

Higher National School of Hydraulic

The Library

Digital Repository of ENSH



المدرسة الوطنية العليا للري

المكتبة

المستودع الرقمي للمدرسة العليا للري



The title (العنوان):

**Influence de la circulation atmosphérique générale sur les précipitations du Nord de l'Algérie.**

The paper document Shelf mark (الشفرة) : 8-0001-16

APA Citation (توثيق APA):

**Taibi, Sabrina. (2016). Influence de la circulation atmosphérique générale sur les précipitations du Nord de l'Algérie [Thèse de doctorat, ENSH].**

The digital repository of the Higher National School for Hydraulics "Digital Repository of ENSH" is a platform for valuing the scientific production of the school's teachers and researchers.

Digital Repository of ENSH aims to limit scientific production, whether published or unpublished (theses, pedagogical publications, periodical articles, books...) and broadcasting it online.

Digital Repository of ENSH is built on the open DSpace software platform and is managed by the Library of the National Higher School for Hydraulics. <http://dspace.ensh.dz/jspui/>

المستودع الرقمي للمدرسة الوطنية العليا للري هو منصة خاصة بتقييم الإنتاج العلمي لأساتذة و باحثي المدرسة.

يهدف المستودع الرقمي للمدرسة إلى حصر الإنتاج العلمي سواء كان منشورا أو غير منشور (أطروحات، مطبوعات، مباحث، مقالات الدوريات، كتب....) و بثه على الخط.

المستودع الرقمي للمدرسة مبني على المنصة المفتوحة DSpace و يتم إدارته من طرف مديرية المكتبة للمدرسة العليا للري.

كل الحقوق محفوظة للمدرسة الوطنية العليا للري.



**ENSH-(n° d'ordre)**

**THESE DE DOCTORAT ES-SCIENCES**

Présentée par

Madame **Sabrina TAÏBI-FEDDAL**

**pour obtenir le grade de**

**DOCTEUR DE L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE D'HYDRAULIQUE**

**EN Hydraulique**

Sujet de la thèse :

**Influence de la circulation atmosphérique générale sur les  
précipitations du Nord de l'Algérie**

Thèse présentée et soutenue à Blida le 08/03/2016 devant le jury composé de :

SALAH B.	Professeur ENSH	Président
MIHOUBI M.K.	Professeur ENSH	Examineur
MEDJERAB A.	Professeur USTHB	Examineur
BESSENESE M.	Professeur Université de Blida	Examineur
MEDDI M.	Professeur ENSH	Directeur de thèse
MAHE G.	Directeur de recherche HSM Montpellier (France)	Co-Directeur de thèse
ASSANI A.A.	Professeur Université trois rivières (Canada)	Co-Directeur de thèse

# Sommaire

Résumé.....	ii
Liste des abréviations .....	vi
Liste des figures .....	vii
Liste des Tableaux.....	ix
<b>Introduction générale.....</b>	<b>1</b>
<b>1. Evolution des pluies moyennes mensuelles et annuelles du Nord de l'Algérie .....</b>	<b>6</b>
Introduction .....	6
1.1. Présentation de la zone d'étude .....	6
1.1.1. Situation géographique.....	6
1.1.2. Principaux reliefs.....	7
1.1.3. Caractéristiques hydrographiques .....	8
1.1.4. Caractéristiques climatiques.....	10
1.1.5. Caractéristiques hydrogéologiques.....	12
1.2. Etat de l'art sur l'évolution des précipitations.....	13
1.2.1. Évolution des précipitations dans le monde selon le GIEC.....	13
1.2.2. Évolution du Climat méditerranéen.....	16
1.3. Méthodes d'analyse de la variabilité des précipitations .....	20
1.3.1. Critique et homogénéisation des données .....	20
1.3.1.1. Analyse en composantes principales.....	22
1.3.1.2. Méthode du vecteur régional .....	23
1.3.1.3. Statistiques des L-Moments .....	24
1.3.2. Détection de variabilité ou de changement climatique.....	26
1.4. Variabilité spatio-temporelle des précipitations du Nord de l'Algérie.....	29
1.4.1. Base de données pluviométriques .....	29
1.4.2. Régionalisation des précipitations annuelles.....	33
1.4.2.1. Détermination des régions homogènes par l'ACP .....	33
1.4.2.2. Homogénéisation des données par la méthode du vecteur régional.....	34
1.4.2.3. Validation des groupes homogènes par la méthode des L-Moments .....	40
1.4.3. Evolution des pluies du Nord de l'Algérie.....	41
1.4.3.1. Evolution des pluies annuelles .....	41
1.4.3.2. Evolution des pluies mensuelles.....	44
Synthèse .....	46

<b>2. Étude des pluies journalières et extrêmes du Nord de l'Algérie</b> .....	48
Introduction .....	48
2.1. Généralités.....	48
2.1.1. Qu'est-ce qu'un évènement climatique extrême ? .....	48
2.1.2. Les événements pluviométriques extrêmes, deviennent-ils plus fréquents et/ou plus intense ?.....	49
2.2. Méthodes d'analyse des pluies journalières .....	51
2.2.1. Indices de pluies journalières .....	53
2.2.2. Test de tendance des indices de pluies journalières .....	54
2.2.3. Choix des stations de pluies journalières.....	55
2.3. Analyse de la fréquence des pluies journalières.....	56
2.3.1. Analyse de la fréquence des jours de pluies par percentile .....	56
2.3.2. Analyse de la fréquence des jours de pluies par classe d'intervalle.....	61
2.4. Analyse de l'intensité journalière des précipitations.....	67
Synthèse .....	68
<b>3. Influence de la circulation atmosphérique générale sur la variabilité des précipitations du Nord de l'Algérie</b> .....	70
Introduction .....	70
3.1. La circulation atmosphérique générale.....	70
3.1.1. Origine de la circulation atmosphérique générale .....	70
3.1.2. Les indices climatiques de caractérisation de la circulation atmosphérique .....	74
3.1.2.1. El Nino Southern Oscillation (ENSO) .....	74
3.1.2.2. Oscillation Nord Atlantique (NAO) .....	78
3.1.2.3. Oscillation Méditerranéenne (Mediterranean Oscillation).....	82
3.1.2.4. Oscillation Ouest Méditerranéenne .....	83
3.2. Influence de la circulation atmosphérique générale sur le climat méditerranéen.....	83
3.3. Relation entre les indices climatiques et les précipitations du Nord de l'Algérie .....	86
3.3.1. Evolution temporelle des indices climatiques .....	86
3.3.2. Relation entre les indices climatiques et les précipitations interannuelles.....	87
3.3.3. Relation entre les indices climatiques et les précipitations mensuelles.....	90
3.3.4. Relation entre les indices climatiques et les précipitations journalières.....	94
3.4. Autres facteurs influençant la variabilité des précipitations du Nord de l'Algérie .....	97
Synthèse .....	101
<b>4. Evaluation de la performance des modèles climatiques régionaux d'ENSEMBLES</b> .....	103
Introduction .....	103

4.1. Généralités.....	103
4.1.1.  Qu'est-ce qu'un modèle climatique.....	103
4.1.2.  Types de modèles climatiques.....	106
4.1.2.1.  Modèles climatiques globaux « MCG ».....	106
4.1.2.2.  Modèles climatiques régionaux « MCR ».....	107
4.1.3.  Techniques du downscaling (désagrégation spatiale ou réduction d'échelle).....	107
4.1.3.1.  Réduction d'échelle dynamique.....	109
4.1.3.2.  Réduction d'échelle statistique.....	110
4.1.4.  Limites des modèles climatiques et incertitudes.....	110
4.2. Modélisation climatique des précipitations en Méditerranée.....	112
4.3. Evaluation des sorties de modèles climatiques ENSEMBLES sur les précipitations du Nord de l'Algérie.....	116
4.3.1.  Description du Projet ENSEMBLES.....	116
4.3.2.  Analyse des pluies interannuelles et saisonnières simulées.....	118
4.3.3.  Analyse des pluies extrêmes simulées.....	123
4.3.3.1.  Tendance de la fréquence des jours de pluies observées et simulées durant la période 1961-2000.....	123
4.3.3.2.  Evaluation de la performance des modèles à simuler les pluies extrêmes.....	126
4.4. Projections climatiques et inter-comparaison des modèles.....	133
4.4.1.  Projections futures des pluies annuelles.....	134
4.4.2.  Projections futures des pluies saisonnières.....	135
4.4.3.  Projections des pluies extrêmes.....	137
Synthèse.....	140
<b>Conclusion générale.....</b>	<b>143</b>
<b>Glossaire.....</b>	<b>148</b>
<b>Références bibliographiques.....</b>	<b>152</b>
<b>Annexes.....</b>	<b>147</b>

## ملخص

المجتمع العلمي مهتم في تأثير التغير المناخي على الحالة الماضية والمستقبلية لهطول الأمطار، خاصة على المستوى الإقليمي، والعلاقات الموجودة مع مختلف أنواع دوران الغلاف الجوي. ولكن في الجزائر، على الرغم من وجود العديد من الدراسات التي أجريت حول التطور الزمني لمتوسط هطول الأمطار على مستوى منطقة ما أو مستجمع مائي، لا يزال هناك عدد قليل جدا من الأعمال التي تهتم بتغيرات الأمطار على الصعيد اليومي خاصة الغزيرة منها. شرح تقلبات هطول الأمطار في شمال الجزائر وتحليل تغيراتها المستقبلية لا يزال يتعين استكشافها.

ومن هذا المنطلق تم إجراء هذا البحث من أجل تفهم أفضل لتقلبات المناخ في شمال الجزائر، وعلاقتها مع الإشارات المناخية الإقليمية والعالمية الكبرى.

هذا العمل يهدف في مرحلته الأولى الى تحليل تقلبات هطول الأمطار المتوسطة واليومية في شمال الجزائر خلال الفترة 1940-2010. الخطوة الثانية تبحث عن العلاقات بين تقلبات هطول الأمطار و مختلف أنماط دوران الغلاف الجوي. ثم، في المرحلة الثالثة يتم تقييم النماذج المناخية الإقليمية لاختبار قدرتها على إنتاج تقلب هطول الأمطار على مستويات زمنية مختلفة، ومحاكاة التغيرات المستقبلية لسقوط الأمطار الى غاية نهاية القرن 21.

تبين من خلال اختبارات الاتجاه والكسر انخفاض ملحوظ في المعدل السنوي لهطول الأمطار في الشمال الغربي الجزائري الذي يرتبط بانخفاض معدل هطول الأمطار في فصلي الشتاء والربيع. اظهر تحليل مؤشرات هطول الأمطار اليومية الموافقة لتردد الأيام الممطرة في المئين (5، 10، 25، 50، 75، 90، 95، 99٪) و حسب فئة كمية الامطار (1-5، 5-10، 10-20، 20-50،  $50 \leq$  مم) أن الانخفاض في تساقط الأمطار أثر في الغالب على الفئة 10-20 مم. في حين أن كثافة هطول الأمطار اليومي لا تشير إلى أي تغيير كبير. ويبدو أيضا أن الأمطار الشديدة لم تتغير بشكل كبير في تطورها الزمني خلال فترة الدراسة.

تم ارتباط المؤشرات المناخية لأربعة أنماط الحركة المناخية المتمثلة في تذبذب الشمال الأطلسي (NAO)، تذبذب النينو الجنوبي (ENSO)، تذبذب البحر الأبيض المتوسط (MO) و تذبذب غرب البحر الأبيض المتوسط (WeMO) مع هطول الأمطار السنوية، الشهرية ومؤشرات هطول الأمطار اليومية. يبدو أن تذبذب البحر الأبيض المتوسط (MO) و تذبذب النينو الجنوبي (WeMO) يمثلان أنماط الدوران السائدة لتفسير تقلب هطول الأمطار في شمال الجزائر، وخاصة مناطق الشمال الغربي التي تتميز بانخفاض كبير في معدل هطول الأمطار.

في فترة الرقابة 1961-2000، تم مقارنة هطول الأمطار الموسمية والشديدة الملحوظة مع ما ينتج من مخرجات 10 نماذج مناخية جهوية للمشروع ENSEMBLES، من خلال تقدير التحيز الذي ساعد في اختيار النماذج CNRM CHMI، ETHZ و GKSS باعتبارها الأكثر فعالية لشمال الجزائر. محاكاة هذه النماذج تظهر انخفاضا في معدل هطول الأمطار في فترة 2021-2050 الذي يبرز في الأفق 2070-2099، خاصة في فصل الشتاء والربيع.

**كلمات البحث:** هطول الأمطار، الأمطار الغزيرة، المؤشرات المناخية، النماذج المناخية الجهوية، الجزائر

## Résumé

La communauté scientifique s'intéresse à l'impact des changements climatiques sur l'évolution passée et future des précipitations, en particulier à l'échelle régionale, et aux relations avec les différents types de circulation atmosphérique. Cependant en Algérie, même si de nombreuses études ont été menées sur l'évolution temporelle des pluies moyennes à l'échelle d'une région ou d'un bassin versant, il existe encore très peu de travaux qui s'intéressent à l'évolution des pluies journalières en particulier les extrêmes. Expliquer la variabilité des pluies du Nord de l'Algérie et analyser leur évolution future restent encore à explorer.

C'est dans ce sens que cette thèse a été menée pour une meilleure compréhension de la variabilité climatique du Nord de l'Algérie, et de ses relations avec les grands signaux climatiques régionaux et mondiaux.

Ce travail vise dans une première étape à analyser la variabilité des précipitations moyennes et journalières du Nord de l'Algérie sur la période 1940-2010. La deuxième étape consiste à chercher les relations entre la variabilité des précipitations et les différents modes de circulation atmosphérique générale. Ensuite, dans une troisième étape les modèles climatiques régionaux sont évalués pour tester leur capacité à reproduire la variabilité des précipitations aux différents pas de temps, et simuler l'évolution future des précipitations d'ici la fin du 21<sup>ème</sup> siècle.

Les tests de tendance et de rupture ont mis en évidence une baisse significative des précipitations annuelles au Nord-Ouest de l'Algérie associée à une réduction des précipitations en hiver et au printemps. L'analyse des indices de pluies journalières correspondant à la fréquence des jours de pluies par percentile (5, 10,25, 50, 75, 90, 95, 99%) et par classe de pluie (1-5, 5-10, 10-20, 20-50,  $\geq 50$ mm) a montré que la baisse des précipitations a touché principalement la tranche 10-20mm. Tandis que l'intensité des pluies journalières n'indique aucun changement significatif. Il ressort aussi que les extrêmes de pluies n'ont pas connu de changement significatif dans leur évolution temporelle pendant la période d'étude.

Les indices climatiques de quatre modes de circulation à savoir : l'oscillation nord atlantique (NAO), l'oscillation australe El Nino (ENSO), l'oscillation méditerranéenne (MO) et l'oscillation méditerranéenne ouest (WeMO) ont été corrélés aux précipitations annuelles, mensuelles, et à des indices de pluies journalières. Il ressort que l'oscillation australe El Nino et l'oscillation méditerranéenne sont les modes de circulation dominants expliquant la variabilité des précipitations du Nord de l'Algérie, particulièrement les régions du Nord-Ouest de l'Algérie caractérisées par une réduction importante des précipitations.

Sur la période de contrôle 1961-2000, la comparaison des précipitations saisonnières et extrêmes observées, et issues des sorties de 10 modèles climatiques régionaux du projet ENSEMBLES, par l'estimation du biais, a permis de sélectionner les modèles CNRM, CHMI, ETHZ et GKSS comme les plus performants pour l'Algérie du Nord. Ces modèles simulent une baisse des précipitations à l'horizon 2021-2050 qui s'accroît à l'horizon 2070-2099 particulièrement en hiver et au printemps.

**Mots clés :** précipitations, extrêmes, indices climatiques, modèles climatiques régionaux, Algérie

## **Abstract**

The scientific community is interested in the impact of climate change on past and future evolution of precipitation, especially at the regional scale, and relations with the different types of atmospheric circulation. However in Algeria, although many studies have been conducted on the temporal evolution of average rainfall at region or watershed scale, there are still very few works that are interested in the daily rainfall evolution especially extremes. Explaining rainfall variability in Northern Algeria and analyzing their future evolution remain to be explored.

So this thesis has been conducted in this sense for a better understanding of climate variability of northern Algeria, and its relations with major regional and global climate signals.

This work aims on first step to analyze the variability of average and daily rainfall of northern Algeria over the period 1940-2010. The second step is to look for relationships between rainfall variability and the different modes of general atmospheric circulation. Then, in a third stage regional climate models are evaluated to test their ability to reproduce rainfall variability at different time scale, and simulate future changes of rainfall to the end of the 21<sup>st</sup> century.

Trend and breaking tests showed a significant decrease of annual rainfall in the northwest of Algeria associated to a reduction of rainfall in winter and spring. The analysis of daily rainfall indices corresponding to the frequency of rainy days per percentile (5, 10, 25, 50, 75, 90, 95, 99%) and rainfall Class (1-5, 5-10, 10-20, 20-50,  $\geq 50$ mm) showed that the decline in rainfall has affected mostly the 10-20mm rainfall class. While the daily rainfall intensity does not show a significant change. It also appears that temporal evolution of extreme events has not changed significantly during the study period.

Climate indices of four atmospheric circulation patterns of North Atlantic Oscillation (NAO), El Nino Southern Oscillation (ENSO), Mediteranean Oscillation (MO), and West Mediteranean Oscillation (WeMO) were correlated with annual and monthly rainfall and daily rainfall indices. It appears that El Nino Southern Oscillation and Mediteranean Oscillation are the dominant circulation patterns explaining the rainfall variability of northern Algeria, particularly the North-West of Algeria characterized by a significant reduction in rainfall.

At the 1961-2000 control period, comparison of the observed seasonal and extreme precipitation to outputs of 10 regional climate models of ENSEMBLES project, using the bias method, allowed to select the CNRM, CHMI ETHZ and GKSS as the most performant models for Northern Algeria. These models simulate a decrease in rainfall at 2021-2050 period which will worsen at the 2070-2099 horizon, especially in winter and spring.

**Keywords:** rainfall, extremes, climate indices, regional climate models, Algeria

## Remerciements

*Je remercie ALLAH le tout puissant qui m'a donné la force et le courage d'aller au bout de cette thèse.*

*Je tiens à exprimer mes plus vifs remerciements à toute ma famille :*  
*A mes chers parents qui ont fait de moi ce que je suis aujourd'hui. Je ne vous remercierais jamais assez pour votre présence et votre dévouement ;*  
*A mon cher Epoux qui m'a soutenu et encouragé ;*  
*A ma fille Yasmine que j'ai portée durant ma dernière année de thèse ;*  
*A ma sœur Amel et mes frères Walid et Mohamed ;*  
*A mes beaux-parents et toute ma belle-famille.*  
*Ce travail est aussi le vôtre.*

Je tiens à adresser un remerciement tout particulier à mon directeur de thèse **Monsieur Mohamed MEDDI** pour son encadrement, sa disponibilité et ses précieux conseils pour mener à bien ce travail de recherche. Les mots me manquent pour vous exprimer toute ma gratitude.

Le remerciement suivant revient à mon co-directeur de thèse **Monsieur Gil MAHE**, qui m'a beaucoup aidé et m'a permis d'aller au bout de cette thèse.

Je remercie aussi mon deuxième co-directeur de thèse **Monsieur Ali ASSANI** pour la précision de ses orientations et ses conseils.

Je tiens à adresser mes sincères remerciements **aux membres du jury** qui ont accepté d'examiner mon travail de thèse et contribuer sans doute à son enrichissement. Je remercie Monsieur le Professeur **B.SALAH** d'avoir accepté de présider le jury. Je tiens aussi à remercier Monsieur **A.MEDJERAB** professeur à l'USTHB de Bab Ezzouar, Monsieur **M.BESSENESE** professeur à l'université de Blida et Monsieur **M.K.MIHOUBI** professeur à l'ENSH.

Je remercie aussi toutes les institutions qui ont contribué à la réalisation de ce travail. Mes remerciements sont adressés à **l'Agence Nationale des Ressources hydrauliques et l'Office National de Météorologie** qui ont mis à ma disposition l'ensemble des données climatiques.

Je tiens aussi à remercier **l'Institut de Recherche au Développement (IRD)** qui m'a permis de bénéficier d'une bourse pour mener mes travaux de recherche à l'université de Rabat-Agdal au Maroc.

Je voudrai aussi remercier Kenza Khomsi de la Direction Nationale de Météorologie de Casablanca au Maroc qui m'a transmis ses connaissances et aidé dans mes travaux de thèse.

