations, Presses Univ de Bordeaux. DOI .10.4000/books.pub.1466, 140P.
- Sen P.K. (1968). Estimates of the regression coefficient based on Kendall's Tau. *J. Am. Stat. Assoc.* 63 (324) .1379-1389.
- Santos A.R (2005). Changes in precipitation and temperature extremes in Central America and northern South America, 1961–2003. *Journal of Geophysical Research.Atmospheres* 110(D23), 15P.
- Sneyers R. 1990. On the statistical analysis of series of observations. WMO Technical Note n°143 Geneve.
- Snoussi M, Kitheka J, Shaghude Y, et al. 2007. Downstream and Coastal Impacts of Damming and Water Abstraction in Africa. *Environ Manage.* 39 .587–600.
- Song W.Z, Jiang Y.Z, Lei X.H, et al. 2015. Annual runoff and flood regime trend analysis and the relation with reservoirs in the Sanchahe River Basin. *China Quat.* 380–38 .197–206.
- Svensson C, Hannaford J, Kundzewicz Z, et al. 2006. Trends in river flows.why is there no clear signal in observations, In.Frontiers in Flood Research IAHS Publ 305 pp .1–18.
- Svensson C, Kundzewicz Z.W, Maurer Th.2005. Trend detection in river flow series.2 flood and low-flow index series. *Hydrological Sciences J.* 50 (5) .811–824.
- Taïbi Sabrina.(2011).Analyses du régime climatique au Nord de l'Algérie. Mémoire de magister. École Nationale Supérieure d'Agronomie –El Harrach – Alger. 205 p.
- Taïbi S, Meddi M. Mahé G. 2015. Evolution des pluies extrêmes dans le bassin du Chélif (Algérie) au cours des 40 dernières années 1971-2010. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences* .369, 175 -180.
- Teyssède, A. (2004). Vers une sixième grande crise d'extinctions. Barbault R. et Chevassus-au-Louis B.(eds.), Biodiversité et changements globaux. Enjeux de société et défis pour la recherche, édition ADPF.24-36.
- Texier, P. (2009). Vulnérabilité et réduction des risques liés à l'eau dans les quartiers informels de Jakarta.réponses sociales, institutionnels et non institutionnels, these de doctorat en Geographie ,université Paris 7,153P.
- Topaloglu F, Irvem A, Ozfidaner M, 2012. Re-evaluation of trends in annual streamflows of Turkish rivers for the period 1968–2007. *Fresenius Environmental Bulletin* 21 (8) 2043–2050.
- Topçu, İ. B. and V. B. Elgün (2004). Influence of concrete properties on bleeding and evaporation. *Cement and concrete research* 34(2).275-281.
- Touaïbia B, Achite M. 2003. Contribution à la cartographie de l'érosion spécifique du bassin versant de l'Oued Mina en zone semi-aride de l'Algérie septentrionale. *Journal des Sciences Hydrologiques* 48(2) .235-242.
- Toumi S, Meddi M, Mahé G. et al. 2013. Cartographie de l'érosion dans le bassin versant de l'Oued Mina en Algérie par télédétection et SIG. *Hydro. Sci. J.* 58 (7) 1–17.
- Turco, M. and M. d. C. Llasat Botija (2011). Trends in indices of daily precipitation extremes in Catalonia (NE Spain), 1951–2003. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2011, Vol. 11, p. 3213-3226.