*Merci à toutes les personnes qui ont contribué d'une façon ou d'une autre à l'aboutissement de ce modeste travail de thèse.*

## Dédicaces

*A mon cher époux Amine et ma fille Yasmine*

*A mes chers parents*

*A toute ma famille*

*Sabrina*

## Liste des abréviations

- ACP : Analyse en Composantes Principales
- ANRH : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques
- ENSO : El NiNo Southern Oscillation
- GIEC : Groupe Intergouvernemental des Experts sur le Climat
- IC : indice climatique
- MCG : Modèle climatique global
- MCGOA : Modèle climatique global couplé Océan-Atmosphère
- MCR : Modèle climatique régional
- MO: Mediterranen Oscillation (oscillation méditerranéenne)
- MVR : méthode du vecteur régional
- NAO : North Atlantic Oscillation (Oscillation Nord Atlantique)
- ONM : Office National de Météorologie
- WeMO : West Mediterranean Oscillation

## Liste des figures

<b>Fig. 1.1:</b> Situation géographique de la zone d'étude	7
<b>Fig. 1.2 :</b> Relief de la zone d'étude	8
<b>Fig. 1.3 :</b> Découpage de l'Algérie en régions hydrographiques	9
<b>Fig. 1.4 :</b> Bassins versants du Nord de l'Algérie	10
<b>Fig. 1.5:</b> Répartition des précipitations annuelles à Alger, Annaba, Oran et Djelfa sur la période (1950-2010)	11
<b>Fig.1.6:</b> Situation géographique des postes pluviométriques de la zone d'étude	32
<b>Fig. 1.7:</b> Régionalisation des précipitations annuelles du Nord de l'Algérie	34
<b>Fig. 1.8 :</b> Chronique temporelle de l'indice du vecteur régional annuel des 6 régions homogènes	39
<b>Fig.1.9:</b> Seuil de rupture selon le test de Pettit	43
<b>Fig. 2.1:</b> Tendence des pluies extrêmes dans le monde	49
<b>Fig. 2.2 :</b> Fréquence des jours de pluies par percentiles à Alger, Annaba, Oran, Tenès et Constantine	57
<b>Fig.2.3 :</b> Nombre d'évènements pluvieux par décennie pour les percentiles 90, 95 et 99 pour chaque station	59
<b>Fig. 2.4 :</b> Evolution du nombre de jours pluvieux par classe de pluies pour chaque station	62
<b>Fig. 2.5 :</b> Nombre de jours de pluies par décennies pour les classes de pluies 10-20mm, 20-50mm, >50mm	64
<b>Fig. 2.6 :</b> Evolution temporelle de l'indice SDII à Alger, Annaba, Oran, Tenès et Constantine	67
<b>Fig. 3.1 :</b> Les grandes cellules de la circulation atmosphérique, séparées par les anticyclones (A) et les dépressions (D). Les flèches bleues symbolisent les courants froids et les rouges les courants chauds	71
<b>Fig. 3.2. :</b> Schéma de la circulation horizontale de l'atmosphère en Juillet : (+) anticyclone ; (-) dépression et le trait est la Zone de Convergence Intertropicale	72
<b>Fig. 3.3 :</b> Schéma de la circulation horizontale de l'atmosphère en Janvier : (+) anticyclone ; (-) dépression et le trait est la Zone de Convergence Intertropicale	73
<b>Fig. 3.4 :</b> Phénomène El Nino en hiver et en été	75
<b>Fig. 3.5 :</b> situation normale du phénomène El Nino	76
<b>Fig. 3.6 :</b> situation climatique El Nino	78
<b>Fig. 3.7 :</b> variation de l'indice NAO sur 200 ans	79
<b>Fig. 3.8 :</b> phase positive de NAO en hiver	80
<b>Fig. 3.9 :</b> Phase négative de NAO en hiver	81
<b>Fig. 3.10 :</b> Schéma récapitulatif des connexions tropiques-latitudes moyennes selon une coupe nord sud, pour un régime de NAO négatif	82
<b>Fig.3.11 :</b> Phases négative et positive de WeMO	83
<b>Fig. 3.12 :</b> Evolution annuelle des indices climatiques SOI (a), NAOI (b), MOI (c) et WeMOI (d)	87
<b>Fig. 3.13 :</b> Corrélations entre les précipitations annuelles du Nord de l'Algérie et SOI	89
<b>Fig. 3.14 :</b> Corrélations entre les précipitations du Nord de l'Algérie et les indices MOI et WeMOI	

NAO en hiver (Janvier, février, Mars)	93
<b>Fig. 4.1</b> : Représentation des différents compartiments du système climatique et de leurs interactions (GIEC, 2007)	104
<b>Fig.4.2</b> : Principe du découpage en maille utilisé par les modèles atmosphériques.	105
<b>Fig. 4.3</b> : Le concept de réduction d'échelle spatiale	108
<b>Fig. 4.4</b> : principales sources d'incertitude à prendre en compte lors de l'élaboration de scénarios climatiques	112
<b>Fig. 4.5</b> : Représentation des points de maille des modèle climatiques régionaux	117
<b>Fig. 4.6</b> : Cycle saisonnier des pluies simulé par les MCR sur la période 1961-2000 à Alger (a), Annaba (b), Tenes (c), Constantine (d) and Oran (e); en mm	120
<b>Fig. 4.7</b> : Evolution de la fréquence des jours de pluies $\geq 10$ mm simulée par les MCR sur la période 1961-2000 à Alger, Annaba, Ténès, Oran et Constantine	131
<b>Fig. 4.8</b> : Evolution de la fréquence des jours de pluies $\geq 20$ mm simulée par les MCR sur la période 1961-2000 à Alger, Annaba, Oran, Ténès et Constantine	132
<b>Fig. 4.9</b> : Différence de précipitations annuelles entre les deux périodes futures et la période de référence 1961-1990	135
Figure <b>4.10</b> : Différence des précipitations saisonnières entre les deux périodes 2021-2050, 2070-2099 et la période de référence 1961-1990	136
<b>Fig.4.11</b> : différence entre la fréquence des jours de pluies du 90 <sup>ème</sup> percentile des périodes futures et la période de référence 1961-1990	138
<b>Fig.4.12</b> : Différence entre la fréquence des jours de pluies supérieure à 10mm des périodes futures et la période de référence 1961-1990	138
<b>Fig. 4.13</b> : différence entre la fréquence des jours de pluies supérieure à 20mm des périodes futures et la période de référence 1961-1990	139

## Liste des Tableaux

<b>Tableau 1.1</b> : Liste des 17 bassins hydrographiques de l'Algérie	10
<b>Tableau 1.2</b> : Évaluation des potentialités en eau et des prélèvements des principaux aquifères du Nord de l'Algérie	12
<b>Tableau 1.3</b> : Caractéristiques des stations pluviométriques ANRH	29
<b>Tableau 1.4</b> : Caractéristiques des stations ONM	31
<b>Tableau 1.5</b> : Résultats de l'ACP après rotation Varimax	33
<b>Tableau 1.6</b> : Corrélation et qualité des stations par rapport au vecteur régional annuel	35
<b>Tableau 1.7</b> : Les cinq années les plus sèches et humides de chaque région homogène	38
<b>Tableau 1.8</b> : Limites du test d'hétérogénéité pour l'acceptance ou le rejet de la région proposée	40
<b>Tableau 1.9</b> : Résultats des tests d'homogénéité H1 H2 et H3 de chaque région	40
<b>Tableau 1.10</b> : Tendances des précipitations annuelles de chaque région homogène	41
<b>Tableau 1.11</b> : Probabilité associée au test de Pettitt	42
<b>Tableau 1.12</b> : Tendances des précipitations mensuelles de chaque région homogène	44
<b>Tableau 2.1</b> : Tendances des pluies annuelles à Alger, Annaba, Oran, Ténès et Constantine	55
<b>Tableau 2.2</b> : valeur du seuil de précipitations de chaque percentile en mm	56
<b>Tableau 2.3</b> : Tendances des indices de pluies journalières par percentile (pente de sens jours/décennie)	58
<b>Tableau 2.4</b> : Rupture des indices de pluie journalière par percentile selon le test de Pettitt	58
<b>Tableau 2.5</b> : Nombre total de jours de pluies avant et après la date de rupture	60
<b>Tableau 2.6</b> : Tendances des indices de pluies journalières par classe de pluie pour chaque station	61
<b>Tableau 2.7</b> : Rupture des indices de pluie journalière par classe de pluie selon le test de Pettitt	62
<b>Tableau 2.8</b> : Fréquence des pluies journalières de chaque classe de pluie avant et après 1975 à Alger, Annaba, Oran, Ténès et Constantine	65
<b>Tableau 2.9</b> : tendance de l'intensité des pluies journalières à Alger, Annaba, Oran, Ténès et Constantine (pente de sens mm/j/ 10ans)	68
<b>Tableau 3.1</b> : Corrélations entre les indices climatiques SOI, NAO, MO et WeMO	87
<b>Tableau 3.2</b> : Coefficients de corrélation de Kendall entre le vecteur régional annuel de chaque région homogène et les indices climatiques	88
<b>Tableau 3.3</b> : Coefficients de corrélation entre les pluies annuelles (M2) et les indices climatiques	89
<b>Tableau 3.4</b> : Coefficients de corrélation entre les pluies annuelles (M5) et les indices climatiques	90
<b>Tableau 3.5</b> : Coefficients de corrélation entre les pluies annuelles (M10) et les indices climatiques	90
<b>Tableau 3.6</b> : Coefficients de corrélation de Kendall entre le vecteur régional mensuel et les indices climatiques	91
<b>Tableau 3.7</b> : Coefficients de corrélation de Kendall entre les précipitations et les indices	

climatiques en période humide et sèche	94
<b>Tableau 3.8</b> : coefficients de corrélation de Kendall entre les indices de pluies journalières par percentile et les indices climatiques en hiver et en été	95
<b>Tableau 3.9</b> : Coefficients de corrélation de Kendall entre les indices de pluies journalières par classe de pluies et les indices climatiques en hiver et en été	96
<b>Tableau 3.10</b> Coefficients de corrélation de Kendall entre l'indice de l'intensité journalière et les indices climatiques en hiver et en été	97
<b>Tableau 3.11</b> : coefficient de corrélation entre l'indice Nord-Algérie et le vecteur régional annuel	100
<b>Tableau 3.12</b> : Coefficients de corrélation entre le vecteur régional mensuel et l'indice climatique	100
<b>Tableau 4.1</b> : Avantages et limites d'un modèle climatique globale	111
<b>Tableau 4.2</b> : Avantages et inconvénients des techniques de réduction d'échelle dynamique et statistique	111
<b>Tableau 4.3</b> : Nom et origine des modèles régionaux de climat (MRC), et leur acronyme	117
<b>Tableau 4.4</b> : Evaluation des pluies annuelles simulées par les MCR sur la période 1961-2000	121
<b>Tableau 4.5</b> : Estimation du biais (%) entre les pluies totales observées en période humide (Octobre-Mai) et simulées par les MCR sur la période 1961-2000.	121
<b>Tableau 4.6</b> : Estimation du biais (%) entre les pluies d'été observées et simulées par les MCR sur la période 1961-2000.	122
<b>Tableau 4.7</b> : Tendances de la fréquence des pluies journalières du 90 <sup>ème</sup> percentile observées et simulées par les modèles au cours de la période 1961-2000 estimées par la pente de Sen	125
<b>Tableau 4.8</b> : Tendances de la fréquence des pluies journalières $\geq 10$ mm observées et simulées par les modèles au cours de la période 1961-2000 estimées par la pente de Sen	125
<b>Tableau 4.9</b> : Tendances de la fréquence des pluies journalières $\geq 20$ mm observées et simulées par les modèles au cours de la période 1961-2000 estimées par la pente de Sen	125
<b>Tableau 4.10</b> : Valeur des pluies observées et simulées correspondant au seuil 90ème percentile pendant la période 1961-2000	127
<b>Tableau 4.11</b> : Evaluation des nombres de jours de pluie du 90ème percentile simulés par les MCR sur la période 1961-2000	127
<b>Tableau 4.12</b> : Evaluation de la fréquence des pluies $\geq 10$ mm simulée par les MRC sur la période 1961-2000	129
<b>Tableau 4.13</b> : Evaluation de la fréquence des pluies $\geq 20$ mm simulée par les MRC sur la période 1961-2000	129
<b>Tableau 4.14</b> : Liste des modèles performants retenues pour chaque station	133

# Introduction Générale

## Introduction générale

### Contexte

Depuis plusieurs années le changement climatique est devenu un sujet d'actualité continu. Le Panel Intergouvernemental sur le Changement Climatique (IPCC) est l'organisation principale chargée de l'évaluation du changement climatique, établi selon le Programme d'Environnement des Nations Unies (UNEP) et l'Organisation Mondiale Météorologique (WMO) pour offrir au monde une vue scientifique et claire sur l'état du changement climatique et de ses potentielles conséquences environnementales et socio-économiques. L'IPCC définit le changement climatique comme tout changement produit à cause, ou bien de la variabilité de la nature, ou bien comme résultat de l'activité humaine.

Mais ce qui intéresse de plus en plus les chercheurs s'est bien l'impact environnemental et sociaux-économiques de ces changements climatiques en vue de mettre en œuvre des mesures d'adaptation et d'atténuation pour une gestion durable des ressources en eau, de l'agriculture, de l'énergie et de la biodiversité....etc.

Les questions relatives à la gestion des ressources en eau et aux risques hydrologiques sont particulièrement importantes dans un contexte où la pénurie en eau et les catastrophes hydrologiques s'accroissent dans de nombreuses régions du monde.

Les pressions accrues sur les ressources en eau liées aux changements climatiques et d'usages de l'eau ainsi que les compétitions grandissantes entre usagers sont reconnues comme des enjeux mondiaux. Le bassin méditerranéen a été identifié comme l'une des régions les plus vulnérables aux « crises de l'eau » du fait de ressources en eau limitées, d'importants changements climatiques et de pressions anthropiques croissantes.

Les précipitations, principale source d'eau, présentent de fortes variabilités spatio-temporelle et une tendance à la baisse sur une grande partie de la méditerranée ; en Algérie (taibi *et al.*, 2013 ; Meddi *et al.*, 2007), au Maroc (Benassi, 2001 ; Singla *et al.*, 2010) en Tunisie (Kingumbi *et al.*, 2005), en Espagne (De-Louis *et al.*, 2000 ; Sinoga *et al.*, 2011), en Italy (Longobardi et Villani, 2009 ; Caloiero *et al.*, 2011) et en Grèce (Xoplaki *et al.*, 2000 ; Feidas *et al.*, 2007). Identifier l'origine et les causes de cette modification du régime pluviométrique nécessite une analyse de la variabilité climatique. Il s'agit notamment de comprendre et de

représenter les liens entre les facteurs climatiques et l'évolution spatio-temporelle des précipitations.

Une attention particulière est portée sur ces dernières années aux précipitations extrêmes et leur évolution dans des scénarios de changements climatiques, par la modélisation de ces phénomènes à l'échelle de temps climatique.

La plupart des modèles climatiques simulent l'évolution du climat passé et futur à l'échelle mondiale. Leur résolution, de l'ordre de la centaine de kilomètres, est suffisante pour comprendre la dynamique de grande échelle de la planète et produire par exemple des moyennes de température ou de précipitations. À cette échelle, les spécificités régionales du climat ne peuvent cependant pas être correctement représentées.

Pour étudier l'évolution du climat méditerranéen, les scientifiques doivent utiliser des modèles régionalisés, « focalisés » sur cette zone particulière.

Depuis le quatrième rapport du GIEC paru en 2007, les simulations régionalisées se multiplient et permettent d'affiner les tendances sur le bassin méditerranéen. Bien que l'étude des précipitations reste un défi majeur pour les climatologues, quelques tendances se distinguent par une baisse des précipitations moyennes visibles à partir du milieu du XXI<sup>e</sup> siècle et des extrêmes plus marqués (sécheresses et pluies intenses).

## **Problématique**

Dans un contexte de changement climatique, l'analyse de la variabilité des précipitations a fait l'objet de plusieurs études et à différentes échelles de temps. L'analyse des tendances des précipitations dans la région méditerranéenne montre une baisse significative des précipitations à partir des années 1970 (Xoplaki *et al.*, 2000 ; Knippertz *et al.*, 2003a ; New *et al.*, 2001; Rodrigo and Trigo 2007, Singla *et al.*, 2010, Meddi *et al.*, 2007). Cette tendance à la baisse est plus importante en hiver (Jacobeit, 2000 et Giorgi, 2002).

Selon Demmak *et al.* (2001), l'Algérie a connu au cours des 25 dernières années (1975-1998), une sécheresse intense et persistante qui a touché l'ensemble du territoire, et a été particulièrement rude dans l'Ouest du pays. L'analyse des séries temporelles de précipitations indique une rupture à partir des années 1970, et la décennie 1980 a été la plus déficitaire (Medjrab, 2005 ; Meddi *et al.* 2007 ; Bekkoussa *et al.*, 2008 ; Meddi *et al.*, 2010 ; Taibi, 2011).

De nombreuses études ont lié les variations du régime pluviométrique de la Méditerranée à la circulation atmosphérique générale. Toutefois, la relation entre les précipitations et les indices climatiques fait toujours l'objet d'un débat. Certains, lient la variabilité des précipitations du bassin Méditerranéen à l'Oscillation Nord Atlantique (NAO : NorthAtlantic Oscillation) (Salameh, 2008 ; Xoplaki *et al.*, 2004 ; Lopez *et al.*, 2010 ; Brandimarte *et al.*, 2011), tandis que d'autres, expliquent cette variabilité par l'indice El Nino (ENSO : El Nino/Southern Oscillation) (Kiladis and Diaz 1989 ; Rodo *et al.*, 1997 ; Van Oldenborgh *et al.*, 2000 ; Lloyd-Hughes and Saunders, 2002 ; Knippertz *et al.*, 2003b).

En Algérie, jusqu'à nos jours, une seule étude s'est intéressée à l'influence de la circulation atmosphérique générale sur la variabilité pluviométrique du Nord-Ouest Algérien (Meddi *et al.*, 2010). On connaît donc mal l'origine de la variabilité pluviométrique du Nord de l'Algérie, soumise aux conditions climatiques méditerranéennes et aux influences atlantiques.

On connaît également très peu l'impact du changement climatique sur les pluies journalières et particulièrement les extrêmes. Les travaux menés jusqu'à présent ne concernent pratiquement que l'analyse statistique ou fréquentielle des pluies journalières maximales (Benabdesselam et Amarchi, 2014 ; Habibi *et al.*, 2012 ; Benkhaled, 2007). C'est dans ce sens que nous nous proposons d'orienter notre étude vers l'analyse des pluies journalières en mettant l'accent sur les extrêmes leur évolution et leur tendance.

Afin d'expliquer la variabilité des précipitations du Nord de l'Algérie aux différents pas de temps, nous analyserons les relations qui existeraient entre ces dernières et les principaux modes de la circulation atmosphérique.

Evaluer l'impact des changements climatiques sur la disponibilité des ressources en eau, ce fait aujourd'hui par le biais de modèles climatiques régionaux qui simulent l'évolution des pluies passés et futures à l'échelle régionale pour un scénario d'émissions de gaz à effet de serre donné. A l'échelle euro-méditerranéenne différents projets ont œuvré pour offrir et améliorer de plus en plus les simulations des modèles climatiques régionaux tels que le projet PRUDENCE (achevé en 2004), le projet ENSEMBLE (achevé en 2009) et le projet CORDEX qui est en cours.

Plusieurs études menées dans les différentes régions du pourtour méditerranéen se sont intéressées à l'analyse des simulations issues des sorties de ces modèles climatiques régionaux pour évaluer d'une part leur performance mais aussi pour anticiper sur l'évolution future à l'horizon 2050 jusqu'à 2100 des précipitations moyennes et extrêmes (ex. : Giorgio *et*

al., 2008 ; Ceglar *et al.*, 2014 ; Zanis *et al.*, 2008 ; Coppola et Giorgi, 2010 ; Trambly *et al.*, 2012 ; Bargaoui *et al.*, 2014).

Ce travail de thèse permettra d'évaluer la capacité des modèles climatiques régionaux du projet « ENSEMBLES » à reproduire les pluies moyennes et extrêmes du Nord de l'Algérie.

Finalement cette thèse a pour objectifs :

- D'analyser l'évolution et les tendances des précipitations moyennes et extrêmes du Nord de l'Algérie ;
- De rechercher une relation entre les différents modes de la circulation atmosphérique et les précipitations moyennes et extrêmes ;
- D'étudier les pluies extrêmes et moyennes passés et futures issues des sorties de modèles climatiques régionaux «ENSEMBLES» et les comparer aux données observées.

Les résultats obtenus permettront d'avoir une connaissance approfondie sur la variabilité spatio-temporelle des précipitations de tout le Nord de l'Algérie, mais surtout d'identifier les principaux facteurs influençant cette variabilité, pour une meilleure maîtrise de la ressource.

L'intégration des modèles climatiques est un moyen d'analyser l'impact des changements climatiques sur la disponibilité de la ressource à moyen et à long terme. Plusieurs sorties de modèles seront utilisés pour définir le ou les modèles les mieux adaptés à notre zone d'étude.

### **Organisation de la thèse**

Cette thèse s'organise en 4 parties :

**Partie I :** la première partie s'intéresse à l'évolution spatio-temporelle des précipitations annuelles et mensuelles du Nord de l'Algérie au cours des 70 dernières années. Des méthodes d'homogénéisation et de régionalisation sont utilisées pour former des groupes homogènes au sein de la zone d'études pour procéder ensuite à l'analyse des tendances des précipitations. Une description générale de la zone d'étude est aussi présentée.

**Partie II :** cette partie s'intéresse à l'évolution des pluies journalières du Nord de l'Algérie. Il s'agit d'analyser l'évolution temporelle de la fréquence et l'intensité des pluies journalières sur la période 1940-2010. Des indices de pluies journalières et extrêmes sont calculés et leur tendance est analysée.

**Partie III** : la troisième partie cherche à mettre en évidence l'influence de la circulation atmosphérique générale sur la variabilité des précipitations moyennes et extrêmes du Nord de l'Algérie. Il s'agit d'identifier des liaisons entre 4 modes de la circulation atmosphérique influençant l'hémisphère Nord et particulièrement le bassin méditerranéen (Oscillation Nord Atlantique, El Nino Southern Oscillation, Oscillation méditerranéenne, Oscillation Ouest méditerranéenne) et les précipitations en utilisant des tests de corrélation.

**Partie IV** : enfin la dernière partie s'intéresse à l'évaluation des sorties de modèles climatiques régionaux du projet ENSEMBLES. Nous évaluerons d'abord la capacité de 10 modèles à reproduire les pluies moyennes et extrêmes du Nord de l'Algérie sur la période de contrôle 1961-2000, en comparant les simulations aux observations. Ensuite, nous analyserons l'évolution future des pluies moyennes et extrêmes sur deux périodes de projections 2021-2050 et 2070-2099.

Partie 01 :

*Evolution des pluies moyennes mensuelles et annuelles*

*du Nord de l'Algérie*

# 1. Evolution des pluies moyennes mensuelles et annuelles du Nord de l'Algérie

## Introduction

Dans cette première partie, nous présentons d'abord en section 1.1 la zone d'étude « Nord de l'Algérie » et ses différentes caractéristiques. La section 1.2 expose l'évolution des précipitations dans les différentes régions du monde et particulièrement en méditerranée. Les différentes méthodes d'homogénéisation et régionalisation de données et détection de tendance et de rupture dans une série chronologique de données sont illustrées en section 1.3. La section 1.4 expose les résultats de l'analyse de la variabilité spatio-temporelle des précipitations du Nord de l'Algérie.

Cette partie s'intéresse donc à la régionalisation et l'analyse des tendances des pluies annuelles et mensuelles du Nord de l'Algérie au cours des soixante-dix dernières années.

## 1.1. Présentation de la zone d'étude

### 1.1.1. Situation géographique

Le Nord de l'Algérie se trouve limitée par les parallèles 33° et 37°N et par les longitudes 2° Ouest et 10° Est. La surface totale de cette zone est d'environ 227 740 Km<sup>2</sup>. Elle s'étend sur une largeur de 350 Km environ et 1000 Km le long du littoral. Le Maroc et la Tunisie constituent respectivement les limites Ouest et Est, la mer méditerranée constitue la limite Nord et l'Atlas saharien la limite Sud (Fig. 1.1).

Le Nord Algérien renferme les principales ressources en eaux de surface et les infrastructures hydrauliques du pays. La partie Sud de l'Algérie est plutôt alimentée par ses ressources en eaux souterraines principalement de la nappe albienne.

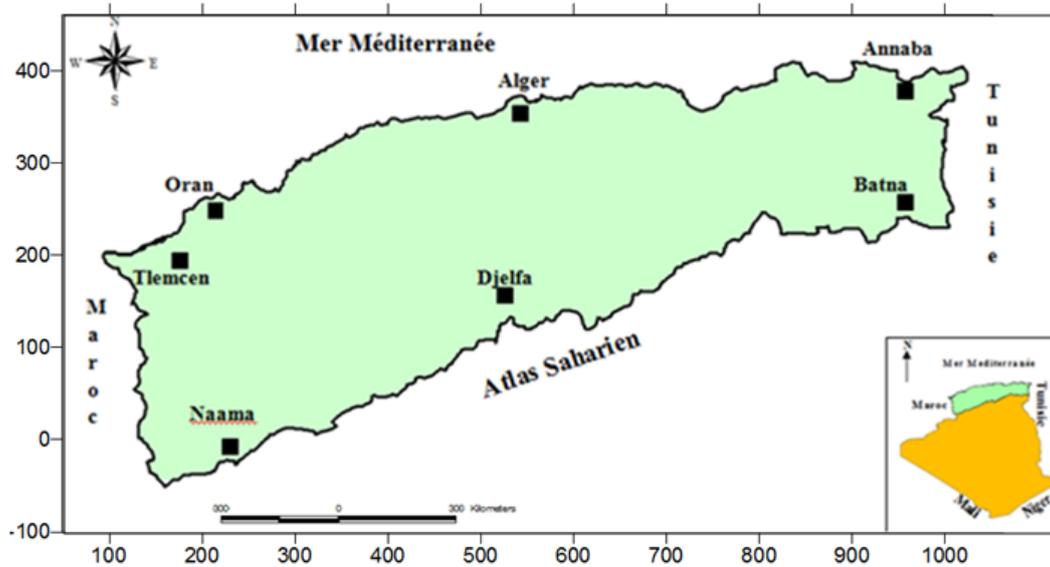


Fig. 1.1: Situation géographique de la zone d'étude

### 1.1.2. Principaux reliefs

Le relief est le résultat d'une conjugaison de plusieurs facteurs et particulièrement par l'évolution géologique et par l'action de l'érosion à une grande échelle (des milliers ou des millions d'années). Dans ce contexte l'Algérie est divisée en trois ensembles distincts (Fig. 1.2).

Au Nord, l'Atlas tellien forme avec l'Atlas saharien, plus au Sud, deux ensembles de relief parallèles se rapprochant en allant vers l'Est, et entre lesquels s'intercalent de vastes plaines et hauts plateaux. Les deux Atlas tendent à se confondre dans l'Est de l'Algérie, où l'on retrouve les vastes chaînes montagneuses des Aurès (Batna, Khenchela, Oum-El-Bouaghi, Aïn M'lila, Souk-Ahras, Guelma, Biskra, etc.) et de la Nememcha (Tébessa) qui occupent la totalité de l'Est algérien. Le point le plus culminant est le mont Chéïa à 2 328 mètres d'altitude.

#### - *L'Atlas tellien*

La bande tellienne large de 80 à 190 Km, s'étend sur environ 1200 Km de long couvrant ainsi la quasi-totalité de la zone littorale. Elle est formée de chaînes de montagnes qui se succèdent d'Ouest en Est (l'Ouarsenis, le Chenoua, le Djurdjura, les Babors et les Bibans, ...). Au Nord, on rencontre le massif du Djurdjura qui culmine au pic de Lala Khadîdja (2308 m d'altitude) et plus à l'Est le massif cristallin de l'Edough. Au Sud, se dressent les monts du Titteri relayés par le massif de Guergour et les monts de Ferdjioua

(Nord-Est de Sétif). Ces derniers sont prolongés par les monts de Constantine et de la Medjerda. L'Ouest tellien, se trouve dominé par les massifs du Dahra, Ouarsenis et Trara.

Entre tous ces massifs s'intercalent les plaines du Cheliff et de Sidi Bel Abbès à l'Ouest, la Mitidja au Centre et Seybousse à l'Est. Au Nord de l'Atlas tellien et en bordure de la mer s'étend le Sahel.

#### - les hauts plateaux

Entre les massifs telliens et l'Atlas saharien, s'étend un ensemble de plaines et de hauts plateaux offrant un paysage de steppes, d'une altitude variant entre 600 et 1000 m. À l'Ouest du pays, elles s'étirent sur près de 500 Km sur une largeur de 100 à 200 Km. À l'Est, elles s'étendent sur une longueur de 200 Km environ avec un relief un peu plus élevé qu'à l'Ouest (entre 800 et 1000 m). Le climat caractérisant cette région est de type semi-aride.

Des étendues d'eau salée, qu'on appelle « les chotts », caractérisent cette partie. Le point le plus bas d'Algérie, atteint au Chott Melrhir, descend à -40 m.

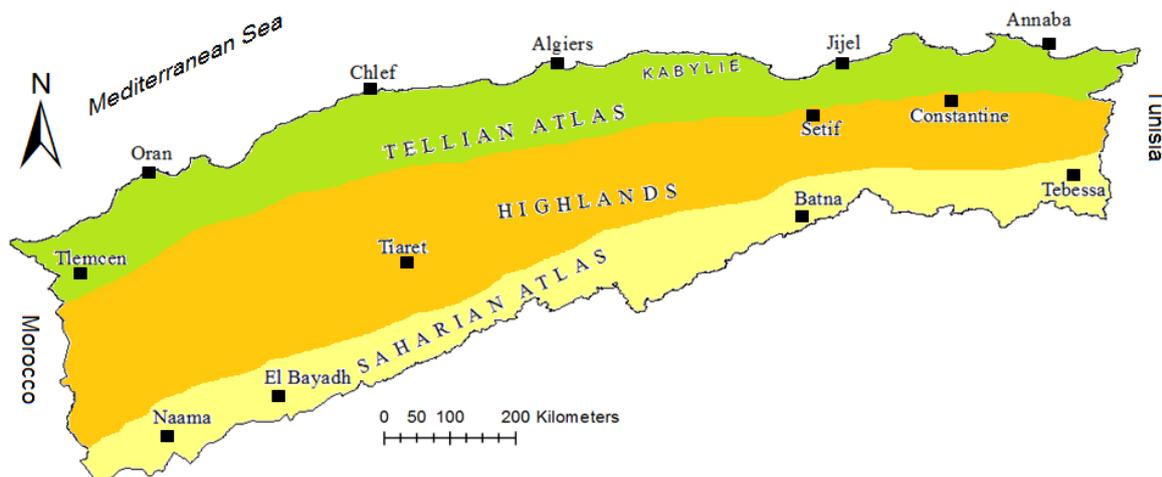


Fig. 1.2 : Relief de la zone d'étude

#### 1.1.3. Caractéristiques hydrographiques

Au Nord de la ligne de crête de l'atlas, le Nord Algérien, couvre d'Ouest en Est, 4 grandes régions (bassins) hydrographiques (Fig. 1.3):

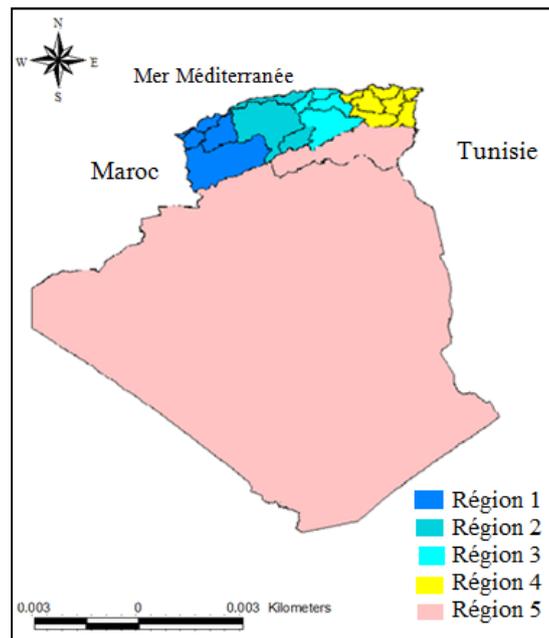
- **Région 1** : Oranais-Chott Chergui (bassins hydrographiques 16, 04, 11, 08) ;
- **Région 2** : Chellif-Zahrez (bassins hydrographiques 01, 17 et la côte de Ténès : 02A) ;

- **Région 3** : Algérois-Soummam-Hodna (bassins hydrographiques 02B, 09, 05 et 15)
- **Région 4** : Constantinois-Seybouse-Mellegue (bassins hydrographiques 03, 07, 10, 14 et 12)

Ces 4 régions hydrographiques sont divisées en 15 bassins hydrographiques (Fig. 1.4) repartis en 2 catégories :

- **Les bassins tributaires de la Méditerranée**, au nombre de 11, des oueds drainant l'Atlas Tellien (les côtiers Algérois-02, côtiers Constantinois-03, et côtiers Orançais-04, le Tafna-16, la Macta-11, l'Isser-09, le Chellif-01, la Soummam-15, le Kebir Rhumel-10, le Seybouse-14 et la Medjerda-12).
- **Les bassins endoréiques**, au nombre de 4, des oueds dont les écoulements se font vers les chotts (chott Chergui-08, chott Zahrez-17, chott Hodna-05, les hauts plateaux Constantinois-07).

Le flanc Sud de l'Atlas fait partie de la région 5 : le bassin du Chott Melrhir-06 et le bassin du Sahara-13.



**Fig.1.3** : Découpage de l'Algérie en régions hydrographiques (source : ANRH)

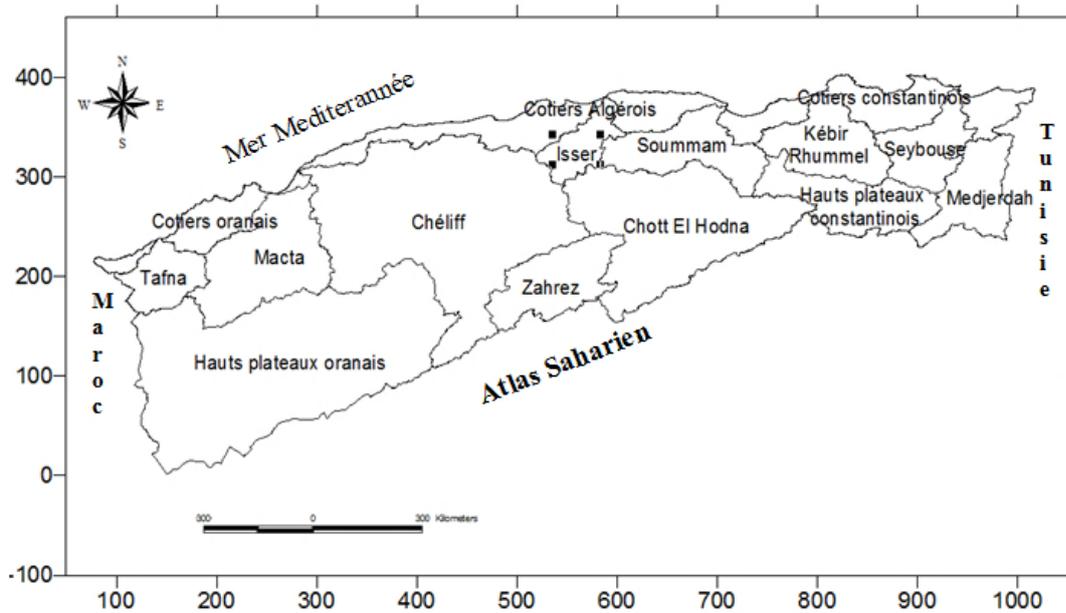


Fig.1.4 : Bassins versants du Nord de l'Algérie (source : ANRH)

Au total l'Algérie couvre 17 grands bassins hydrographiques (tableau 1.1). Ce découpage fut initié lors de l'étude générale intitulée Plan National de l'Eau (PNE) lancée en 1993.

**Tableau 1.1** : Liste des 17 bassins hydrographiques de l'Algérie et leur superficie (source : ANRH)

Bassins	Nom	Superficie en Km <sup>2</sup>
01	Chélif	43 750
02	Côtiers Algérois	11 958
03	Côtiers Constantinois	11 566
04	Côtiers Oranais	5 831
05	Chott Hodna	25 843
06	Chott Melrhir	68 750
07	Hauts plateaux Constantinois	9 578
08	Chott Chergui (hauts plateaux Oranais)	52 090
09	Isser	4 149
10	Kébir Rhumel	8 815
11	Macta	14 389
12	Medjerda	7 785
13	Sahara	2 087 995
14	Seybouse	6 475
15	Soummam	9 125
16	Tafna	7 245
17	Zahrez	9 141

#### 1.1.4. Caractéristiques climatiques

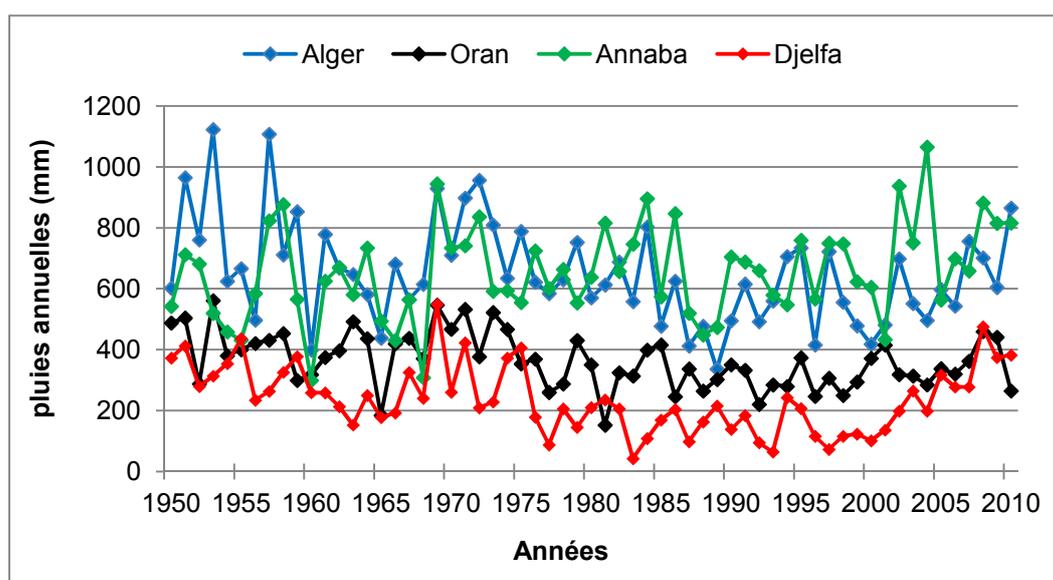
La zone d'étude connaît un climat très varié selon un axe Nord-Sud :

- un climat de type méditerranéen qui caractérise le Tell;
- un climat semi-aride domine les hauts plateaux. Il est plus froid et neigeux pendant l'hiver et plus chaud et sec pendant l'été.

*Les régimes de pluies* sont très irréguliers d'une région à l'autre, notamment entre le Nord et les hauts plateaux et entre l'Est et l'Ouest de la zone d'étude. Les précipitations en Algérie augmentent d'Ouest en Est et diminuent du Nord au Sud.

Sur la période 1950-2010, les pluies moyennes annuelles sont d'environ 364mm à Oran, 654mm à Annaba, 650mm à Alger et 238mm à Djelfa (Fig.1.5).

L'irrégularité des régimes de pluies est très prononcée à l'échelle saisonnière. Les quantités de pluies les plus importantes tombent entre les mois de novembre et février, alors que la saison d'été est la plus sèche. L'irrégularité est aussi bien marquée d'une année à l'autre (la pluie annuelle à Alger est passée de 497mm en 1956 à 1107mm en 1957).



**Fig.1.5:** Répartition des précipitations annuelles à Alger, Annaba, Oran et Djelfa sur la période (1950-2010)

*Les températures* moyennes annuelles et mensuelles réagissent directement en interaction avec les autres facteurs météorologiques (insolation, déficit hygrométrique, pression barométrique, etc.). L'influence de la mer, comme facteur attiédissant en hiver et rafraichissant en été, est assez marquée sur les régions du littoral. De même, les contrastes saisonniers sont bien marqués entre l'hiver et l'été.

Les minima thermiques sont généralement atteints au mois de janvier alors que les maxima sont atteints en juillet et août. L'analyse des variations des températures annuelles, sur une série d'observations de 10 ans (1975 à 1985), montre que les stations du littoral sont caractérisées par des maxima compris entre 25°C et 30°C atteints en juillet. Dans les Aurès ainsi que dans les hauts plateaux de la région de Djelfa, la température estivale varie de 30°C à 38°C. Les minima sont enregistrés au mois de janvier et sont inférieurs à 10°C. Dans les montagnes de Kabylie, la température avoisine les 3°C voire -7°C en hiver. Les automnes sont plus chauds que les printemps. Oran, par exemple, a une moyenne de 18.8°C en octobre et de 16.7°C en mai (Touazi, 2001, in Assaba M., 2004).

*Le Sirocco* est un vent violent venant du Sud. Le plus souvent, il est chargé de particules de sable extrêmement ténues. Il se produit en toute saison, mais il est beaucoup plus fréquent pendant le printemps, l'été et l'automne que pendant l'hiver.

#### 1.1.5. Caractéristiques hydrogéologiques

Du point de vue hydrogéologique, on retrouve généralement dans le Nord de l'Algérie des entités hydrogéologiques d'ampleur relativement limitée et en nombre important (tableau 1.2).

Les ressources en eau souterraines contenues dans les nappes du Nord du pays sont estimées à environ 2 milliards de m<sup>3</sup>/an. Ces nappes sont alimentées par les pluies : soit directement par l'infiltration directe, soit indirectement par l'infiltration des oueds.

L'alimentation en eau est donc conditionnée par la pluviométrie qui est caractérisée par une grande variabilité à la fois dans l'espace et dans le temps.

**Tableau 1.2 :** Évaluation des potentialités en eau et des prélèvements des principaux aquifères du Nord de l'Algérie

Région hydrographique	Nappes	Potentialités (Hm <sup>3</sup> /an)
<b>Oranie-Chott Chergui</b>	Plaine de Maghnia	15
	Monts de Tlemcen	40
	Plaine de Sidi Bel Abbès	30
	Djbel Murdjadjou-Brédéah	12
	Chott Chergui	54
	Plateau de Saida	50
	Plaine Ghriss	70
<b>Cheliff-Zahrez</b>	Plateau Sersou	12
	Plaine de la Mina	17
	Plaine de Ain Oussera	27
	Zahrez	50
	Plateau Kser Chellala	14

	Chéllif	80
<b>Algerois-Hodna-Soummam</b>	Plaine de Bouira	15
	Plaine côtière Bejaïa	35
	Vallée de la Soummam	100
	Plaine alluviale de l'oued Djer	20
	Mitidja	328
	Sahel	28
	Boudouaou	12
	Calcaire de Toudja	15
	Calcaire de Bejaïa	17
<b>Constantinois-Seybouse-Mellegue</b>	Sebaou	53
	Chott El Hodna	133
	Synclinal de Dekhla	14
	Plaine de Tebessa Morsot	18
	Plateau de Cherea	18
	Plaine de Biskra Tolga	60
	Oued Nil	20
	Oued Djendjen	10
	Plaine de Ain M'lila	22
	Vallée de l'oued Safsaf	12
	Plaine de oued Kebir	15
	Plaine de Gualma	17
	Plaine d'Annaba	45
	Plaine alluviale Isser	35
	Oued M'zi	223
Chott Gharbi	40	
	<b>Total</b>	<b>1776</b>

(Source : ministère des ressources en eau, 2007)

## 1.2. Etat de l'art sur l'évolution des précipitations

Le climat n'a cessé de fluctuer à toutes les échelles de temps. Cependant les variations qu'a connu le climat à l'échelle du globe ces dernières années semblent préoccuper plusieurs chercheurs en particulier ceux du groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC). Cette partie expose les variations climatiques observées à l'échelle planétaire ainsi qu'à l'échelle de la région méditerranéenne.

### 1.2.1. Évolution des précipitations dans le monde selon le GIEC

Le groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) a été établi en 1988 par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) et le Programme des Nations Unies pour l'Environnement (PNUE). Ce groupe d'experts est composé d'une centaine de scientifiques issus de toutes les régions du monde.

Depuis 1990, le GIEC a présenté une série de rapports d'évaluation, rapports spéciaux, notes techniques, méthodologies et autres documents devenus des ouvrages de référence largement utilisés par les gouvernants, les scientifiques et d'autres experts.

Jusqu'à maintenant, le GIEC a présenté 5 rapports concernant les changements climatiques, à savoir le rapport 1 en 1992, le rapport 2 en 1995, le rapport 3 en 2001, le rapport 4 en 2007 et le rapport 5 en 2014.

Chaque nouveau rapport apporte soit une confirmation soit un complément de ce qui a été déjà fait ou observé auparavant.

Grâce au nombre croissant de mesures directes une série de changements climatiques sont maintenant bien documentés. Les indicateurs de température et les indicateurs hydrologiques contribuent au degré de certitude de ces changements. Entre 1900 et 2005, les précipitations ont fortement augmenté dans l'est de l'Amérique du Nord et du Sud, dans le nord de l'Europe et dans le nord et le centre de l'Asie, tandis qu'elles diminuaient au Sahel, en Méditerranée, en Afrique australe et dans une partie de l'Asie du Sud. Il apparaît que la sécheresse a progressé à l'échelle du globe depuis les années 1970.

Les journées froides, les nuits froides et le gel ont été moins fréquents sur la plus grande partie des terres émergées depuis cinquante ans et que le nombre de journées chaudes et de nuits chaudes a au contraire augmenté : vagues de chaleur sur la majeure partie des terres émergées, fortes précipitations dans la plupart des régions et, depuis 1975, élévations extrêmes du niveau de la mer dans le monde entier.

La hauteur annuelle de précipitation pour les terres émergées a continué d'augmenter aux latitudes moyennes et élevées de l'hémisphère Nord (très probablement à un rythme de 0,5 à 1 % par décennie), sauf en Asie orientale. Dans les zones subtropicales (de 10° à 30° de latitude nord), les pluies à la surface des terres émergées ont en moyenne diminué (probablement d'environ 0,3% par décennie), bien qu'on ait noté des signes d'inversion de cette tendance ces dernières années.

Les mesures de la hauteur de précipitation à la surface du sol en zone tropicale indiquent une augmentation probable d'environ 0,2 à 0,3 % par décennie au 20<sup>ème</sup> siècle. Les mesures directes de la hauteur de précipitation et de nouvelles analyses par modèle des précipitations présumées mettent en évidence une augmentation correspondante des pluies sur de grandes parties des océans tropicaux. Il existe une forte corrélation entre l'augmentation des précipitations sur les terres émergées aux latitudes moyennes à élevées de l'hémisphère Nord

et l'augmentation à long terme de la nébulosité totale. Contrairement à ce qui a été observé dans l'hémisphère Nord, aucune variation systématique comparable de la hauteur de précipitation moyenne selon la latitude n'a été détectée dans l'hémisphère Sud.

Il est probable que la quantité totale de vapeur d'eau atmosphérique a augmenté de plusieurs points de pourcentage par décennie dans de nombreuses régions de l'hémisphère Nord. Les variations de la teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère durant les quelques 25 dernières années ont fait l'objet, dans certaines régions, d'analyses fondées sur des observations en surface in situ ainsi que sur des mesures concernant la basse troposphère effectuées par satellite et ballon météorologique. Malgré l'existence probable de biais en fonction du temps et de variations régionales des tendances, les séries de données les plus fiables semblent indiquer une augmentation générale de la teneur en vapeur d'eau atmosphérique à la surface du globe et dans la basse troposphère au cours des dernières décennies. De même, la concentration de vapeur d'eau dans la basse stratosphère a probablement augmenté de quelque 10 % par décennie depuis le début des observations (1980).

Dans son quatrième rapport, le GIEC (2007) a défini certaines conclusions ainsi que les incertitudes liées aux changements climatiques observés et les projections sur l'évolution future du climat. On entend par conclusion robuste en matière de changements climatiques toute conclusion qui reste valable pour un large éventail de démarches, de méthodes, de modèles et d'hypothèses et qui devrait généralement le rester malgré les incertitudes. Quant aux incertitudes clés, ce sont des incertitudes qui, une fois levées, peuvent donner lieu à de nouvelles conclusions robustes. Le cinquième rapport (GIEC,2014) vient confirmer ces résultats.

#### - **Conclusions**

L'essentiel du réchauffement général moyen constaté depuis 50 ans est pratiquement attribuable à l'augmentation de concentration des gaz à effet de serre anthropiques, qui ont connu une hausse de 70% entre 1970 et 2004. Il est en outre probable qu'en moyenne, tous les continents, à l'exception de l'Antarctique, ont subi les effets d'un réchauffement anthropique marqué. Ce réchauffement anthropique survenu depuis 30 ans a joué un rôle notable à l'échelle du globe dans l'évolution observée de nombreux systèmes physiques et biologiques.