- USWRC 1976. Guidelines for determining flood flow frequency. United States Water Resources Council Bull. 17 Hydrol. Comm. Washington DC 73 p.
- Vargha, A. and H. D. Delaney (1998). The Kruskal-Wallis test and stochastic homogeneity. *Journal of Educational and Behavioral Statistics* 23(2).170-192.
- Visser A, Broers H.P, Griff B, et al. 2007. Demonstrating trend reversal of groundwater quality in relation to time of recharge determined by $3\text{H}/3\text{He}$. *Environ Poll.* 148 .797-807.
- Weaver, A. J. M. Eby, E. C. Wiebe, C. M. Bitz, P. B. Duffy, T. L. Ewen, A. F. Fanning, M. M. Holland, A. MacFadyen and H. D. Matthews (2001). The UVic Earth System Climate Model. Model description, climatology, and applications to past, present and future climates. *Atmosphere-Ocean* 39(4).361-428.
- Wilhelm, B. (2012). Reconstitution sédimentologique des extrêmes hydrologiques au cours du dernier millénaire dans les Alpes françaises. Relations avec les changements climatiques. these de Doctorat ,université de Grenoble, France ,323p.
- Williams, T. (2014). Négociations sur les changements climatiques. la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques en contexte, Bibliothèque du Parlement .19p.
- Xu Z, Liu Z, Fu G.2009. Trends of major hydroclimatic variables in the Tarim River basin during the past 50 years. *J Arid Env.* 74 .256–267.
- Yahiaoui A. 2012. Inondations torrentielles. Cartographie des zones vulnérables en Algérie du Nord (cas de l'oued Mekerra Wilaya de Sidi Bel Abbès) .Thèse de doctorat, El Harrach Alger (Algérie) École Nationale Polytechnique, 210p.
- Yue S, Pilon P, Caradias G, 2002. Power of the Mann–Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series. *Journal of Hydrology* 259 (1–4) .254–271.
- Yue, S. and P. Pilon (2004). A comparison of the power of the t test, Mann-Kendall and bootstrap tests for trend detection/Une comparaison de la puissance des tests t de Student, de Mann-Kendall et du bootstrap pour la détection de tendance. *Hydrological Sciences Journal* 49(1).21-37.
- Zekouda, N.(2009). Modélisation des crues de Oued Ouahrane pour la gestion intégrée des risques d'inondation.(thèse de magister), université Hassiba Ben Bouali Chlef, Algérie.142p
- Zetterqvist L, 1991. Statistical estimation and interpretation of trends in water quality time series. *Water Resources Research* 27 (8) .1637–1648.
- Zhang S, Guoc Y, Wangd Z.2015. Correlation between flood frequency and geomorphologic complexity of rivers network – A case study of Hangzhou China. *J. Hydrol.* 527.113-118.

Annexes

ANNEXES

Annexe 1: Les stations pluviométriques utilisées dans cette étude

CODE	NOM	Latitude	Longitude	Altitude	CODE	NOM	Latitude	Longitude	Altitude
010102	SEBGAGUE CENTRE	33,9784	1,87954	1420	011405	GHRIB BGE	36,1656	2,55868	460
010204	SIDI BOUZID	34,3222	2,25038	1250	011407	GHRIB AMONT	36,0793	2,64955	435
010205	GUELTA	34,2722	1,92112	1100	011510	DOMAINE FEROUKHI	36,194	2,3653	313
010208	AFLOU SECTEUR	34,0836	2,08307	1406	011512	AIN SULTANE PEP	36,2336	2,3177	285
010502	ZMALET EMIR AEK	34,8884	2,30138	850	011514	DJENAN BEN OUADAH	36,2268	2,43017	85
010701	AIN BAADJ	35,225	1,62679	1025	011601	MARABOUT BLANC	36,142	2,25771	335
010703	RECHEIGA	35,4147	1,97205	830	011603	BORDJ EL AMIR AEK	35,8676	2,26837	1080
010704	KSAR CHELLALA	35,2092	2,31518	850	011604	KHERBA OULED HELLAL	35,9396	2,5031	1240
010706	SIDI BOUDAUD	35,3632	2,38376	731	011605	THENIET EL HAD	35,8711	2,03204	1150
010708	FERME FERHAT	35,345	1,78288	900	011606	SIDI MOKREFI	36,0385	2,29192	425
010803	MEHDIA GR	35,4334	1,74317	903	011607	TARIK IBN ZIAD	35,9959	2,14713	660
010804	MEHDIA ONTF	35,4579	1,75325	915	011609	DEURDEUR BGE	36,0007	2,24307	575
010901	SOUGUEUR	35,1862	1,48205	1120	011702	ARIB CHELIFF	36,2932	2,02973	230
010904	DAHMOUNI	35,4168	1,46749	878	011703	BORDJ EL AMIR KHALED	36,1245	2,21057	370
010905	AIN SEBAIN	35,4334	1,74317	925	011706	EL KHEMIS INRA	36,2539	2,24349	285
010909	DAHMOUNI BGE	35,4535	1,70212	1420	011711	SIDI LAKHDAR	36,267	2,16817	250
011003	COL BOUGARA	35,5647	1,95022	820	011715	EL ABBABSA	36,1629	2,07874	320
011004	KHEMISTI	35,6703	1,96161	935	011717	EL KHEMIS ANRH	36,2611	2,21469	300
011005	O. BESSAM	35,6891	1,86229	752	011718	HARREZA BGE	36,193	2,09432	312
011006	TISSEMSILT	35,6104	1,81041	858	011801	ARIB EBDA	36,3201	2,03146	280
011102	HAD ESHARI	35,3541	3,37531	830	011803	SIDI MEDJAHED	36,3333	2,16995	850
011106	BIRINE CENTRE	35,6297	3,22528	745	011804	AIN DEFLA	36,2695	1,97538	270
011206	CHAHBOUNIA	35,5418	2,60335	665	011806	EL ANNEB	36,3866	1,89373	1078
011208	BOUGHZOUL	35,7494	2,77881	643	011901	EL TOUAIBIA	36,1209	1,93342	350
011210	SIDI BOU ABDALLAH	35,5096	2,51224	667	011903	TOUTIA HASSANIA	35,9507	1,92297	850
011301	KSAR EL BOUKHARI	35,8909	2,74216	630	011904	ROUINA MAIRIE	36,2465	1,81133	190
011302	DERRAG	35,9086	2,39103	1150	011906	ROUINA MINES	36,2182	1,82952	245
011404	ZOUBIRIA MONGORNO	36,1135	2,84966	932	012001	EL ABADIA	36,2468	1,67891	162