#### - **Incertitudes**

Les données relatives au climat restent insuffisantes dans certaines régions. Les données et les études concernant les changements observés dans les systèmes naturels et aménagés sont très inégalement réparties d'une région à l'autre et sont particulièrement peu abondantes dans les pays en développement.

La variabilité des phénomènes extrêmes, comme la sécheresse, les cyclones tropicaux, les températures extrêmes ou la fréquence et l'intensité des précipitations, est plus difficile à analyser et à surveiller que les moyennes climatiques, car cela nécessite de longues séries chronologiques de données à haute résolution spatiale et temporelle.

### 1.2.2. Évolution du Climat méditerranéen

L'un des aspects les plus critiques de la région Méditerranéenne est le cycle hydrologique et sa variabilité par rapport aux variations planétaires du climat. La topographie du bassin méditerranéen est complexe, avec un forçage thermique et orographique influençant la structure des systèmes météorologiques et les circulations régionales. L'équilibre entre les précipitations et l'évaporation influe sur la circulation et la qualité des eaux de la mer Méditerranée.

La variabilité des précipitations des saisons humides de la région Méditerranéenne influe sur le bilan hydrologique de la zone et joue un rôle essentiel dans la gestion régionale de l'agriculture, les ressources en eau, les écosystèmes, l'environnement, l'économie ainsi que le développement social.

Plusieurs régions du bassin méditerranéen ont connu au cours de ces dernières décennies une modification du régime pluviométrique.

Xoplaki *et al.* (2000) ont analysé les tendances des précipitations pour la période 1950 à 1999, et ont montré que les précipitations de la saison humide ont augmenté en Méditerranée depuis le milieu du 20<sup>ème</sup> siècle avec un maximum enregistré dans les années 1960 puis ont diminué dès lors. À l'exception de quelques périodes humides survenues dans les années soixante-dix, début des années quatre-vingt et fin des années quatre-vingt-dix, la seconde moitié du 20<sup>ème</sup> siècle montre une tendance générale à la baisse de 2,2 mm/mois/décade., en particulier, la période fin quatre-vingt début quatre-vingt-dix, qui a connu une sécheresse générale sur de larges parties de la Méditerranée. Xoplaki *et al.* (2004) ont aussi constaté que les plus grandes quantités de précipitations durant la saison humide de la Méditerranée sont observées au mois d'Octobre à Mars mais avec de fortes variabilité.

Jacobeit (2000) et Giorgi (2002) ont analysé la variabilité saisonnière des précipitations et son évolution tout au long de la Méditerranée sur la période 1901–1998. Cette analyse révèle une tendance négative des précipitations en hiver. Selon Norrant et Douguédroit (2003), une seule tendance significative des précipitations existe dans le bassin méditerranéen de 1915–16 à 1987–88 qui concerne la diminution des pluies en Grèce, ailleurs tout au long des trois saisons de pluie une diminution non significative des précipitations domine. Norrant (2007) a montré que, les totaux régionaux de pluie dans le bassin méditerranéen diminuent essentiellement de façon non significative entre 1950 et 2000, seules quelques régions pendant quelques mois font exception avec des diminutions significatives des précipitations: l'Espagne méditerranéenne en octobre, le golfe de Gênes en décembre, la Grèce en janvier, et la région atlantique en mars. Philandras *et al.* (2011) ont analysé les tendances des pluies annuelles de 40 stations réparties sur l'ensemble du bassin méditerranéen sur la période 1951-2010 et ont mis en évidence une baisse significative des précipitations de 28% à l'Ouest et 23% au centre, alors que la région Est de la méditerranée indique une baisse non significative des précipitations d'environ 13%. Altava-Ortiz *et al.* (2010) ont analysé la variabilité mensuelle des précipitations au centre et l'Ouest de la méditerranée et ont montré que les deux décennies 1984/1985-1994/1995 et 1994/1995-2004/2005 ont été les plus sèches sur la période d'étude et une tendance à la baisse est observé pendant l'hiver au Centre et en hiver et en printemps à l'Ouest.

L'analyse statistique des séries pluviométriques au sud de l'Italie sur la période 1918–1999 montre une tendance à la baisse depuis les trente dernières années pour 97% des séries utilisées (Longobardi et Villani, 2009). Caloiero *et al.* (2011) ont aussi trouvé une tendance négative de la variabilité annuelle et saisonnière au sud de l'Italie sur les 50 dernières années particulièrement en hiver.

De-Louis *et al.* (2000) ont mis en évidence une baisse des précipitations annuelles de l'Est de l'Espagne (valence) associé à une augmentation de la variabilité interannuelle des précipitations. Sinoga *et al.* (2011) ont analysé la variabilité spatio-temporelle des pluies annuelles du sud de l'Espagne (Andalousie) sur la période 1960-2006 et ont montré que les stations situées à l'intérieure et sur le littoral Est indiquent une tendance à la baisse tandis que les stations situées sur le littoral Ouest montre une tendance positive, aussi une tendance générale à la baisse est observée en hiver, automne et printemps pour la majorité des stations excepté à l'Ouest.

Feidas *et al.* (2007) ont montré que les précipitations annuelles de la Grèce ont connu une baisse significative durant la période 1955-2001 qui est associée à une baisse des précipitations hivernales depuis 1984.

L'Afrique du Nord a connu des variations pluviométriques importantes. Au Maroc, les études réalisées par la direction de météorologie nationale (Benassi M., 2001), ont mis en évidence les changements que le climat du pays a connu durant les dernières décennies, notamment le phénomène de la sécheresse. La période trentenaire 1971-2000 a enregistré une diminution de la pluviométrie moyenne annuelle de l'ordre de 15%. Depuis 1961, 1982-1983, 1983-1984 et 1994-1995 ont été les années hydrologiques de sécheresses les plus sévères que le Maroc ait connus. En outre, le régime pluviométrique interannuel a connu une tendance à la baisse avec une légère augmentation des pluies en début de la saison et un déclin de celles du reste des saisons surtout le printemps.

En Mauritanie, l'analyse de la pluviométrie depuis plus de cinquante ans (1942-2005) a révélé d'une manière très significative les deux périodes caractéristiques de la région sahélienne ; une période largement excédentaire de 1942 à 1969 et une période de sécheresse pendant les années 70 et 80. En plus de ces phases, la dernière décennie (1994-2005) est caractérisée par une situation très particulière où oscillent de courtes périodes d'excès pluviométriques (Nouaceur, 2009). Kungumbi *et al.* (2005), ont montré que les pluies annuelles de la Tunisie centrale ont baissé entre 1976 et 1989.

Un comparatif des normales de pluies saisonnières des deux périodes standards : 1931-1960 et 1961-1990 effectué pour plusieurs stations météorologiques maghrébines (Alger, Oran, Annaba, Casablanca, Agadir, Ouarzazate, Tunis, Gabès) indique des évolutions assez contrastées d'une région à une autre. En termes de ruissellement, il est relevé une tendance négative des apports chronologiques au cours des deux dernières décennies dans la majorité des bassins hydrographiques du Maghreb, à l'exemple du bassin de l'Oum Er Rebia (Maroc).

Selon Demmak *et al.* (2001), l'Algérie a connu au cours des 25 dernières années (1975–1998), une sécheresse intense et persistante qui a touché l'ensemble du territoire, et a sévit particulièrement dans les régions Ouest. Les études menées sur la pluviométrie du Nord-ouest Algérien ont montré une rupture à partir de la décennie 70 avec une période déficitaire marquée à partir des années 80 (Meddi et Talia, 2007; Meddi *et al.*, 2003; Meddi *et al.*, 2007; Bekkoussa *et al.*, 2008; Medjerab, 2005).

Medjerab (2005) a mené une étude sur la variabilité spatio-temporelle des pluies au Nord-Ouest de l'Algérie sur la période 1940-1990. Le recensement des années sèches ou très sèches de la période d'étude, montre que le plus grand nombre d'années déficitaires a touché les décennies 40 et 80. Les résultats montrent également une persistance des totaux pluviométriques déficitaires sur plusieurs années successives. Entre ces deux grandes décennies de sécheresse, la pluviométrie a été normale ou excédentaire à l'échelle locale. Sept années pluvieuses consécutives ont été enregistrées entre la fin des années quarante et le début des années cinquante. A l'échelle régionale l'année hydrologique la plus sèche depuis 1940 à 1990 correspond à 1982-1983.

L'étude menée par Meddi *et al.* (2007) a montré une rupture dans la décennie 70 (baisse de la pluviométrie) pour la quasi-totalité des 10 postes étudiés. La variabilité interannuelle des pluies augmente lorsque l'on se rapproche des régions arides. Dans cette même étude, l'analyse de la longue série de la station d'Oran (1877-1997) a révélé que la période de déficit la plus sévère s'étale sur une douzaine d'années, de 1977 à 1988 avec un léger excédent durant l'année 1979 et un déficit maximal (-213,6 mm) enregistré durant l'année 1922. Toujours pour la même station mais pour la période de référence (1950-1987), sur la totalité de la série, 25 années sont déficitaires (52 %), 10 années sont considérées comme modérément sèches et 3 années comme sèches.

Bekkoussa *et al.* (2008) ont utilisé l'indice pluviométrique pour l'étude de la sécheresse sur la plaine de Ghriss pendant la période 1943-2004. La période 1943-1973 apparaît majoritairement comme excédentaire. L'année 1973 marque le début de la régression des valeurs du module pluviométrique. La pluviométrie est déficitaire dans l'ensemble de la région à partir de 1981 (hormis pour l'année 1995, excédentaire). Durant la période 1981-2004 l'indice pluviométrique atteint les valeurs négatives les plus importantes, ce qui traduit un déficit important des totaux pluviométriques par rapport à la période de référence (1943-2004). Ce phénomène se prolonge sur plusieurs années successives, ce qui indique une sécheresse importante et persistante.

L'Agence Nationale des ressources hydrauliques (ANRH, 2009) a consacré une étude sur l'impact des changements climatiques sur les ressources en eau au Nord de l'Algérie. L'analyse des précipitations par la méthode du double cumul met en évidence, une nette tendance à la baisse à partir de 1975 (plus de 25 années successives), les cinq plus faibles totaux annuels du siècle ont été enregistrées, pendant cette période. La pluviométrie est déficitaire pour les années 2000 et 2001 sur l'ensemble des régions, pour ensuite, connaître le

caractère humide avec des écarts à la moyenne compris entre 0.4% et 2.7 %, au Centre, entre 0% et 51.1 % à l'Est et entre 3.2% à 17.7 % à l'Ouest. Depuis 2002, la pluviométrie se rapproche de la normale pour les régions Ouest et Centre et est à la hausse à l'Est. La différence entre l'Est et le reste des régions réside essentiellement dans l'intensité de cette sécheresse. Le déficit est de l'ordre de 13 % à l'Est, de 13,6 % au Centre alors qu'à l'Ouest il est de 16.1 %.

Taibi *et al.* (2013) ont analysé le régime pluviométrique de 102 séries réparties sur tout le Nord de l'Algérie sur la période 1936–2009. Les résultats ont montré une baisse significative des précipitations à partir de la moitié des années 70 particulièrement dans la région Ouest (déficit pluviométrique entre 16 et 43%) tandis que la partie Est n'a pas connu de changement significatif et indique une augmentation des précipitations à partir de 2002. Deux périodes distinctes sont mises en évidence sur la période de référence (1936-2009) ; une période excédentaire (1936-1975) et une période déficitaire (1975-2009) et les décennies 80 et 90 étaient les plus déficitaires.

### **1.3. Méthodes d'analyse de la variabilité des précipitations**

#### **1.3.1. Critique et homogénéisation des données**

Pour former des groupes de stations homogènes il existe une quantité importante d'algorithmes. Saint-hilaire *et al.* (2003) ont fait la synthèse des travaux existants pour la régionalisation des précipitations et ont démontré qu'une portion importante des techniques existantes est basée sur différentes applications des L-Moments que ce soit pour la détermination des régions homogènes, pour la validation de l'homogénéité d'une région ou encore pour la sélection d'une loi régional. Dans plusieurs travaux de régionalisation des précipitations, c'est l'analyse en composantes principales qui est utilisée puis complétée si nécessaire par d'autres méthodes de régionalisation telles que : l'analyse des corrélations canoniques (ACC), la distance euclidienne, l'analyse factorielle des correspondances (AFC) la classification ascendante hiérarchique (dendrogramme), la classification non hiérarchique (méthodes des nuées dynamiques), et la méthode du vecteur régional. D'autres études ont développé des techniques de régionalisation selon la relation pluie-relief. Ce sont des corrélations entre la pluie et les différentes composantes du relief (altitude, latitude, longitude...etc.) cette méthode s'avère importante dans les régions montagneuses.

Alila (1999), a identifié trois principales étapes communes à toutes les méthodes d'analyse régionale :

- L'identification des régions homogènes ;
- Le choix d'une fonction de distribution régionale ;
- L'estimation des paramètres de cette distribution.

En général, on retient les étapes suivantes :

- Détermination des régions homogènes : pour cela il existe une multitude de méthodes comme la détermination d'indices régionaux, l'analyse multivariée (ACP, AFC...etc.), et le voisinage utilisé principalement pour la régionalisation hydrologique et non pluviométrique.
- Validation de l'homogénéité des régions : dans le cas des précipitations, plusieurs auteurs utilisent les L-moments pour vérifier l'appartenance de chaque site à une région (Schaefer, 1990 ; Cong *et al.*, 1993 ; Alila,2000 ; Sveinsson *et al.*, 2000 : In Saint-hilaire *et al.* 2003)

Descroix *et al.* (2001) ont aussi apporté des complémentarités aux méthodes de régionalisation des précipitations en utilisant différentes méthodes de régionalisation, l'analyse en composantes principales (ACP), la classification ascendante hiérarchique (CAH), l'analyse factorielles des correspondances (AFC), et la méthode du vecteur régional (MVR). La comparaison de ces méthodes a montré qu'aucune de celles-ci n'est exclusive, chacune représente une source d'informations souvent complémentaires car elle permet de déterminer différentes caractéristiques basées sur la pseudo-proportionnalité des données interannuelles (MVR), sur les régimes (la classification ascendante hiérarchique), sur le rôle du relief (gradient altitudinal) et des autres éléments de site pouvant influencer sur le total pluviométrique (ACP et AFC) : exposition, localisation, type de relief, altitude, distance à l'océan, etc.

La validation des régions homogènes identifiées par l'utilisation des méthodes citées auparavant est une étape très importante. L'estimation de l'homogénéité ou l'hétérogénéité au sein d'un groupe régional se fait par le biais de tests. Les tests les plus populaires sont basés sur la méthode des L-Moments. La méthode des L-Moments est aussi une approche qui commence à être de plus en plus utilisée particulièrement pour la régionalisation des pluies annuelles (Badreldin *et al.*, 2012).

Dans la région méditerranéenne, c'est l'analyse en composantes principales qui est le plus souvent utilisée pour le découpage régional et qui a fait l'objet de plusieurs travaux que ça soit en Algérie (Taïbi, 2011 ; Medjerab et Henia, 2005 ; Dechemi *et al.*, 2000) au Maroc (Salama, 2011), ou bien dans d'autres pays de la méditerranée (Narrant et Douguédroit, 2003).

*Dans le cas de notre travail, nous faisons appel à l'analyse en composantes principales pour la régionalisation des précipitations du Nord de l'Algérie, complétée par la méthode du vecteur régional pour le comblement de lacunes par groupe homogène. La validation des groupes homogènes se fera par le test d'hétérogénéité de la méthode des L-Moments.*

### 1.3.1.1. Analyse en composantes principales

L'Analyse en Composantes principales (ACP) fait partie du groupe des méthodes descriptives multidimensionnelles appelées méthodes factorielles.

L'utilisation la plus commune de l'ACP est de fournir des données décrites par un grand nombre de variables quantitatives des représentations planes (et donc interprétables visuellement) aussi fidèles que possible. Pour cela, on projette ces données sur des plans factoriels, chaque plan étant défini par une paire de composantes principales prises parmi les premières composantes. De l'examen de ces projections, l'analyste tentera de retirer des informations sur la structure des données, par exemple :

- L'existence et la localisation d'observations "exceptionnelles", ou "aberrantes", c'est à dire très éloignées de l'ensemble des autres observations.
- L'existence de regroupements bien marqués (classes), suggérant l'existence de plusieurs sous-populations au sein de l'ensemble des observations.

Dans le cadre de notre travail l'analyse en composantes principales est utilisée principalement pour l'analyse de la variabilité spatiale des précipitations en déterminant les différents groupes homogènes.

L'ACP propose, à partir d'un tableau (X) rectangulaire de données comportant les valeurs de  $p$   $\{v_1, v_2, \dots, v_j, \dots, v_p\}$  variables pour  $n$  observations  $\{u_1, u_2, \dots, u_i, \dots, u_n\}$  (appelées aussi individus), des représentations géométriques de ces observations et de ces variables. Ces

données peuvent être issues d'une procédure d'échantillonnage ou bien de l'observation d'une population toute entière.

$$\mathbf{X} = \begin{matrix} & & & u_1 & u_2 & \dots & u_j & \dots & u_p \\ \begin{matrix} u_1 \\ u_2 \\ \cdot \\ u_i \\ \cdot \\ u_n \end{matrix} & \left[ \begin{matrix} x_{11} & x_{12} & \dots & x_{1j} & \dots & x_{1p} \\ x_{21} & x_{22} & \dots & x_{2j} & \dots & x_{2p} \\ \cdot & \cdot & \dots & \cdot & \dots & \cdot \\ x_{i1} & x_{i2} & \dots & x_{ij} & \dots & x_{ip} \\ \cdot & \cdot & \dots & \cdot & \dots & \cdot \\ x_{n1} & x_{n2} & \dots & x_{nj} & \dots & x_{np} \end{matrix} \right] \end{matrix}$$

### 1.3.1.2.Méthode du vecteur régional

Le Vecteur Régional est avant tout une méthode de critique de données (et accessoirement de reconstitution de données manquantes), élaborée à l'ORSTOM - IRD dans les années soixante-dix par Hiez (1977), dans le but d'homogénéiser des données pluviométriques.

Le vecteur régional est défini comme une suite chronologique d'indices annuels ou mensuels, représentative de l'évolution des précipitations à l'intérieur d'une région correspondant à un même type d'évolution climatique.

Il existe en fait deux méthodes. Une basée sur le mode (Hiez, 1977), et une autre basée sur la moyenne (Brunet Moret, 1979).

La méthode Brunet Moret calcule la moyenne étendue d'une station et les indices du vecteur régional par une méthode des moindres carrés. En d'autres termes, l'indice régional d'une année est égal à la moyenne des indices de toutes les stations. Or, la moyenne peut être influencée par des valeurs extrêmes. Pour parer à cela, cette méthode filtre de manière itérative, les indices des stations s'écartant trop de la moyenne. Ces valeurs sont alors remplacées par leur estimation calculée par le vecteur. L'opération du calcul recommence ainsi jusqu'à l'obtention d'un vecteur régional dans lequel aucune valeur ne s'écarte trop (Vauchel, 2005).

La méthode de Hiez calcule aussi la moyenne étendue et les indices du vecteur régional mais en considérant cette fois que l'indice régional d'une année correspond à l'indice observé le plus fréquemment sur les différentes stations. Ainsi, il n'est pas nécessaire de filtrer les données s'écartant trop de la moyenne, les valeurs extrêmes ayant peu d'effet sur le calcul du mode (Vauchel, 2005).

Il n'existe aucune étude qui compare ces deux méthodes. La méthode de Brunet Moret a été choisie car dans notre cas il s'agit de la plus performante.

Une fois que le vecteur Régional est élaboré, la critique des données est grandement facilitée, car on peut alors :

- évaluer la qualité des données d'une station avec les indices du vecteur régional, ce qui aide à mettre en évidence des problèmes de qualité de cette station.
- comparer graphiquement et corrélérer les données d'une station avec les indices du Vecteur Régional.
- dans une certaine mesure et avec précaution, évaluer les données manquantes d'une station, en multipliant l'indice d'une année du Vecteur Régional par la moyenne étendue de la station sur la période d'étude.

Il va de soi que la qualité du Vecteur Régional dépend de la qualité des données d'entrée. Bien que les algorithmes utilisés par les deux méthodes cherchent à minimiser l'influence des données erronées, le Vecteur Régional calculé au départ reste contaminé par les erreurs existant sur les données des stations. Ce n'est que **de manière itérative**, en éliminant les données fantaisistes et en corrigeant peu à peu les erreurs les plus flagrantes sur les données d'entrée, que l'on arrivera à un Vecteur Régional de bonne qualité.

Le Vecteur Régional permet aussi de représenter les variations climatiques d'une région de manière synthétique, et non en se basant sur une seule station à la fois.

La méthode du vecteur régional a été utilisée pour la régionalisation des précipitations de l'Ouest Algérien par Hallouz *et al.* (2013), au Maroc par Mahé *et al.* (2011) et Singla *et al.* (2010), au Burkina Faso par Diello *et al.* (2003), dans le bassin amazonien par Hiez *et al.* (1992), en Afrique de l'Ouest et Centrale par Wotling *et al.* (1995), Mahé *et al.* (2001) et Paturel *et al.* (2010), et en Afrique Australe et de l'Est par Conway *et al.* (2009).

### 1.3.1.3. Statistiques des L-Moments

La théorie des L-moments a été développée par Hosking (1990) pour résoudre certains problèmes liés à l'ajustement des lois statistiques à partir des moments conventionnels.

Elle a par la suite fait l'objet de plusieurs travaux de recherche (e.g. Hosking & Wallis, 1993; Alila, 1999). Dans ce qui suit, nous présentons les principes de base de la théorie des L-moments. Hosking (1990) expose une présentation plus détaillée de cette méthode.

Soient  $X$  une variable aléatoire ayant une fonction de probabilité au non dépassement  $F$  et  $x_{1:n}, x_{2:n}, \dots, x_n$  les statistiques d'ordre 1, 2, ...,  $n$  d'un échantillon de taille  $n$ . Les L-moments de la variable aléatoire  $X$  sont définis par (Hosking, 1990):

$$\lambda_r = \int_0^1 x(F) P_{r-1}^*(F) dF$$

Où :

$$P_r^*(F) = \sum_{k=0}^r (-1)^{r-k} \binom{r}{k} \binom{r+k}{k} F^k$$

Le premier L-moment  $\lambda_1$  représente la moyenne arithmétique de la variable  $x$ , le second L-moment  $\lambda_2$  est une mesure de la dispersion et est analogue à l'écart type.

Afin d'avoir une indépendance des L-moments d'ordres supérieurs ( $r = 3$ ) par rapport à la variable  $x$ , Hosking (1990) recommande d'utiliser leur forme standardisée. On peut alors définir les rapports des L-moments comme suit:

$$\tau_r = \frac{\lambda_r}{\lambda_2} \quad r \geq 3$$

Ces rapports de L-moments ont l'avantage d'être toujours bornés ( $|\tau_r| < 1$ ). Le rapport  $\tau_3$  est une mesure de l'asymétrie (souvent désigné par la L-asymétrie et notée  $L-Cs$ ) et  $\tau_4$  est une mesure de l'aplatissement (souvent désigné par le L-aplatissement et noté  $L-Ck$ ).

Pour un échantillon ordonné par ordre croissant, les L-moments peuvent être estimés par (e.g. Hosking, 1990):

$$\lambda_r = r^{-1} \sum_{k=0}^{r-1} (-1)^k \binom{r-1}{k} E(X_{r-k:r}) \quad r = 1, 2, \dots$$

Avec

$$E(X_{j:r}) = \frac{r!}{(j-1)!(r-j)!} \int_0^1 x \{F(x)\}^{j-1} \{1-F(x)\}^{r-j} dF(x)$$

Ou alternativement par :

$$l_r = \sum_{i=1}^n P_{r-1}^*(p_{i:n}) x_{i:n}$$

où la probabilité  $P_{i:n}$  est estimée à partir de la formule empirique de calcul des probabilités au non dépassement. En estimant les L-moments théoriques à partir des L-moments d'un échantillon fini, les rapports de L-moments peuvent être obtenus en utilisant la relation:

$$t_r = \frac{l_r}{l_2} \quad r > 2$$

D'autre part, le L-coefficient de variation ( $L-CV$ ) est défini par:

$$t = \frac{l_2}{l_1}$$

***Dans le cadre de notre travail nous avons fait appel à la méthode des L-Moments pour tester l'homogénéité ou l'hétérogénéité d'un groupe de stations homogène déterminé par l'ACP.***

**Le test d'hétérogénéité de Hosking et Wallis (1997)** basé sur les L-moments est utilisé comme critère pour classer l'homogénéité d'un échantillon. Les auteurs ont défini les mesures d'hétérogénéité communément appelées  $H1$ ,  $H2$  et  $H3$  et définies respectivement comme la déviation pondérée du L-coefficient de variation ( $L-Cv$ ), L-asymétrie ( $L-Cs$ ) et L-aplatissement ( $L-Ck$ ). Un échantillon est considéré comme « acceptablement homogène » si  $H < 1$ , « possiblement hétérogène » si  $1 \leq H < 2$  et définitivement hétérogène si  $H > 2$ .

La théorie des L-moment a été appliquée dans le bassin du Bani au Mali par Roudier et Mahé (2010), au Québec par Clavet-Gaumont (2012) et Onibon *et al.* (2004), au Nord Est Algérien par Benabdesselam et Amarchi (2013), dans le bassin de Luanhe en Chine par Badreldin et Feng (2012), au soudan par Badreldin *et al.* (2012), en Iran par Eslamian (2006) et Rostami (2013).

### 1.3.2. Détection de variabilité ou de changement climatique

La recherche sur les indicateurs de changement ou de variabilité climatique est devenue une priorité pour beaucoup de chercheurs. Par le monde, de nombreuses études ont été menées pour la détection de ces changements. C'est dans cette lancée que les séries de données chronologiques sont soumises aux tests de tendance sur les valeurs annuelles et mensuelles. Les méthodes graphiques (droites de régressions des moindres carrés) ont été utilisées et les tests statistiques choisis de manière à confirmer ou infirmer les résultats des méthodes graphiques.

Une série de données est dite stationnaire, lorsque l'on ne retrouve pas de variations temporelles significatives, autres que les fluctuations aléatoires dans les valeurs classées chronologiquement. On peut détecter une non-stationnarité en examinant la moyenne ou la variance de la série et en évaluant s'il y a eu un changement significatif à une date donnée.

Afin de tester la stationnarité de la moyenne d'une série chronologique de données, deux types de tests peuvent être utilisés: les tests paramétriques et les tests non paramétriques.

Les tests paramétriques sont effectués en considérant que la statistique du test est distribuée selon une fonction de distribution bien définie (loi normale, loi Gumbel...). Mais lorsque l'on rejette, par exemple, l'hypothèse de normalité de la série ou que l'on ne dispose pas de suffisamment de données pour vérifier cette hypothèse, ces tests ne peuvent être utilisés. On peut alors avoir recours à des tests non paramétriques, qui permettent de s'affranchir de l'hypothèse de normalité, en fondant l'analyse exclusivement sur les rangs des observations. L'avantage de ces tests est que l'on ne doit poser aucune hypothèse sur la distribution des données et que l'on peut très souvent effectuer le test même avec un nombre limité de données.

Un changement dans une série de données peut se produire par plusieurs manières, il peut être progressif (tendance), brutal (changement), ou prendre une forme plus complexe. Ce changement peut affecter la moyenne, la variance et tout autre aspect des données.

Les méthodes basées sur les tests non-paramétriques, en particulier les méthodes de ré-échantillonnage, devraient être plus utilisées. Ces méthodes sont recommandées parce qu'elles conviennent particulièrement aux données hydrologiques, qui sont souvent fortement asymétriques, saisonnières et auto-corrélées. Les techniques de ré-échantillonnage sont flexibles, robustes et puissantes, et ne nécessitent aucune hypothèse sur la forme de distribution des données, c'est-à-dire qu'il n'est pas nécessaire que les données soient normalement distribuées. Un exemple de cette méthode, les tests basés sur le rang qui

utilisent le rang des valeurs des données et n'ont pas les valeurs réelles. La plupart des tests sur le rang supposent que les données sont indépendantes et identiquement distribuées. Ces tests présentent l'avantage d'être robustes et simples à utiliser, mais, généralement, ils sont moins puissants que les tests basés sur une approche paramétrique (Robson et Zbigniew, 2004).

**a. Tests de détection d'une tendance**

- **Régression linéaire** : le test statistique d'une régression linéaire est la pente de la régression. C'est l'un des tests les plus communs pour la détection d'une tendance, il suppose que les données soient normalement distribuées.
- **Le rho de Spearman** : il s'agit d'un test basé sur le rang, c'est le coefficient de corrélation de Spearman qui permet d'étudier l'existence de relation entre deux variables.
- **Test de Mann-Kendall** : c'est aussi un test basé sur le rang similaire au rho de Spearman (même puissance), mais en utilisant une méthode différente de corrélation.

**b. Tests de détection de changement brutal**

- **Test de Pettitt** : Ce test est considéré comme robuste au changement d'une série chronologique et relativement puissant, comparé par exemple au test de Wilcoxon-Mann-Whitney et au test de Mann-Kendal utilisé pour une tendance.
- **Test de Wilcoxon-Mann-Whitney / Mann-Whitney** : c'est un test basé sur le rang, qui recherche les différences entre deux groupes d'échantillons indépendants. Il est basé sur le test statistique de Mann-Kendall, il est calculé pour les sous-ensembles de la série afin de détecter le point de changement dans la moyenne.
- **Test des déviations cumulées** : ce test peut être utilisé pour détecter la présence d'un saut (changement brutal) dans la moyenne d'une série de données. Il est basé sur la somme des écarts par rapport à la moyenne et suppose la normalité.
- **Test de Kruskal-Wallis** : basé sur le rang, il permet de tester si plusieurs échantillons indépendants sont issus de la même population. Ce test peut être perçu comme une généralisation du test de Wilcoxon-Mann-Whitney à plus de deux échantillons.

- **Test *t* de Student** : C'est un test paramétrique standard pour vérifier si deux échantillons ont des moyennes différentes. Il suppose que les données soient normalement distribuées, pour détecter le point de changement.
- **Test du rapport de vraisemblance de Worsley** : ce test est similaire au *t* de Student, mais peut être utilisé lorsque le point de changement est inconnu. Il exige la normalité.

## 1.4. Variabilité spatio-temporelle des précipitations du Nord de l'Algérie

### 1.4.1. Base de données pluviométriques

Pour notre travail, nous disposons de 90 séries pluviométriques mensuelles réparties sur tout le Nord de l'Algérie (Fig.1.6). Les stations sont recueillies au niveau de l'Agence Nationale des ressources Hydrauliques (ANRH). Le choix des stations repose sur les critères de qualité des données et de longueur des séries pluviométriques. La période de fonctionnement est différente d'une station à l'autre, pour cela nous avons choisi une période d'étude homogène de 1940-2010 (excepté pour les stations installées après 1940).

Nous disposons aussi de 4 séries pluviométriques journalières collectées auprès de l'Office Nationale Météorologique (ONM) (Oran, Alger, Constantine, Annaba) qui coïncident avec la période d'étude 1940-2010.

Les caractéristiques des stations pluviométriques ANRH et ONM sont présentées dans les tableau 1.3 et 1.4.

**Tableau 1.3:** Caractéristiques des stations pluviométriques ANRH

Code	Nom des stations	X	Y	Z	Année de début	Année de fin
10703	RECHAIGA	434,5	234,5	830	1930	2010
10704	KSAR CHELLALA	465,4	212,8	850	1907	2010
10803	MEHDIA	413,9	237,4	918	1923	2010
11004	KHEMISTI	433,5	263,5	935	1912	2010
11302	DERRAG	472,2	289,9	1150	1913	2010
11404	ZOUBIRIA	513,5	312,6	932	1910	2010
11605	TENEIT EL HAD	439,8	285,7	1150	1901	2010
11803	SIDI MEDJAHED	452,2	337,1	850	1916	2010
12503	SIDI HOSNI	393	242,1	790	1930	2010
12605	AMMI MOUSSA	256,4	286,2	140	1916	2010
12703	KENENDA FERME	330,2	262,6	590	1927	2010
12804	SIDI LAKHDAR	319,3	298,7	45	1967	2010
13004	AIN EL HADDID	334,5	197	829	1913	2010
20205	TENES	376,8	359	5	1936	2010
20306	MEURAD BGE	473,8	349,9	300	1899	2010
20312	CHERCHELL PHARE	454,4	368	16	1906	2010

1. Evolution des pluies moyennes mensuelles et annuelles du Nord de l'Algérie

20313	SIDI GHILES	448,5	364,8	15	1933	2010
20315	GOURAYA	429,3	363,8	34	1927	2010
20509	BIRMANDREIS ANRH	531,1	382,8	140	1951	2010
20511	MAHELMA FERME	517	376,9	150	1949	2010
20601	DEUX BASSINS	554	352,3	890	1930	2010
20602	HAMIZ BARRAGE	558,6	367,4	590	1905	2010
20607	PEPINIERE D'ALGER	557,3	374,5	87	1951	2010
21014	OUED ZBOUDJ	468,1	334,8	400	1967	2010
21017	BOUMEDFAA MF	480,1	341,3	270	1949	2010
21020	AMEUR EL AIN	488,1	352,8	120	1951	2010
21115	EL HAMDANIA	506,2	340,4	650	1940	2010
21209	BOUFARIK PEPINIERE	518,6	363,4	60	1951	2010
21403	LARBAA	541,2	363	100	1951	2010
21601	AGHRIBS	645,1	391,3	680	1922	2010
21705	LARBAA NATH IRATHEN	634,9	370,8	980	1909	2010
21801	BOUASSEM	620	371,5	600	1939	2010
21903	BOGHNI	612,6	361,2	250	1945	2010
22002	BAGHLIA VILLAGE	603,7	390	30	1967	2010
30204	AMOUCAS	743,6	346,2	800	1914	2010
30205	AIN ROUA	722,9	400	1100	1926	2010
30301	JIJEL SECTEUR	774,1	396,2	5	1878	2010
30302	TEXENNA	776,2	377,9	700	1913	2010
30504	TAHER	785,6	390,5	56	1913	2010
30906	EL HARROUCH	869,7	379,7	137	1908	2010
30909	RAMDANE DJAMEL	875	389,9	50	1954	2010
31302	BERRAHAL	923,4	403,1	40	1903	2010
31503	BOU HADJAR	984,2	369,8	300	1925	2010
40103	SIDI BOUDJENANE DRS	77,5	192,5	425	1949	2010
40104	MARSA BEN M HIDI	54,6	209,7	5	1943	2010
40203	OUED BERKECHE	165,1	220,2	450	1943	2010
40301	BOUSFER	180,4	273,3	84	1940	2010
40402	ES SENIA	200,6	266,1	95	1923	2010
40405	TAMZOURAH	195,5	239,9	189	1913	2010
40406	AIN EL ARBA	175,2	240,4	110	1940	2010
40415	HAMMAM BOU HADJAR	167,2	237,5	153	1913	2010
40502	ORAN PEPINIERE	196,4	271,3	82	1940	2010
40504	EL BRAYA	208,7	263,9	110	1924	2010
40612	MOSTAGUANEM	266,5	293,4	151	1906	2010
50101	AIN NESSISSA	583,3	290,4	680	1954	2010
50905	BORDJ BOU ARRERIDJ	685,8	310	922	1912	2010
51111	SIDI OUADAH	721,5	268,8	720	1973	2010
51203	OUED EL MA	798,3	265,8	1001	1919	2010
70201	AIN DJASSER	798,4	289,1	865	1967	2010
70306	AIN YAGOUT	836	281,6	876	1913	2010
70316	BATNA	814,7	257,4	1040	1929	2010
70406	FOUM TOUB	849,8	241	1160	1925	2010
70704	AIN MIMOUN	886,4	243,6	1180	1923	2010
80102	EL ARICHA	135,8	409,2	1240	1898	2010
80201	EL AOUEDJ	136,1	438,1	1095	1952	2010
81202	EL BAYADH	344,8	343,8	1310	1872	2010
81401	MECHERIA	224	331,7	1158	1906	2010
90203	TABLAT	554,8	345,8	450	1954	2010
90302	BENI SLIMANE	557,2	322,7	600	1920	2010
90403	DJEBAHIA	594,8	353,5	320	1923	2010
90503	BOUHADDADA	574,6	372,3	400	1968	2010
100303	TADJENANET	796,2	318	845	1908	2010

100401	BOU MALEK	817,2	337	830	1908	2010
110201	SID ALI BEN YOUB	186,6	192,2	635	1913	2010
110802	DAOUD YOUB	233,8	184,3	660	1926	2010
111219	BOUCHIKHI	277,4	194,1	670	1941	2010
111413	TIZI	261,5	227,8	453	1941	2010
111503	BOU HANIFIA BGE	248,2	225,1	306	1940	2010
120301	TEBESSA	991,9	247,2	890	1913	2010
120504	EL KOUIF	1009,7	259,2	1100	1930	2010
140205	AIN MAKHLOUF	908,8	337,4	830	1957	2010
140505	BOUCHEGOUF	949,2	362,2	110	1947	2010
150101	SOUR EL GHOZLANE	590,6	316,5	882	1900	2010
150204	EL ESNAM	620,4	335,5	435	1920	2010
150608	BOUHIRA	732	326,7	1010	1911	2010
150703	BOU BIREK	689,6	354,5	500	1942	2010
160303	BENI OUASSINE	91,6	180,7	413	1953	2010
160403	BENI BAHDEL BGE	115	164,6	666	1940	2010
160406	KHEMIS OULD MOUSSA	109,6	157,3	920	1923	2010
170208	DJELFA	551	153	1160	1874	2010

Tableau 1.4 : Caractéristiques des stations ONM

Stations	Longitude	Latitude	Altitude	Période d'observation
Alger	3,06	36,41	25	1940-2010
Annaba	7,49	36,50	3	1940-2010
Oran	-0,36	35,1	90	1940-2010
Constantine	6,37	36,17	693	1940-2010

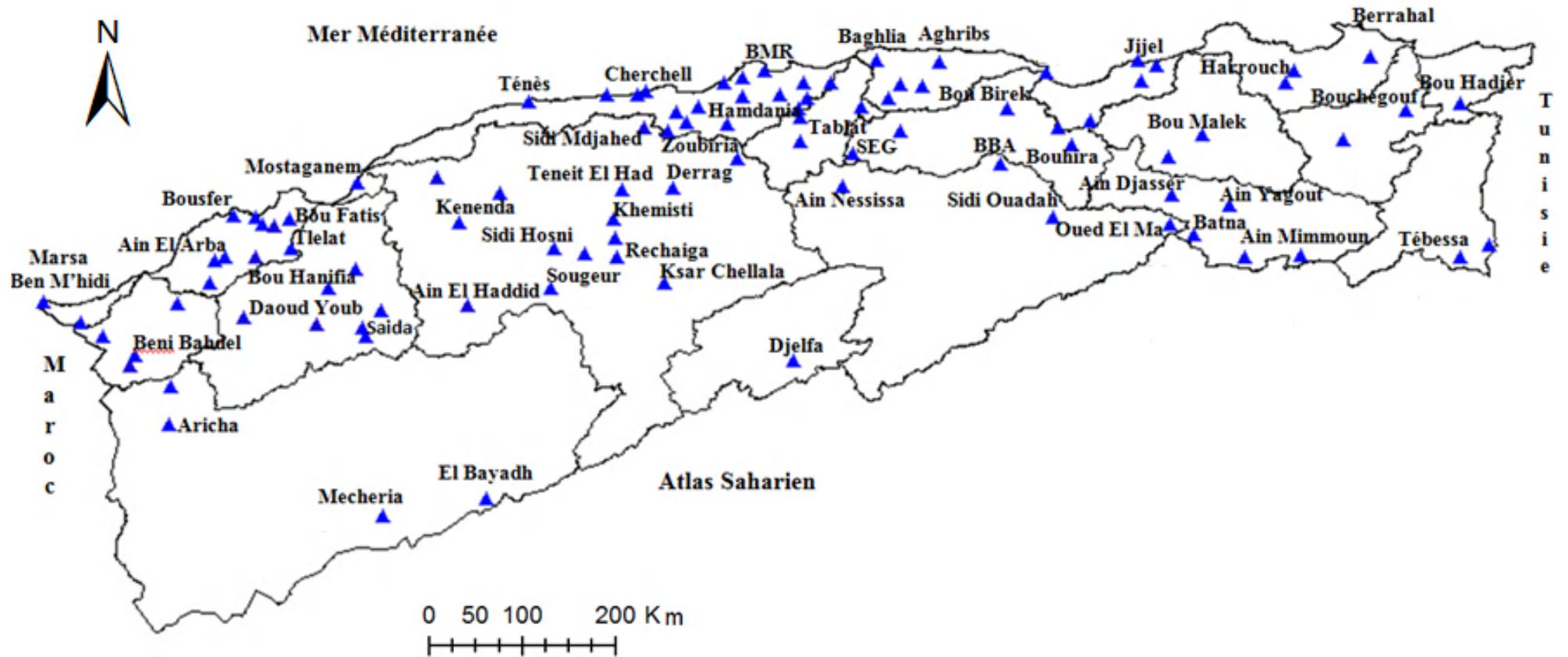


Fig. 1.6: Situation géographique des postes pluviométriques de la zone d'étude

## 1.4.2. Régionalisation des précipitations annuelles

### 1.4.2.1. Détermination des régions homogènes par l'ACP

Une régionalisation des précipitations de la zone d'étude a été effectuée à l'échelle annuelle en utilisant l'analyse en composantes principales avec rotation varimax. Ce découpage régional met en relief les différentes variations ou comportements pluviométriques au sein de la zone d'étude.

Nous avons retenu les six premières composantes qui expliquent environ 71% de la variance totale (tableau 1.5). Les résultats de l'ACP sans rotation, montre que seule la première composante explique un pourcentage assez important de la variance totale (42,45%). C'est pour cette raison qu'une rotation des axes factoriels a été effectuée selon la méthode Varimax. Ce type de rotation a pour effet de diminuer la généralité de la première composante principale. Elle simplifie la structure de la solution en maximisant la variance des coefficients de corrélation des composantes.

**Tableau 1.5 :** Résultats de l'ACP après rotation Varimax

Composantes	Cp1	Cp2	Cp3	Cp4	Cp5	Cp6
<b>ACP Sans rotation</b>						
% variance	42,45	12,86	5,77	3,70	3,16	2,96
% cumulé	42,45	55,32	61,08	64,78	67,94	70,90
<b>ACP Après rotation</b>						
% variance	23,75	13,20	6,40	9,80	5,92	11,83
% cumulé	23,75	36,95	43,35	53,15	59,07	70,90

La première composante explique 23,75% de la variance, et décrit la région centre (R1) de la zone d'étude (fig.1.7). La deuxième composante explique 13,20% de la variance totale, et représente la région ouest (R2) entre autre les trois bassins du côtiers Oranais, la Macta et le Tafna. La troisième composante explique 6,40% de la variance totale et caractérise la région des hauts plateaux Ouest (R3) auxquels s'associent les stations situées à l'extrémité Ouest. La quatrième composante décrit la région Est (R4) de la zone d'étude et la cinquième composante explique les hauts plateaux Est (R5). Quant à la sixième composante, elle explique la région hydrographique Chélif-Zahrez (R6).

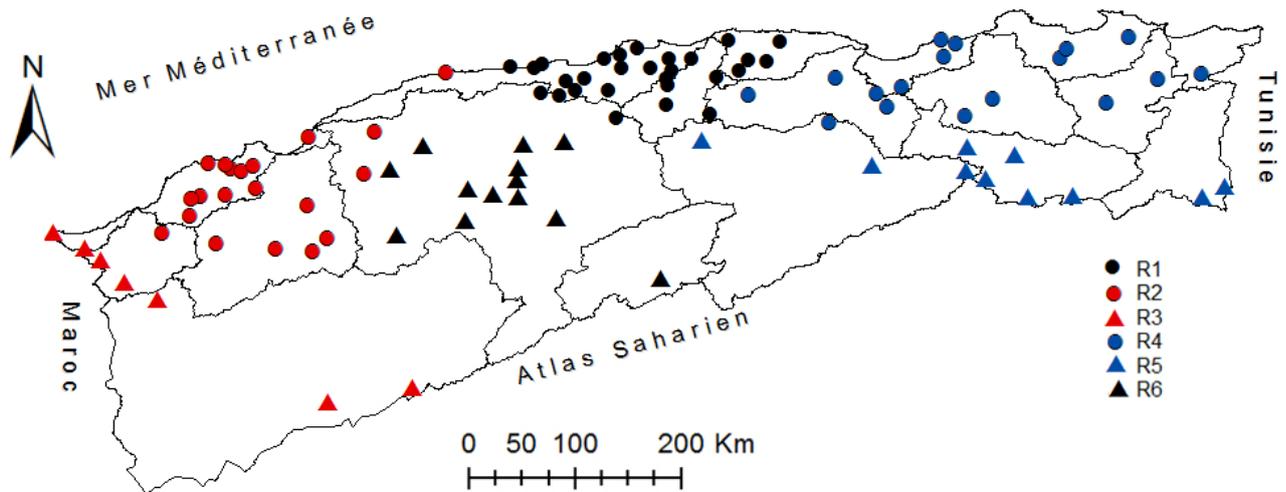


Fig.1.7: Régionalisation des précipitations annuelles du Nord de l'Algérie

#### 1.4.2.2. Homogénéisation des données par la méthode du vecteur régional

La méthode du vecteur régional a été utilisée dans le but de constituer des unités climatiques homogènes avec des critères automatiques ; et, reconstituer les données manquantes au pas de temps mensuel et annuel. Cette méthode est intégrée dans le logiciel Hydraccess développé par P. Vauchel (2005), hydrologue de l'IRD.

Le calcul des vecteurs régionaux permet le calcul des indices annuels de précipitations. Ensuite, pour chaque station, la corrélation de l'indice par rapport au vecteur régional est calculée.

En appliquant cette méthode à chacune des 6 régions déterminées par l'ACP, nous obtenons les résultats suivants :

- Les indices annuels du vecteur et des stations de chaque région
- Le coefficient de corrélation de l'indice annuel de la station par rapport au vecteur régional : ceci nous renseigne sur l'homogénéité de l'unité climatique (voir tableau 1.6), c'est à dire que la station pluviométrique possède une variabilité climatique homogène à celle de la région ;
- La qualité de chaque station par rapport à la région d'appartenance (tableau 1.6): ce critère est aussi important, une mauvaise note de qualité signifie que la station n'est pas homogène. Il s'agit dans ce cas de corriger ou de reconstituer les données de la

station pluviométrique. Dans un autre cas cela signifie que la station n'appartient pas à la région.