ANNEXES

Annexe 2: Les stations pluviométriques utilisées dans cette étude

CODE	Nom	Latitude	Longitude	Altitude	CODE	Nom	Latitude	Longitude	Altitude
012004	TIKAAZALE CD54	36,1963	1,75076	320	012605	AMMI MOUSSA	35,878	1,11779	140
012007	BIR SAFSAF	36,2016	1,59563	430	012610	GUERGAR	35,9765	0,96251	90
012108	FODDA BGE	36,0518	1,61333	1180	012703	KENANDA FER	35,6662	0,81401	590
012110	EL KARIMIA	36,0901	1,59906	116	012704	OULED AYCHE	35,843	0,96113	281
012119	SIDI SLIMANE	35,8781	1,65537	255	012706	MENDES	35,6665	0,85732	473
012201	LARBAT OULED FARES	36,2422	1,23843	140	012803	EL HAMADNA	35,9409	0,75763	491
012203	PONTEBA BGE	36,2481	1,52434	320	012804	DOMAINE SID	36,0066	0,68267	55
012205	BENARIA	36,3473	1,3503	400	012806	DJIDIOUIA C	35,988	0,81008	51
012209	CHETIA CHAMBRE F	36,186	1,28302	84	012809	HASSASNA	35,9465	0,75234	50
012218	ES SOUALA ST.EXP	36,1684	1,17209	110	012901	BEKHADA BGE	35,3592	1,02037	610
012219	CHLEF DDA	36,1866	1,35506	430	012908	TIARET DHW	35,39	1,30176	1100
012221	MEDJADJA	36,2679	1,36266	310	012915	LOUHO	35,178	1,18725	1040
012222	SENDJAS	36,0722	1,43212	310	012917	TIARET ANRH	35,3741	1,30557	1009
012224	BOUZGHAIA	36,3516	1,25119	217	013005	MEHAUDIA	35,2132	0,84266	670
012225	OUM DROU(ROUADI)	36,2332	1,40959	550	013103	SIDI BAKHTI	35,2454	0,97743	946
012304	SOUK EL HAD	35,755	1,5439	550	013202	ROSFA	34,9049	0,81056	0
012306	BOURDJ BOUNAAMA	35,8579	1,61923	900	013302	AIN AMMARA	35,4177	0,6643	1100
012307	AIN LELLOU MF	35,9438	1,56188	240	013304	TAKHMERT DH	35,3181	0,82556	288
012308	OULED BEN AEK	36,028	1,29608	95	013401	SIDI AEK DJ	35,503	0,57792	655
012309	OUED SLY	36,117	1,20562	882	013407	HACHAM	35,4	0,47156	225
012316	SAADIA	35,9089	1,33763	1000	013410	SIDI MED BE	35,6001	0,57699	417
012403	MERDJA	36,0482	1,06553	61	013503	OUED EL DJE	35,7996	0,64843	145
012409	OUARIZANE VILAGE	36,0624	0,90373	60	013504	SALINE OUED	35,8543	0,65271	75
012411	MERDJA EL AMEL	36,0177	0,9478	62	013505	RELIZANE AN	35,7838	0,53055	60
012501	GUERTOUFA	35,3993	1,24623	923	013506	EL MATMAR D	35,7471	0,48098	81
012503	SIDI HOUSNI	35,4761	0,91218	790	013507	L'HILLIL	35,7478	0,35055	73
012507	OUED LILLI	35,522	1,26465	550	013606	OUED KHEIR	35,9847	0,38803	135