- La reconstitution des données annuelles et mensuelles lacunaires ou de mauvaise qualité (entre 5 et 6/10).

Dans l'ensemble, nous constatons que les coefficients de corrélation sont supérieurs à 70% et la qualité des stations est supérieure à 7/10 (tableau 1.6). Les six régions définies par l'ACP semblent montrer une certaine homogénéité climatique.

On notera aussi la très bonne homogénéité de la région Centre du Nord de l'Algérie où les stations sont plus nombreuses, assez regroupées et mieux observées puisque la plupart d'entre elles ont une note de qualité supérieure à 8. Pour les autres régions, il est clair que le nombre de stations influe sur la qualité et la représentativité du vecteur régional.

**Tableau 1.6:** Corrélation et qualité des stations par rapport au vecteur régional annuel

<i>Corrélation et qualité des stations par rapport au vecteur régional centre</i>				
<b>Id Station</b>	<b>Moy. Obs.</b>	<b>Moy. Calculée</b>	<b>Corrél. /Vecteur</b>	<b>Qualité (/10)</b>
11404	529,7	526,3	0,79	8,4
11803	697,1	718,9	0,72	8
20306	652,1	660,6	0,86	8,8
20312	561,2	570,8	0,82	8,4
20313	618,4	618,1	0,78	8,4
20315	572,7	566,9	0,70	7,5
20509	754,5	752,5	0,90	9,1
20511	652,1	652,4	0,90	9,4
20601	757,6	787,4	0,82	7,9
20602	761,8	775,2	0,91	9,2
20607	675,4	691	0,90	9,2
21014	577,6	573	0,83	8,6
21017	508,8	500,2	0,85	8,9
21020	583,9	575,8	0,65	8,2
21115	916,5	950,3	0,73	8,3
21209	648,2	653,6	0,94	9,6
21403	677,8	692,3	0,82	8,9
21601	1075,5	1102,6	0,80	8,7
21705	957,2	973	0,83	9,1
21801	868,6	870,6	0,91	9,4
21903	739	743,6	0,94	9,5
22002	795,6	797,5	0,93	9,3
90302	389,3	381,1	0,83	8,5
90403	631,4	633,5	0,83	9,2
90503	790,6	803,9	0,79	9,2
150101	444,3	431,2	0,67	8,1
<i>Corrélation et qualité des stations par rapport au vecteur régional Ouest</i>				
12804	319,4	321	0,831	7,8
13004	349,8	346,3	0,804	7,8
13404	253,2	252	0,814	7,9
20205	532,2	549,5	0,72	6,5
40203	407,7	406,9	0,908	9,1

1. Evolution des pluies moyennes mensuelles et annuelles du Nord de l'Algérie

40301	410,8	438,5	0,761	7,8
40402	365,1	362,9	0,912	9
40405	385,6	391,1	0,878	8,9
40406	352,9	356,5	0,795	8
40415	370,8	381	0,831	8
40502	394,7	402,1	0,848	8
40504	312,4	326	0,878	8
40518	308,2	308,8	0,861	8,3
40612	372,1	368,6	0,741	7,7
110201	386,5	390,4	0,709	7,7
110802	297	300,7	0,69	7,2
111219	392	395	0,692	7,8
111413	385,6	401,8	0,861	7,8
111503	309,5	313,4	0,912	8,9
160303	310,1	298,9	0,725	7,5
<b>Corrélation et qualité des stations par rapport au vecteur régional des Hauts plateaux Ouest</b>				
40103	414,9	415	0,79	7,2
40104	333,1	358,7	0,72	5,8
80102	225,6	221,2	0,87	7,8
80201	216,8	213,3	0,84	7,9
81202	266,1	267,3	0,75	7,4
81401	255,9	252,6	0,82	6,7
160403	476	496,9	0,88	8,3
160406	489,9	509,3	0,88	8,1
<b>Corrélation et qualité des stations par rapport au vecteur régional Est</b>				
30204	582,4	586,8	0,76	8,6
30205	587,7	591,1	0,82	9
30301	938	948,2	0,82	8,7
30302	1184,2	1248,1	0,74	8,5
30504	972,6	976,9	0,88	9,1
30906	575,8	595,2	0,82	9,1
30909	599,6	596	0,84	9,1
31302	656,2	668,8	0,65	8,1
31503	623,2	646,2	0,66	7,3
50905	365,4	362,6	0,81	8,7
100303	370	370,6	0,75	8,2
100401	534,1	549,7	0,63	8,2
120301	344,1	345	0,54	6,4
120402	318,4	307,6	0,71	7,1
140205	571,8	598,8	0,76	8,2
140505	552,1	559,6	0,83	8,4
150204	359,4	350,7	0,71	8,3
150608	431,4	445,5	0,68	8,7
150703	600,1	607,3	0,74	8,3
<b>Corrélation et qualité des stations par rapport au vecteur régional des Hauts plateaux Est</b>				
51111	313	313	0,88	8,2
51203	349,8	365,6	0,85	8,8
70201	282,4	286,8	0,89	7,6
70306	332,1	330,2	0,74	6,1
70316	366,3	368,1	0,93	9,2
70406	453,7	455,6	0,93	9,2
70704	411,3	414,8	0,79	7,7
<b>Corrélation et qualité des stations par rapport au vecteur régional du chéllif Zahrez</b>				

## 1. Evolution des pluies moyennes mensuelles et annuelles du Nord de l'Algérie

10703	268,4	267,7	0,83	7,8
10704	243,1	242,2	0,77	7,5
10803	370,6	372,4	0,89	8,9
11004	366,2	391	0,43	7,8
11302	538,6	551,7	0,69	8,5
11605	528,5	541,2	0,55	8,5
12503	357,9	371,2	0,83	8,2
12605	375,4	366,4	0,86	8,6
12703	407,2	431,1	0,73	7,8
50101	245,3	230,5	0,81	7,8
170208	248,9	242,8	0,74	6

Le vecteur régional nous renseigne aussi sur l'évolution temporelle de l'ensemble de la région homogène. La chronique temporelle de chaque vecteur régional au cours de la période d'étude peut expliquer le découpage régional de la zone d'étude, car chaque région est caractérisée par un régime pluviométrique qui n'a pas subi les mêmes modifications ou changements qu'une autre région lors de ces 70 dernières années.

Les Deux régions Est et hauts plateaux Est indiquent une variabilité pluviométrique stationnaire (Fig. 1.8). La région Est a connu dans l'ensemble des précipitations en dessus de la moyenne jusqu'à 1975. On relève ensuite une pluviométrie en dessous de la moyenne pendant les années 80 et 90 particulièrement l'année 1982 qui a marqué l'ensemble de la région. A partir de 2002, des années humides sont observées. On relève la succession de 3 années déficitaires à partir de 1976, 1991 et 1999 ainsi que durant les années 80 particulièrement l'année 1982. Puis des années excédentaires sont observées à partir de 2002.

La région centre indique une légère tendance à la baisse à partir de la moitié des années 70 (Fig.1.8). Avant 1970 une alternance d'années humides normales et sèches est observée. L'indice du vecteur régional indique ensuite une succession de six années humides à partir de 1970, puis une succession de 3 années sèches (voir plus) à partir de 1986, 1992 et 1999. Un retour vers la normale est observé à partir de 2002.

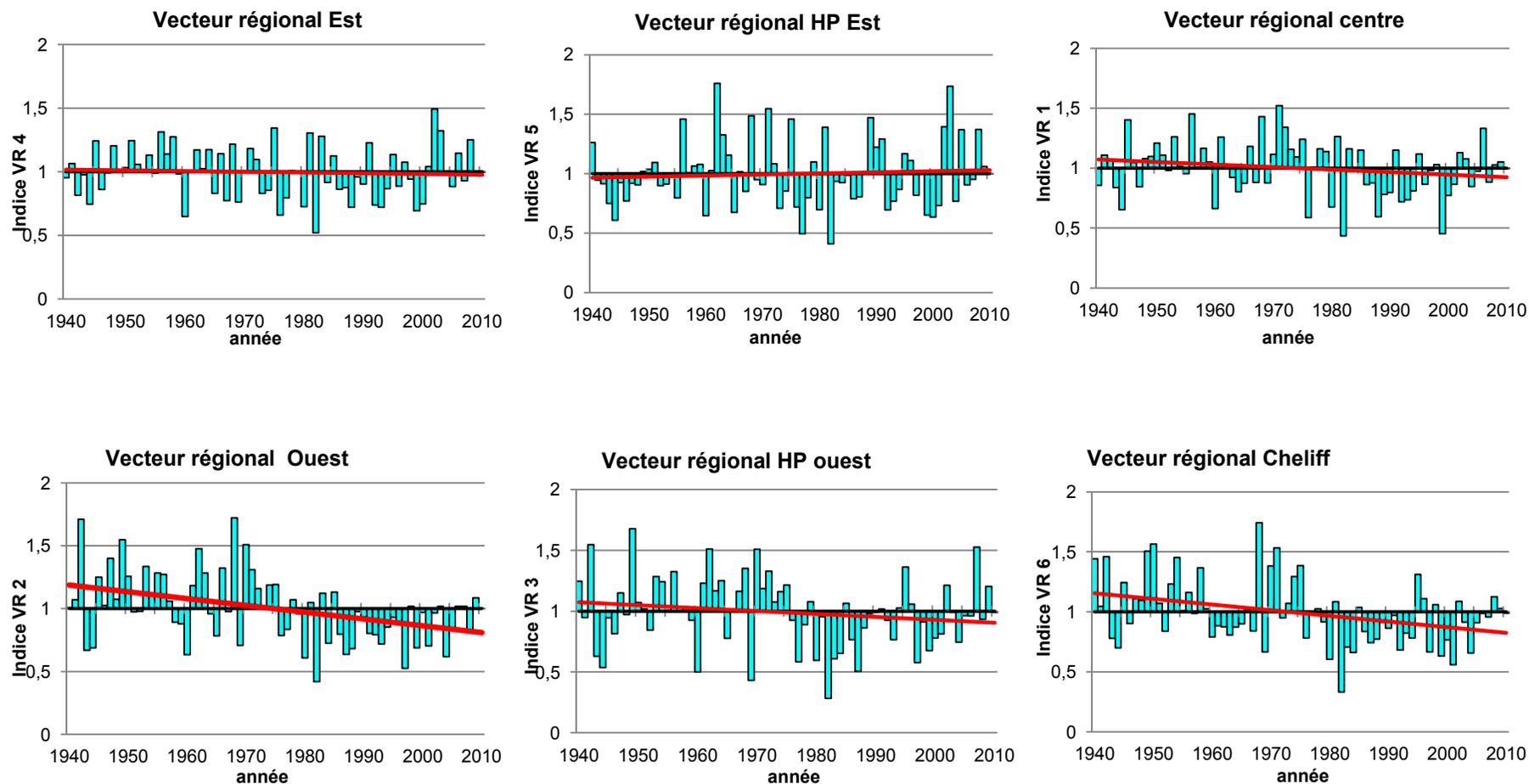
La région Ouest montre une tendance significative à la baisse à partir de la moitié des années 70 où la majorité des années présente une pluviométrie en dessous de la moyenne. Avant 1976, une succession de plusieurs années humides alternées par une à trois années déficitaires est observée. A partir de 1976 On relève la succession de 12 années sèches de 1986 à 1997. Les précipitations les plus faibles qu'a connus la région ont été enregistrées respectivement pendant les années 1982, 1997, 1980, 2004 et 1960 (tableau 1.7).

La région des hauts plateaux Ouest montre aussi une tendance à la baisse à partir de 1976 mais moins importante que la région Ouest. Une succession d'années sèches et près de la normale est observée de 1976 à 1993 puis de 1997 à 2001 (tableau 1.7).

La région Chellif-Zahrez a subi aussi une baisse quasi-continue des précipitations à partir de la moitié des années 70 particulièrement pendant les années 80, 90 et début 2000. Les années les plus sèches ont été enregistrées au cours de ces périodes (tableau 1.7).

**Tableau 1.7 :** Les cinq années les plus sèches et humides de chaque région homogène

Régions	Années sèches	Années humides
<b>R1 : centre</b>	1982, 1999, 1976, 1988, 1944	1972, 1945, 1968, 1956, 1971
<b>R2 : Ouest</b>	1982, 1997, 1980, 2004, 1960	1962, 1970, 1949, 1942, 1968
<b>R3 : hauts plateaux Ouest</b>	1982, 1969, 1960, 1987, 1944	1970, 1962, 2007, 1942, 1949
<b>R4 : Est</b>	1982, 1960, 1976, 1999, 1993	1981, 1956, 2003, 1975, 2002
<b>R5 : Hauts plateaux Est</b>	1982, 1977, 1944, 2000, 1960	1989, 1968, 1971, 2003, 1962
<b>R6 : Cheliff-Zahrez</b>	1982, 2001, 1980, 1999, 2004	1942, 1949, 1971, 1950, 1968



**Fig. 1.8 :** Chronique temporelle de l'indice du vecteur régional annuel des 6 régions homogènes  
(La ligne rouge représente la courbe de tendance)

### 1.4.2.3. Validation des groupes homogènes par la méthode des L-Moments

La méthode des L-moments a été utilisée dans le but de tester l'homogénéité des 6 régions par le biais du test statistique proposé par Hosking et Wallis (1993). Dans ce test, les paramètres représentatifs d'une région sont les moyennes pondérées des trois statistiques des L-moments (coefficient de variation, d'asymétrie et d'aplatissement).

Le test  $H$  d'homogénéité est calculé pour chaque statistique comme suit :

$$H = \frac{V_{obs} - \mu_{sim}}{\sigma_{sim}}$$

Désignons par  $V$  l'une de ces trois valeurs observées (L-Cv, L-Cs, L-Ck), puis par  $\mu_{sim}$  et  $\sigma_{sim}$  respectivement la moyenne et l'écart type de la variable  $V$  obtenue à partir d'une longue série de simulations (500 simulations).

Le logiciel L-RAP nous a permis de calculer les tests d'homogénéité  $H_1$ ,  $H_2$  et  $H_3$  qui correspondent respectivement aux statistiques des L-moment de L-Cv, L-Cs et L-Ck et dont les limites sont présentées dans le tableau 1.8.

**Tableau 1.8:** Limites du test d'hétérogénéité pour l'acceptance ou le rejet de la région proposée (utilisées par le logiciel L-RAP)

Test d'hétérogénéité (H)	Homogénéité de la région
$H \leq 2$	Région proposée est suffisamment homogène
$2 < H \leq 3$	Faible hétérogénéité de la région proposée
$H > 3$	Région proposée est probablement hétérogène

Les trois tests  $H_1$ ,  $H_2$  et  $H_3$  appliqués à chaque région homogène présentent une valeur inférieure (tableau 1.9) à 2 pour les six régions, ce qui confirme l'homogénéité de chaque région de la zone d'étude.

**Tableau 1.9 :** Résultats des tests d'homogénéité  $H_1$ ,  $H_2$  et  $H_3$  de chaque région

Régions	H1 (L-Cv)	H2 (L-Cs)	H3 (L-Ck)
R1	0	-0,29	-1,02
R2	-0,4	0,07	0,71
R3	0,36	1,05	1,22
R4	0,38	-0,99	-1,81
R5	-1,23	-0,18	0,76
R6	0,95	0,42	1,42

### 1.4.3. Evolution des pluies du Nord de l'Algérie

#### 1.4.3.1. Evolution des pluies annuelles

Les six régions homogènes étant validées, nous allons analyser la tendance des précipitations de chaque région en appliquant les tests statistiques aux différents vecteurs régionaux à l'échelle annuelle puis mensuelle.

Les tests statistiques choisis sont ceux qui permettent de détecter la date de rupture à savoir : le test de Pettitt et la segmentation d'Hubert. Le test de Mann-Kendall est éventuellement utilisé pour la détection de tendance. Le choix de ces tests repose d'une part sur leur robustesse et d'autre part sur leur utilisation fréquente dans la détection de rupture des précipitations en méditerranée. Ces tests sont regroupés dans le logiciel Khronostat développé par l'IRD.

Les résultats des trois tests statistiques appliqués à chaque vecteur régional annuel sur la période d'étude sont concordants et indiquent une rupture à partir de la moitié des années 70 pour les 3 régions Ouest (R2), hauts plateaux Ouest (R3) et Cheliff-Zahrez (R6) qui enregistrent respectivement une baisse des précipitations d'environ 25%, 18% et 23% (tableau 1.10).

La segmentation d'Hubert est la seule à mettre en évidence un changement de la moyenne dans la région centre, tandis qu'aucun test statistique ne montre une rupture ou une tendance significative à l'Est (R4 et R5).

**Tableau 1.10:** Tendance des indices de précipitations annuelles de chaque région homogène

Régions	Mann-Kendall	Pettit	Hubert	Moy. Avant rupture	Moy. Après rupture	Différence%
R1	*	*	1975	1,08	0,93	<b>-13,86</b>
R2	Tendance (-)	1975	1975	1,14	0,85	<b>-25,31</b>
R3	Tendance (-)	1975	1975	1,09	0,90	<b>-17,81</b>
R4	*	*	*			
R5	*	*	*			
R6	Tendance (-)	1975	1975	1,12	0,865	<b>-22,91</b>

(\*Absence de tendance ou de rupture)

Ces résultats coïncident avec des études similaires menées sur les différentes régions du pays qui indiquent une baisse de la pluviométrie à partir des années 70 particulièrement au Nord-Ouest du pays (demmak et al, 2001, ANRH, 2009, Talia, 2002 ; Meddi et Hubert, 2003, Meddi et Meddi, 2007 ; Meddi et Meddi, 2009 ; Bekkoussa *et al.*, 2008 ; Medjerab 2005 ; Meddi *et al.*, 2010).

Les résultats présentés dans le tableau 1.10 reflètent la variabilité de la pluviométrie moyenne de la région. Au sein d'une même région la diminution des précipitations peut varier d'une station à l'autre. Pour mettre en évidence cette variation, nous avons utilisé la probabilité du test de Pettitt qui permet de classer le degré de rupture de chaque station (tableau 1.11).

**Tableau 1.11** : Probabilité associée au test de Pettitt

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

La fig. 1.9 montre que la majorité des stations des trois régions Ouest, hauts plateaux Ouest et Chélif présentent une rupture très significative excepté les deux stations d'El Bayadh et Mecheria, la région de Saida et Mostaganem qui sont stationnaires (Fig. 1.9). Au centre la majorité des stations sont stationnaires, quatre stations présentent une rupture significative et quatre stations montrent une rupture très significative. A l'Est toutes les séries pluviométriques semblent homogènes.

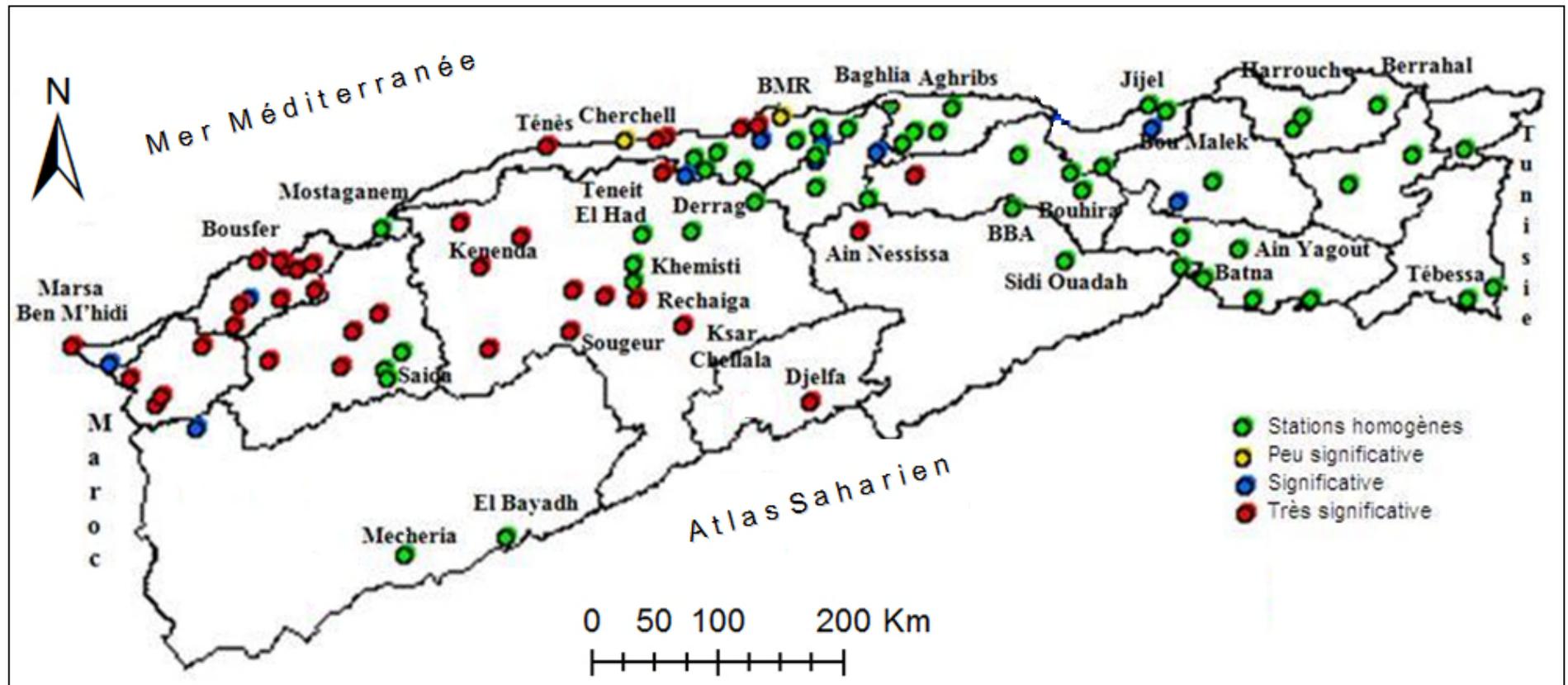


Fig.1.9: Seuil de rupture selon le test de Pettit

### 1.4.3.2. Evolution des pluies mensuelles

Pour détecter le ou les mois qui influencent la variabilité annuelle des précipitations, les tests statistiques ont été appliqués au vecteur régional de chaque mois de la région (tableau 1.12).

**Tableau 1.12 : Tendances des précipitations mensuelles de chaque région homogène**

<b>Variabilité mensuelle de la Région centre</b>						
Mois	Kendall	Pettit	Hubert	Moy. Avant rupture	Moy. Après rupture	Différence%
Sept.	*	*	*			
Oct.	*	*	*			
Nov.	*	*	*			
Déc.	*	*	*			
Janv.	*	*	*			
Fév.	*	*	*			
Mars	*	*	*			
Avril	*	*	*			
Mai	*	*	*			
Juin	*	1975	1975	0,609	0,566	-7,06
Juillet	*	*	*			
Aout	*	*	*			
<b>Variabilité mensuelle de la Région Ouest</b>						
Mois	Kendall	Pettit	Hubert	Moy. Avant rupture	Moy. Après rupture	Différence%
Sept.	*	*	*			
Oct.	*	*	*			
Nov.	*	*	*			
Déc.	*	1973	1973	1,275	0,718	-43,65
Janv.	*	1973	1973	1,187	0,808	-31,86
Fév.	*	*	*			
Mars	*	*	*			
Avril	*	1977	1975	1,116	0,757	-32,17
Mai	*	*	*			
Juin	*	1976	*			
Juillet	*	*	*			
Aout	*	*	*			
<b>Variabilité mensuelle de la Région des hauts plateaux Ouest</b>						
Mois	Kendall	Pettit	Hubert	Moy. Avant rupture	Moy. Après rupture	Différence%
Sept.	*	*	*			
Oct.	*	*	*			
Nov.	*	*	*			
Déc.	*	1973	1973	1,261	0,756	-40,05
Janv.	*	1973	1973	1,141	0,855	-25,09
Fév.	*	*	*			
Mars	*	*	*			
Avril	*	1975	1975	1,234	0,743	-39,78
Mai	*	*	*			
Juin	*	*	*			
Juillet	*	*	*			
Aout	*	*	*			
<b>Variabilité mensuelle de la Région Est</b>						
Mois	Kendall	Pettit	Hubert	Moy. Avant rupture	Moy. Après rupture	Différence%
Sept.	*	*	*			
Oct.	*	*	*			
Nov.	*	*	*			
Déc.	*	*	*			
Janv.	*	*	*			

1. Evolution des pluies moyennes mensuelles et annuelles du Nord de l'Algérie

Fév.	*	*	*			
Mars	*	*	*			
Avril	*	*	*			
Mai	*	*	*			
Juin	*	*	*			
Juillet	*	*	*			
Aout	*	*	*			
<b>Variabilité mensuelle de la Région des hauts plateaux Est</b>						
Mois	Kendall	Pettit	Hubert	Moy. Avant rupture	Moy. Après rupture	<b>Différence%</b>
Sept.	rupture	*	*			
Oct.	*	*	*			
Nov.	*	*	*			
Déc.	*	*	*			
Janv.	*	*	*			
Fév.	*	*	*			
Mars	*	*	*			
Avril	*	*	*			
Mai	*	*	*			
Juin	*	*	*			
Juillet	*	*	*			
Aout	*	*	*			
<b>Variabilité mensuelle de la Région Chéllif-Zahrez</b>						
Mois	Kendall	Pettit	Hubert	Moy. Avant rupture	Moy. Après rupture	<b>Différence%</b>
Sept.	*	*	*			
Oct.	*	*	*			
Nov.	*	*	*			
Déc.	*	1973	1973	1,204	0,791	<b>-34,28</b>
Janv.	*	1972	172	1,181	0,814	<b>-31,04</b>
Fév.	*	*	*			
Mars	*	*	*			
Avril	*	1981	1981	1,154	0,75	<b>-35,01</b>
Mai	*	*	*			
Juin	rupture	1976	1976	1,22	0,72	<b>-40,84</b>
Juillet	*	*	*			
Aout	*	*	*			

Les dates de rupture mises en évidence par les tests statistiques pour chaque mois correspondent dans l'ensemble à celles détectées à l'échelle annuelle. Les deux régions de l'Est de la zone d'étude n'indiquant pas de rupture annuelle, aucun changement n'est détecté au cours des 12 mois de l'année (tableau 1.12).

La rupture mensuelle apparaît significative dans les 3 régions Ouest (R2), Hauts plateaux Ouest (R3) et Chéllif-Zahrez (R6) qui ont subi respectivement une baisse des précipitations de 43,65%, 40,05% et 34,28% au mois de décembre, une baisse de 31,86%, 25,09% et 31,04% au mois de janvier et une baisse de 32,17%, 39,78% et 35,01% au mois d'avril.

Il est clair que la variabilité annuelle des précipitations est affectée par la forte variabilité des mois de décembre, janvier et avril qui indiquent une tendance à la baisse entre les années 70 et 80. Taibi (2011) a analysé la tendance des pluies saisonnières du Nord de l'Algérie et a

mis en évidence une baisse significative des précipitations d'environ 35% en hiver et 40% au printemps dans la partie Nord-Ouest du pays.

## **Synthèse**

Cette partie s'intéresse à l'évolution des pluies en vue des changements climatiques qui ont affecté les différentes régions du monde au cours des dernières décennies et particulièrement le bassin méditerranéen qui a connu une baisse des précipitations depuis les années 70 et 80.

### ***Quand est-il de la variabilité des précipitations du Nord de l'Algérie ?***

Situé en Afrique du Nord et au sud de la méditerranée le Nord de l'Algérie est caractérisé par une pluviométrie qui varie considérablement d'Est en Ouest, du Nord au Sud mais aussi d'une année à une autre.

Pour mettre en évidence cette variabilité 94 stations pluviométriques (ANRH et ONM) réparties sur l'ensemble de la zone d'étude ont été sélectionnées.

Pour synthétiser cette quantité de données nous avons regroupé les stations en groupes homogènes. Pour ce faire trois méthodes ont été utilisées ; l'analyse en composantes principales, la méthode du vecteur régional et la méthode des L-Moment. Il ressort de cette analyse 6 régions homogènes : région centre (R1), région Ouest(R2), région des hauts plateaux Ouest (R3), région Est(R4), région des Hauts plateaux Ouest (R5) et la région Chélif-Zahrez (R6). Ce découpage régional reflète le comportement pluviométrique et la variabilité interannuelle spécifiques à chaque région. Les données de chaque région homogène sont représentées par un vecteur régional (mensuel, annuel).

Pour analyser la variabilité temporelle du Nord de l'Algérie les vecteurs régionaux annuel et mensuel ont été soumis au test de tendance de Mann-Kendall, au test de rupture de Pettit et la segmentation d'Hubert. Cette analyse met en évidence une réduction significative de la pluviométrie annuelle dans les trois régions Ouest, hauts plateaux Ouest et Cheliff-Zahrez à partir de la moitié des années 70 qui est associée à la diminution des précipitations en hiver (Décembre et Janvier) et au printemps (Avril). La région centre a connu une légère baisse de la pluviométrie, alors que les régions Est et hauts plateaux Est ne montrent pas de changement du régime pluviométrique au cours de la période d'étude.

Une succession d'années excédentaires est observée avant 1976 tandis que les années les plus sèches sont enregistrées pendant les années 80, 90 et début 2000 avec une succession d'années sèches qui atteint 12 ans dans la région Ouest (1986-1997).

Une augmentation des précipitations à partir de 2002 est observée dans les régions Est et un retour vers la normal est observé dans les autres régions.

***Comment expliquer la variabilité des précipitations du Nord de l'Algérie ?***

Malgré la grande variabilité spatio-temporelle des précipitations du Nord de l'Algérie, une fraction importante de ses variations peut être expliquée par les changements de circulation à grande échelle et à différentes altitudes. Les variations des précipitations peuvent en outre être liées aux fluctuations de circulation atmosphérique générale telles que les courants-jets, les trajectoires des tempêtes et circulations de mousson avec des changements dans la structure thermodynamique de l'atmosphère.

L'influence de la circulation atmosphérique générale sur la variabilité pluviométrique a été mise en évidence dans plusieurs régions de la méditerranée, et fera l'objet de la troisième partie de ce document concernant le Nord de l'Algérie. D'autres facteurs régionaux (voire locaux) peuvent aussi affecter la variabilité des précipitations tels que : le relief, l'altitude, la latitude, et la proximité de la mer.

Partie 02 :

*Étude des pluies journalières et extrêmes*

*du Nord de l'Algérie*

## 2. Étude des pluies journalières et extrêmes du Nord de l'Algérie

### Introduction

Mesurer l'évolution des événements extrêmes est un défi pour les climatologues, tout simplement parce que par définition, il s'agit d'événements rares. Or détecter si des événements rares sont en train de devenir plus fréquents est intrinsèquement compliqué : pour qu'une statistique soit significative, elle doit en effet reposer sur beaucoup d'événements observés. C'est principalement sur ce critère que repose, d'une part, le choix des séries pluviométriques journalières qui doivent être disponible et complète sur l'ensemble de la période d'étude, et d'autre part, le choix des méthodes d'analyse de la fréquence des pluies extrêmes pour obtenir des résultats statistiquement significatifs.

Cette deuxième partie s'intéresse à l'évolution des pluies journalières et extrêmes du Nord de l'Algérie. La fréquence et l'intensité des pluies journalières sont analysées pour évaluer les tendances observées sur la période 1940-2010. Cette analyse est précédée d'une synthèse des travaux récents sur l'évolution des pluies journalières dans les différentes régions de la Méditerranée et leurs méthodes d'analyse.

### 2.1. Généralités

#### 2.1.1. Qu'est-ce qu'un événement climatique extrême ?

Les climatologues ont défini les événements extrêmes dans le dernier rapport du GIEC (GIEC, 2007) comme suit : « Un phénomène climatique extrême est un phénomène qui est rare dans le cadre de sa distribution de référence statistique à un endroit spécifique. Les définitions de « rare » varient, mais un phénomène climatique extrême serait normalement aussi rare ou plus rare que le 10<sup>ème</sup> ou 90<sup>ème</sup> percentile ». Cette définition permet de considérer deux caractéristiques importantes des extrêmes : leur fréquence et leur intensité.

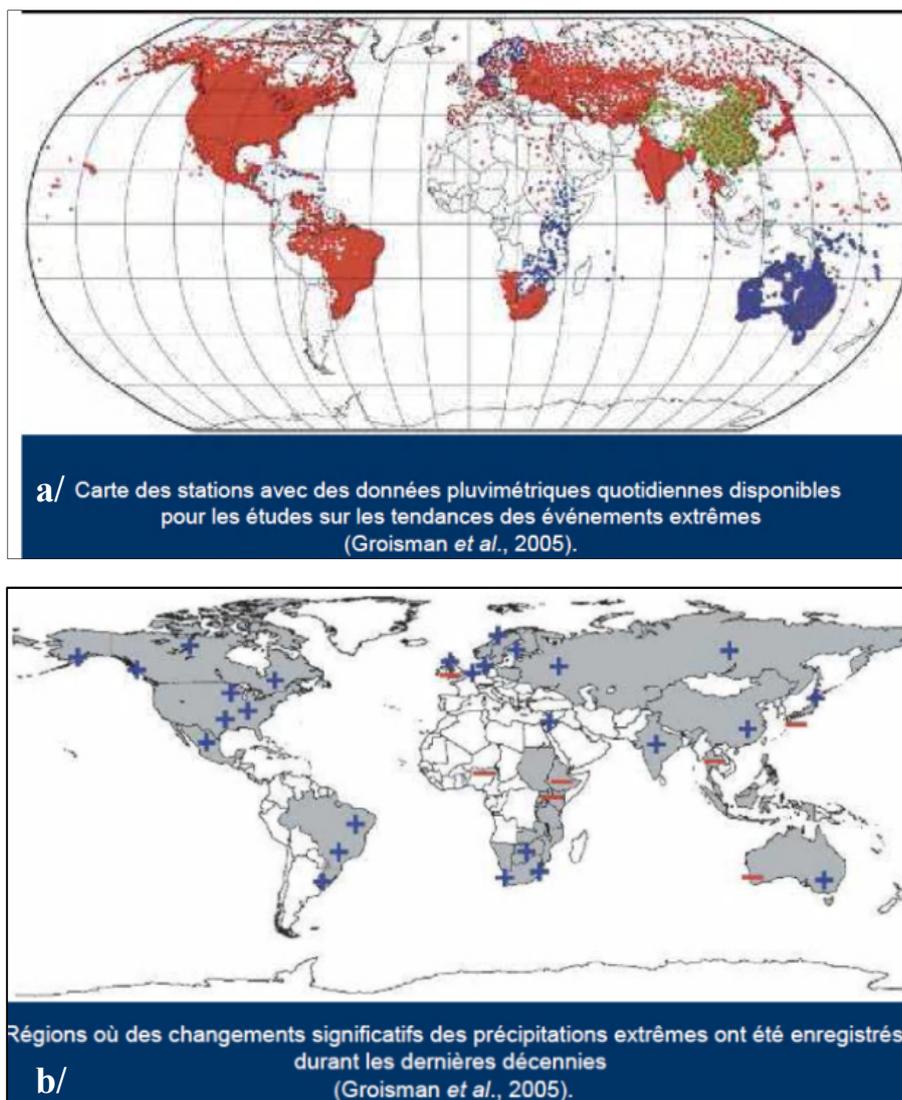
Beniston et Stephenson (2004) ont proposé trois définitions du phénomène climatique extrême, qui reposent sur différentes notions.

- La définition peut être basée sur la rareté d'un phénomène climatique ; on doit donc considérer sa fréquence d'occurrence.
- Elle peut également être basé sur l'intensité d'un phénomène ; ceci implique la considération des dépassements d'un seuil par des variables climatiques associées à ce phénomène.
- Enfin on peut introduire la notion d'impact et s'appuyer sur des dégâts socioéconomiques causés par un phénomène.

Il n'est donc pas possible de donner une définition universelle de l'événement climatique extrême. La définition appropriée ne peut être choisie qu'en fonction du contexte dans lequel on considère tel ou tel phénomène.

### 2.1.2. Les événements pluviométriques extrêmes, deviennent-ils plus fréquents et/ou plus intense ?

Il a été observé au cours de ces dernières décennies une modification du régime pluviométrique des pluies journalières en termes de fréquence et d'intensité dans certaines régions du monde. Groisman *et al.* (2005) ont montré que le changement observé dans l'évolution de la fréquence des pluies intenses du Monde est plus important que celui observé dans l'évolution des totaux annuels. La fig. 2.1 (a) montre les stations disponibles de pluies journalières à travers le monde et la figure 2.1 (b) montre les régions qui ont connu un changement significatif des pluies extrêmes.



**Fig. 2.1:** Tendances des pluies extrêmes dans le monde (Groisman *et al.*, 2005)

On constate tout d'abord qu'il y a très peu de postes d'observations en Afrique, et que donc les conclusions qui sont présentées dans l'article de Groisman *et al.* (2005) sont sujettes à caution. Ainsi, du fait du petit nombre de postes utilisés ou disponibles pour étudier les pluies extrêmes en Afrique, il faut en premier lieu vérifier leur nombre et leur disposition dans les études qui les comparent aux pluies dans d'autres régions du monde, car selon ces variables les conclusions peuvent varier considérablement. D'une part cela justifie l'intérêt de cette étude, et d'autre part il est donc compréhensible que les études menées sur les pluies extrêmes dans le bassin méditerranéen ne convergent pas toutes vers les mêmes résultats.

Kioutsoukis *et al.* (2010) ont analysé les pluies extrêmes en Grèce sur la période 1955-2002 et ont trouvé une baisse du nombre de jours de pluie (jr/décennie) et de leur intensité (mm/décennie). Alpert *et al.* (2002) ont montré une augmentation des pluies journalières extrêmes en Italie, en Espagne et Chypre durant la période 1951-1995.

Martinez *et al.* (2007) ont analysé la variabilité des pluies journalières de la région catalane au Nord Est de l'Espagne sur la période 1950-2000 et ont montré une tendance à la baisse du nombre de jour de pluies extrêmes. Norrant et Douguédroit (2006) ont analysé le nombre de jour pluvieux (>10mm) de 52 stations du bassin méditerranéen (y compris Constantine, Alger et Oran) et ont trouvé une tendance non significative à la baisse pour la plupart des régions pendant la période 1950-2000. Brunetti *et al.* (2001) ont aussi trouvé une tendance à la baisse du nombre de jours pluvieux au Nord-Est de l'Italie de 1921 à 1999 accompagnée par une augmentation de l'intensité des précipitations. Ce dernier a ensuite analysé en 2004 la fréquence des pluies journalières de 45 stations réparties sur l'ensemble de l'Italie de 1880 à 2002 pour confirmer les résultats trouvés en 2001 à savoir la baisse du nombre de jours pluvieux sur tout le territoire et l'augmentation significative de l'intensité des précipitations uniquement dans les régions du Nord. La baisse du nombre de jours pluvieux s'explique par une réduction significative des événements pluvieux à faible intensité. Philandras *et al.* (2010) ont analysé la tendance des pluies journalières de 40 stations de la Méditerranée (y compris Oran) et ont trouvé une réduction significative de 20% du nombre de jour de pluie à l'Est de la Méditerranée alors que la tendance est non significative au Centre et à l'Ouest du bassin méditerranéen. L'analyse des extrêmes de pluie de 105 stations au sud du Portugal par Costa et Soares (2009) ne montre pas de tendance significative du nombre de jours de pluies pour la majorité des stations mais indique une augmentation significative de l'intensité des précipitations.

L'étude menée par Trambly *et al.* (2013) sur l'analyse des tendances des pluies extrêmes au Maghreb (Algérie, Maroc, Tunisie) montre une diminution significative du nombre de jours

de pluies et des précipitations annuelles, tandis que les fortes précipitations ne montrent pas de tendance significative que ce soit vers l'augmentation ou la diminution.

L'analyse des extrêmes de pluie au Maroc par Khomsi *et al.* (2015) a mis en évidence des tendances positives à faible magnitude mais qui sont en général non significatives durant les deux saisons sèches et humides.

En Algérie, il existe très peu d'études sur la variabilité temporelle des pluies journalières et extrêmes. Les travaux menés par certains auteurs (Benabdesselam et Amarchi, 2013 ; Habibi *et al.*, 2012 ; Benkhaled, 2007 ; Benhattab *et al.*, 2011; Meddi et Toumi, 2015) se limitent seulement à l'analyse des pluies maximales journalières annuelles dans certaines régions ou bassins versants de l'Algérie. Ce type d'analyse ne permet pas de mettre en évidence les changements qui peuvent affecter l'intensité et la fréquence de tous les épisodes des pluies extrêmes. Meddi et Talia (2014) ont analysé la tendance de la fréquence des jours de pluies de 14 stations du nord de l'Algérie aux seuils : 0.1, 1 et 10 mm. Ils ont mis en évidence une tendance à la baisse des jours de pluies au centre et à l'ouest et une tendance à la hausse à l'Est à partir de 1975. Karahacene et Meddi (2014) ont trouvé aussi une baisse de la fréquence des jours de pluies au Nord-Ouest de l'Algérie aux seuils : 5, 10, 20 et 30mm durant la décennie 1970-1980.

Taibi *et al.* (2015) ont analysé l'évolution temporelle des pluies extrêmes de 13 stations du bassin du Cheliff sur la période 1971-2010. Les résultats montrent une tendance non significative à la baisse pour la majorité des stations.

## **2.2. Méthodes d'analyse des pluies journalières**

Le groupe d'experts sur la détection des changements climatiques et les indices (ETCCDI : Expert Team on Climate Change Detection and Indices) ont défini 27 indices pour caractériser les précipitations et les températures extrêmes. Ces indices décrivent les caractéristiques particulières des extrêmes, y compris la fréquence, l'amplitude et la persistance. L'une des approches clés du concept des indices implique le calcul du nombre de jours dans une année dépassant des seuils spécifiques. Par exemple le nombre de jours de pluies par an dépassant 20mm. De nombreux indices sont basés sur les percentiles avec des seuils fixés pour évaluer les extrêmes modérés qui se produisent généralement quelques fois par année plutôt que les événements à fort impact observés une fois par décennie. Pour les précipitations, les seuils de percentile sont calculés à partir de l'échantillon de tous les jours de pluie de la période d'étude. Ces indices permettent d'évaluer directement les tendances

observées dans la fréquence ou l'intensité des événements pluvieux qu'ils soient modérés ou extrêmes. La raison du choix d'un seuillage par percentile plutôt qu'un seuil fixe apparaît dans le fait que le nombre de jours dépassant un seuil de percentile est mieux réparti dans l'espace. Par contre les valeurs des seuils sont spécifiques aux sites. Ces indices permettent des comparaisons spatiales parce qu'ils échantillonnent la même partie de la distribution de probabilité des précipitations à chaque emplacement. Les indices basés sur des seuils absolus sont moins appropriés pour les comparaisons spatiales des extrêmes que ceux basés sur des seuils par percentile. La raison est que, sur de grandes surfaces, les indices basés sur des seuils absolus peuvent échantillonner des parties très différentes des distributions de températures et de précipitations.

Neuf indices caractérisant les pluies intenses sont définis comme suit par le groupe d'expert ETCCDI :

- Rx1day, Monthly maximum 1-day precipitation: la pluie journalière maximale d'un mois donné ;
- Rx5day, Monthly maximum consecutive 5-day precipitation: le maximum de la quantité de 5 jours de pluies successives d'un mois donné ;
- SDII, Simple daily intensity index (mm/Jr): cet indice correspond aux totaux de pluie annuel divisés par le nombre de jours de pluies ( $\geq 1$  mm) ;
- R10mm, Annual count of days when PRCP (daily precipitation amount)  $\geq 10$ mm: nombre de jours de pluie supérieure à 10 mm par an;
- R20mm, Annual count of days when PRCP  $\geq 20$ mm: nombre de jours de pluie supérieure à 20 mm par an;
- Rnmm, Annual count of days when PRCP  $\geq n$ mm : correspond au nombre de jours de pluies supérieures à un seuil (nn) fixé par l'utilisateur par an;
- R95pTOT, Annual total PRCP when RR > 95p; (RR  $\geq 1.0$ mm): il s'agit du nombre de jours de pluies du 95<sup>ème</sup> percentile, c.-à-d. le nombre de jours de pluie supérieure à la valeur de pluie du 95<sup>ème</sup> percentile d'une période donnée ;
- R99pTOT, Annual total PRCP when RR > 99p: il s'agit du nombre de jours de pluies du 99<sup>ème</sup> percentile, c.-à-d. le nombre de jours de pluie par an supérieure à la valeur de pluie du 99<sup>ème</sup> percentile d'une période donnée ;
- PRCP TOT, Annual total precipitation in wet days (>1mm): cet indice correspond à la quantité des pluies journalières supérieure à 1 mm par an.

Le choix d'une méthode d'analyse des pluies journalières dépend de la région d'étude et de son régime pluviométrique. La plupart des études font appel à la méthode de seuillage par percentile et caractérisent les pluies extrêmes par le nombre de jours de pluies et la hauteur journalière des 90, 95, 99 et 99,5<sup>ème</sup> percentiles (ex., Martinez *et al.*, 2007 ; Kioutsioukis *et al.*, 2010 ; Lupikasza, 2010 ; Sahani *et al.*, 2012 ; Griffiths *et al.*, 2003 ; New *et al.*, 2006 ; Aguilar *et al.*, 2009, Khomsi *et al.*, 2015). Dans d'autres études, le nombre de jours de pluies est évalué par rapport à un seuil fixe de hauteur de pluie journalière (10mm, 20mm, 50mm...etc.) (Ozer, 2007 ; Sahani *et al.*, 2012, Kingumbi *et al.*, 2005). Par exemple, Alpert *et al.* (2002) ont choisi d'analyser les pluies journalières en les classant par intervalle de pluies : 0-4, 4-16, 16-32, 32-64, 64-128, >128mm. Kingumbi *et al.* (2005) ont analysé les pluies journalières de la Tunisie selon les classes suivantes : 0-5, 5-10, 10-20, 20-30, >30mm.

### 2.2.1. Indices de pluies journalières

Le choix des indices de pluies journalières utilisés dans le cadre de notre travail est basé sur les indices d'extrêmes proposés par les experts du ETCCDI ainsi que d'autres indices appliqués dans d'autres études.

Il s'agit dans ce travail d'analyser la tendance de la fréquence et l'intensité des pluies journalières du Nord de l'Algérie. L'analyse de la fréquence des pluies journalières repose sur deux méthodes de classification, une basée sur un seuil fixe relatif qu'on appelle « *classification non supervisée* », l'autre basée sur un seuil fixe absolu qu'on appelle « *classification supervisée* ».

#### a. *Classification non supervisée*

Il s'agit de la méthode du seuillage par percentile qui permet de déterminer le nombre de jour pluvieux par an dépassant la valeur de pluie associée à chaque percentile. Dans cette classification nous avons sélectionné 8 seuils de percentiles : 5%, 10%, 25%, 50%, 75%, 90%, 95% et 99%. Ce choix a été fait ainsi pour représenter les différentes tranches de pluies journalières et obtenir des échantillons avec un nombre d'évènements suffisants pour mener une analyse statistiquement significative. Ce choix permet aussi de déterminer la tranche de pluie associée à la baisse des totaux annuels du Nord de l'Algérie.

Les pluies extrêmes sont représentées par les percentiles 90, 95 et 99%. Ces percentiles sont les plus utilisés pour caractériser la fréquences des extrêmes (ex., Martinez *et al.*, 2007 ; Kioutsioukis *et al.*, 2010 ; Lupikasza, 2010 ; Sahani *et al.*, 2012 ; Griffiths *et al.*, 2003 ; New *et al.*, 2006 ; Aguilar *et al.*, 2009, Khomsi *et al.*, 2015).

**b. Classification supervisée**

Cette classification permet de voir la variation de la fréquence des jours de pluies sur des intervalles de pluie fixe. Nous avons choisi cinq classes de pluies journalières :

- Classe1 :  $1 \leq P < 5$  mm
- Classe2 :  $5 \leq P < 10$  mm
- Classe 3 :  $10 \leq P < 20$  mm
- Classe 4 :  $20 \leq P < 50$  mm
- Classe 5 :  $P \geq 50$  mm

Cette méthode complète la méthode du seuillage par percentile car elle permet de situer au sein d'un échantillon de percentile donnée caractérisé par un changement significatif la tranche de pluie qui a subit ce changement.

▪ **Indice de l'intensité des pluies journalières**

L'analyse de l'intensité des pluies journalières repose sur l'indice de l'intensité SDII (Simple Daily Intensity Index) proposé par l'ETCCDI qui exprime la moyenne des pluies journalières par jours de pluies supérieures ou égales à 1 mm par an.

$$= \frac{\sum}{n}$$

: Quantité de pluies journalières durant la période  $j$

: Nombre de jours de pluies durant la période  $j$

**2.2.2. Test de tendance des indices de pluies journalières**

L'analyse des tendances des indices de pluies journalières sur la période d'étude 1940-2010 a été établie en utilisant le test de Mann Kendall et l'estimateur de Theil-Sen. Ce test permet de déceler l'existence d'une seule tendance globale au sein de la série analysée et a déjà été utilisé pour la détection de tendance dans les séries pluviométriques (ex, Vannitsem *et al.*, 1991 ; Norrant et Douguedroit, 2004 ; Maheras *et al.*, 2008 ; Chaouche *et al.*, 2010 ; Trambly *et al.*, 2013 ; Driouech *et al.*, 2010).

Les tendances des indices de pluies journalières sont évaluées à l'aide de l'estimateur de Theil-Sen (Sen, 1968), une méthode non paramétrique basée sur la pente médiane. Cette dernière étant moins sensible aux valeurs aberrantes que les méthodes de régression traditionnelles, elle permet une évaluation plus fiable de la tendance.

La pente de Sen permet de déterminer l'amplitude de la tendance (jour/an pour la fréquence et mm/jr/an pour l'intensité).

### 2.2.3. Choix des stations de pluies journalières

Le choix des stations journalières repose sur la disponibilité des données sur la période d'étude 1940-2010. Il s'agit donc de sélectionner des séries à la fois longues pour couvrir la période d'étude mais surtout complètes, particulièrement quand il s'agit d'analyser des valeurs extrêmes.

Les stations synoptiques de l'ONM sont quasi-complètes sur la période d'étude, mais uniquement pour quatre stations Alger, Oran, Annaba et Constantine. Les autres stations ne débutent qu'à partir des années 70.

Les stations de l'ANRH présentent des lacunes considérables avant les années 70 et sont quasi-complètes après cette date. Nous n'avons pu choisir que la station de Ténès.

Le mieux serait d'avoir en moins une station par région homogène, cependant nous ne disposons pas de données sur les deux régions du Chellif-Zahrez et les Hauts plateaux Ouest.

Nous rappelons dans cette section la tendance des pluies annuelles des 5 stations sélectionnées (tableau 2.1).

**Tableau 2.1:** Tendance des pluies annuelles à Alger, Annaba, Oran, Ténès et Constantine

Tests	Kendall	Lee HG	Pettitt	Hubert	Moyenne Avant (mm)	Moyenne après (mm)	Différence (%)
Alger	-	-	-	-	-	-	-
Annaba	-	-	-	-	-	-	-
Oran	-	1978	1978	1978	391,4	318,9	<b>-18,5</b>
Tenes	rupture	1981	1981	1974	606.8	452.5	<b>- 25.4</b>
Constantine	-	-	-	-	-	-	-

(-): pas de rupture

L'évolution temporelle des précipitations d'Alger, Annaba, Oran, Ténès et Constantine montrent que ce sont les stations qui se trouvent à l'Ouest qui indiquent une rupture. Oran et Ténès montrent respectivement une baisse de la pluviométrie à partir de 1978 et 1974.

Il s'agit donc de comprendre comment évolue les pluies journalières des stations qui ont connu une baisse des précipitations d'une part, et analyser les pluies journalières des stations homogènes à l'échelle annuelle, d'autre part. Les méthodes utilisées vont mettre en évidence les changements dans la fréquence et l'intensité des pluies journalières ainsi que la ou les tranches de pluie affectées par ce changement.

### 2.3. Analyse de la fréquence des pluies journalières

#### 2.3.1. Analyse de la fréquence des jours de pluies par percentile

L'évolution du nombre de jours de pluies par an et pour chaque percentile est représentée dans la fig.2.2 pour chaque station.

Il apparaît que le nombre de jours de pluie dépassant le seuil de P5 jusqu'à P50 est plus important que les autres percentiles. La fréquence des jours de pluie inférieure ou égale à P25 varie entre un minimum de 22 et un maximum de 100 jours par an à Alger, Annaba et Constantine, tandis que Ténès et Oran enregistrent un minimum de 12 jours/an et un maximum de 78 jours/an. Le nombre de jours de pluies diminue d'un percentile à un autre. Il varie entre 10 et 50 jours/an pour la plupart des stations au 50<sup>ème</sup> percentile, puis de 5 à 35 jours/an au 75<sup>ème</sup> percentile. A partir du 90<sup>ème</sup> percentile plusieurs années enregistrent des valeurs très faibles des jours de pluies, particulièrement pour le 95<sup>ème</sup> et 99<sup>ème</sup> percentile où la fréquence de jours de pluie ne dépasse pas 3 jours/an (Fig.2.2), et pour une dizaine d'années aucun évènement dépassant P95 n'est enregistré.

La variabilité spatio-temporelle des précipitations, fait que la valeur du seuil de pluie correspondant à chaque percentile diffère d'une station à l'autre (tableau 2.2).

**Tableau 2.2:** Valeur du seuil de précipitations de chaque percentile en mm

Percentiles	P5	P10	P25	P50	P75	P90	P95	P99
<b>Alger</b>	1,2	1,4	2,5	5,5	11,9	21,5	29,2	50,7
<b>Annaba</b>	1,2	1,4	2,4	5	10,6	18,6	25,5	44,7
<b>Oran</b>	1,1	1,3	2	4,4	9,3	17,7	25,1	40,6
<b>Ténès</b>	1,1	1,5	2,8	6	13,7	24,5	34	60
<b>Constantine</b>	1,1	1,3	2,1	4,3	9,1	16,5	22,5	39,1

La tendance de la fréquence des jours de pluies pour chaque percentile est présentée dans le tableau 2.3. Le test de Mann-Kendall est calculé au niveau 0,05. Les valeurs présentées en gras sont significatives. Une tendance générale négative est observée à Alger, Oran et Ténès. Une tendance positive est observée à Constantine et à Annaba jusqu'à P50.

Ces deux tendances sont toutefois non significatives, excepté pour la station de Ténès qui montre une baisse significative des indices de pluies P5, P25, P50 et P75. L'amplitude de cette tendance varie entre 1 et de 2 jours par décennie. Cette station a connu une baisse significative des précipitations annuelles qui peut s'expliquer par la baisse de la fréquence des jours de pluies inférieure à P90 qui correspond à une valeur de pluie d'environ 20 mm (tableau 2.2).

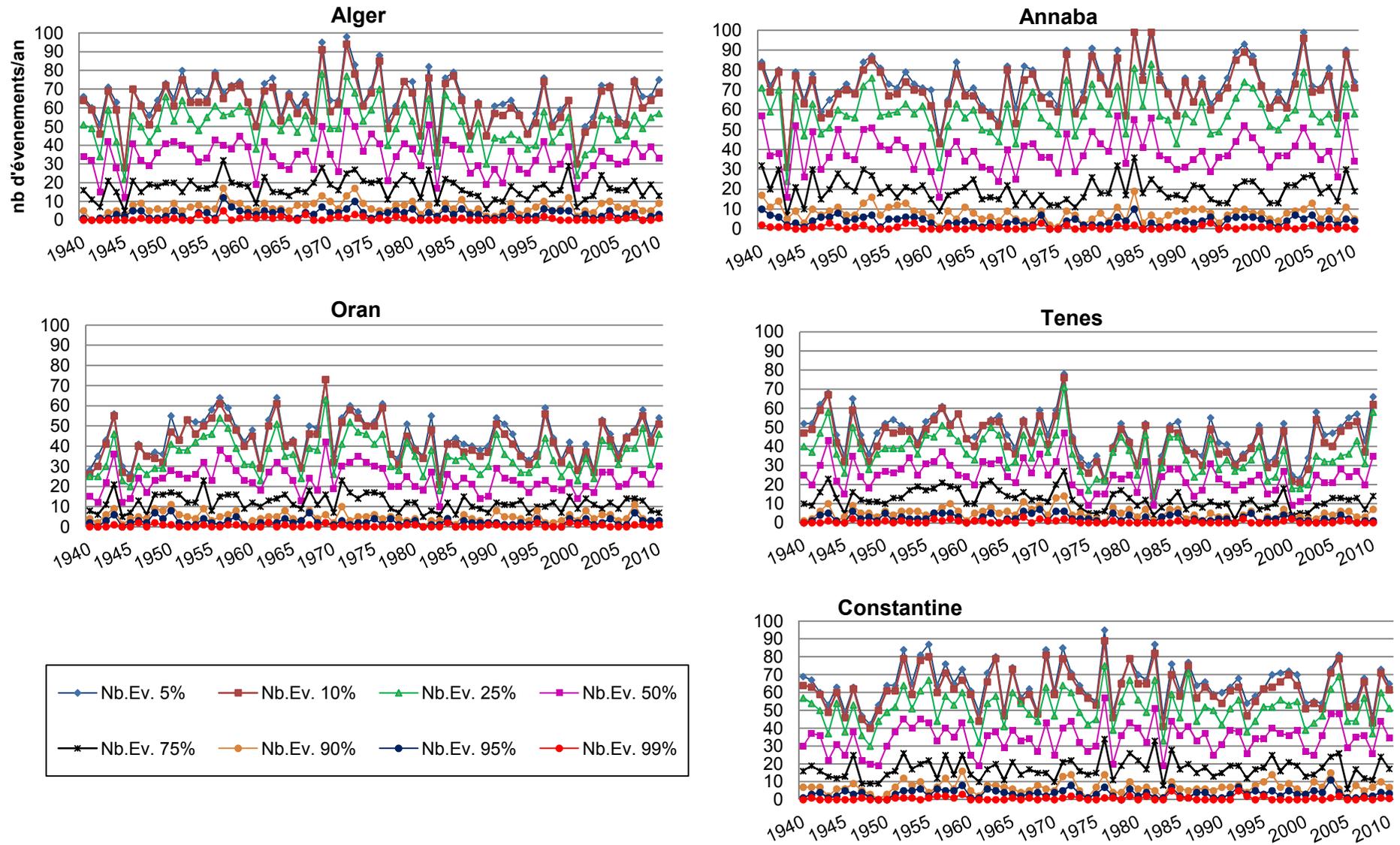


Fig. 2.2 : Fréquence des jours de pluies par percentiles à Alger, Annaba, Oran, Tenès et Constantine

**Tableau 2.3:** Tendance des indices de pluies journalières par percentile (pente de Sen jours/décennie)

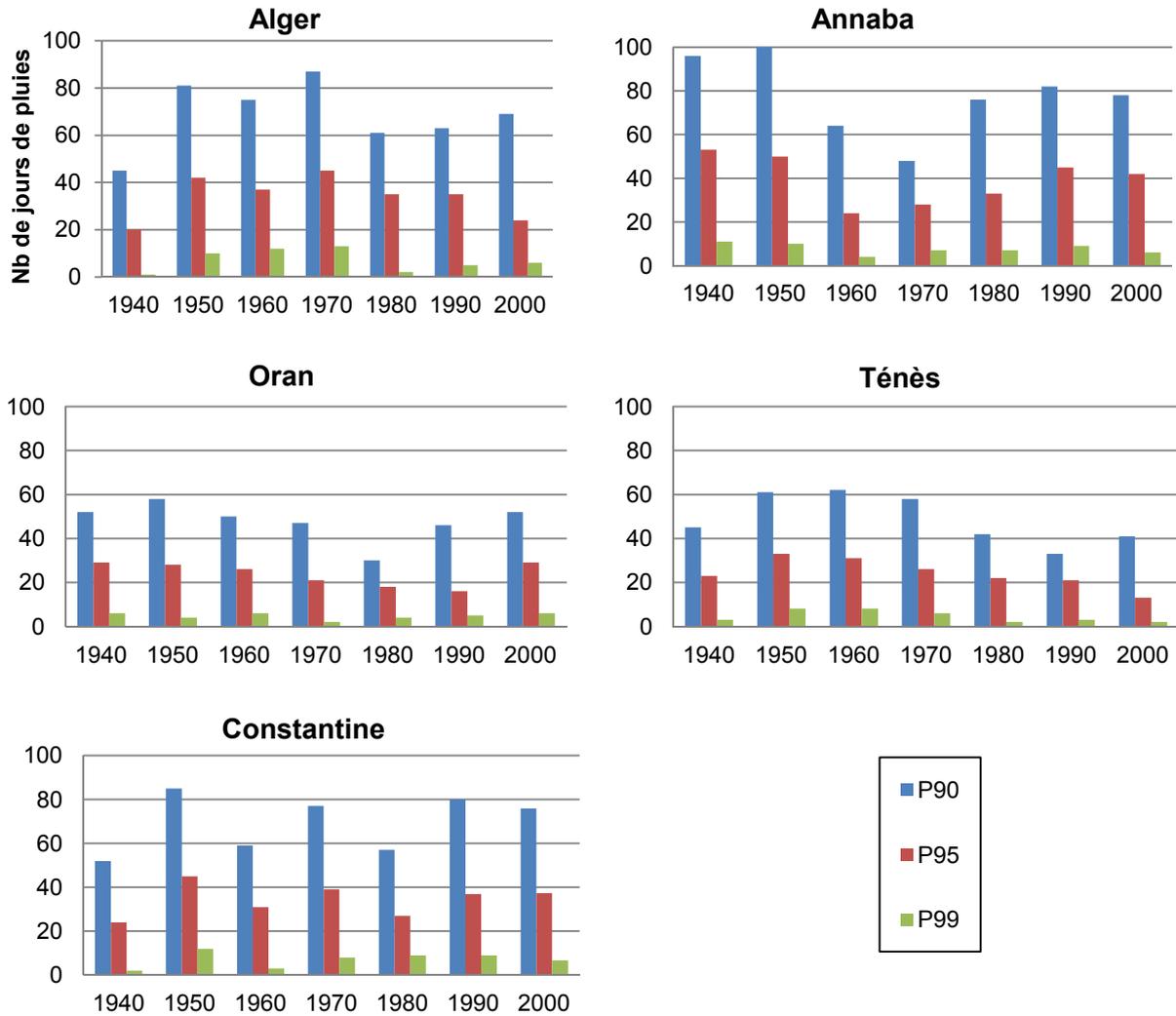
Percentiles	5	10	25	50	75	90	95	99
<b>Algiers</b>	-0,42	-0,46	-0,63	-0,19	-0,1	0,09	-0,01	-0,02
<b>Annaba</b>	1,12	1,15	0,58	0,24	-0,08	-0,31	-0,12	-0,04
<b>Oran</b>	-0,12	-0,08	0,021	-0,29	-0,39	-0,17	-0,09	0,01
<b>Tenes</b>	<b>-1,57</b>	<b>-1,67</b>	<b>-1,71</b>	<b>-1,2</b>	<b>-0,91</b>	-0,29	-0,5	-0,44
<b>Constantine</b>	0,00	0,13	0,24	0,54	0,37	0,17	0,06	0,04

Le test de Pettit met en évidence une rupture dans les séries des indices de pluie journalière de P5 à P75 à partir de 1972 à Ténès et de l'indice P75 à Oran à partir de 1976 (tableau 2.4). Ce qui correspond à des précipitations inférieures à 24,5 mm à Ténès et entre 9,3 et 17,7 mm à Oran (tableau 2.2).

**Tableau 2.4:** Rupture des indices de pluie journalière par percentile selon le test de Pettit

Percentiles	P5	P10	P25	P50	P75	P90	P95	P99
<b>Ténès</b>								
date de rupture	1972	1972	1972	1972	1972	1972	-	-
Moy. avant	52	49	42	28	15	7	-	-
Moy. après	41	31	32	21	9	5	-	-
Différence (%)	<b>-21,15</b>	<b>-36,73</b>	<b>-23,81</b>	<b>-25,00</b>	<b>-40,00</b>	<b>-28,57</b>	-	-
<b>Oran</b>								
date de rupture	-	-	-	-	1976	-	-	-
Moy. avant	-	-	-	-	13	-	-	-
Moy. après	-	-	-	-	10	-	-	-
Différence (%)	-	-	-	-	<b>-24</b>	-	-	-

Les indices P90, P95 et P99 ne montrent aucun changement significatif dans leur évolution pour les 5 stations du Nord de l'Algérie de 1940 à 2010. Cependant, l'analyse graphique du nombre de jours de pluies des percentiles 90, 95 et 99 par décennie (Fig. 2.3) met en évidence une baisse du nombre d'évènements extrêmes durant la décennie 70 à et Annaba et durant la décennie 80 à Alger Oran et Constantine. Ceci coïncide avec la période de rupture 1970-1980 qu'a connu la variabilité des précipitations du Nord de l'Algérie.



**Fig. 2.3 :** Nombre d'évènements pluvieux par décennie pour les percentiles 90, 95 et 99 pour chaque station

Ceci correspond dans l'ensemble aux résultats mis en évidence par Trambly *et al.* (2013) au Maghreb et par Khomsi *et al.* (2015) au Maroc ainsi que d'autres études en Méditerranée (Norrant et Douguédroit, 2006 ; Costa et Soares, 2009), c'est-à-dire l'absence de tendance significative (négative ou positive) des pluies extrêmes.

Les tendances significatives de la diminution de la fréquence des pluies observées à Ténès coïncident avec les résultats de Brunetti (2004) qui montrent une baisse du nombre de jours pluvieux en Italie et qui s'explique par la réduction significative des évènements pluvieux de faible intensité.

*Les stations qui n'ont pas connu une baisse significative des précipitations annuelles n'indiquent pas de changement de la fréquence des jours de pluie. Les stations de Ténès et*

**Oran qui ont enregistré une réduction significative des pluies annuelles indique une baisse significative du nombre de jours de pluies ne dépassant pas environ 20 mm.**

En plus du test de Mann-Kendall appliqué aux séries des indices de pluies journalières pour tester le degré de signification de la tendance, le nombre total de jours de pluie avant et après la date de rupture a été aussi déterminé. Ce dernier peut fournir des éléments d'interprétation qui n'apparaissent pas à travers le test de tendance qui reste une méthode purement statistique de l'analyse de la variable.

Nous avons calculé le nombre total de jours de pluie avant et après la date de rupture de chaque station (tableau 2.5). Il s'agit de l'année 1974 pour Ténès, 1978 pour Oran et 1975 pour les autres stations qui ne montrent pas de rupture annuelle.

**Tableau 2.5:** Nombre total de jours de pluies avant et après la date de rupture

Percentiles	P5	P10	P25	P50	P75	P90	P95	P99
<b>Alger</b>								
Avant 75	2403	2306	1922	1283	648	262	128	32
Après 75	2159	2064	1674	1120	564	221	111	17
<b>Différence</b>	<b>-10%</b>	<b>-10%</b>	<b>-13%</b>	<b>-13%</b>	<b>-13%</b>	<b>-16%</b>	<b>-13%</b>	<b>-47%</b>
<b>Annaba</b>								
Avant 75	2522	2411	2027	1339	685	288	142	29
Après 75	2672	2583	2123	1409	697	264	136	26
<b>Différence</b>	<b>6%</b>	<b>7%</b>	<b>5%</b>	<b>5%</b>	<b>2%</b>	<b>-8%</b>	<b>-4%</b>	<b>-10%</b>
<b>Oran</b>								
Avant 78	1814	1723	1442	975	510	204	102	17
Après 78	1366	1282	1078	688	330	134	67	17
<b>Différence</b>	<b>-25%</b>	<b>-26%</b>	<b>-25%</b>	<b>-29%</b>	<b>-35%</b>	<b>-34%</b>	<b>-34%</b>	<b>0%</b>
<b>Ténès</b>								
Avant 72	1710	1615	1378	937	496	199	100	23
Après 72	1567	1449	1207	788	368	146	72	11
<b>Différence</b>	<b>-8%</b>	<b>-10%</b>	<b>-12%</b>	<b>-16%</b>	<b>-26%</b>	<b>-27%</b>	<b>-28%</b>	<b>-52%</b>
<b>Constantine</b>								
Avant 75	2207	2095	1731	1136	555	233	120	21
Après 75	2335	2218	1851	1279	656	249	120	28
<b>Différence</b>	<b>6%</b>	<b>6%</b>	<b>7%</b>	<b>13%</b>	<b>18%</b>	<b>7%</b>	<b>0%</b>	<b>33%</b>

Les indices de pluies ont connu une baisse après la date de rupture à Alger, Oran et Ténès. L'indice P99 indique une baisse du nombre total de jours de pluie d'environ 50% à Alger et Ténès (tableau 2.5). Ce taux s'explique aussi par le nombre faible de jours de pluie.

A Annaba, une légère augmentation des indices de pluies ne dépassant pas P75 est observée, tandis que les extrêmes indiquent une légère baisse depuis 1975.

A Constantine, les indices de pluies indiquent une légère augmentation à partir de la moitié des années 70.

Dans l'ensemble, il apparaît que l'évolution temporelle des indices de pluies avant et après la date de rupture suit la même tendance que celle des pluies annuelles pour chaque station. La station d'Oran se distingue par une baisse importante des jours de pluies d'environ 25% à 35% jusqu'à P90 comparativement aux autres stations. Ceci confirme que la réduction significative des pluies annuelles à cette station est due à la réduction du nombre d'évènement pluvieux.

### 2.3.2. Analyse de la fréquence des jours de pluies par classe d'intervalle

Dans cette section nous analysons la tendance du nombre de jours de pluies par intervalle de pluie.

Les graphes présentés dans la fig. 2.4 montrent l'évolution du nombre de jours de pluie de chaque classe pour chaque station. Les jours de pluies de la classe 1-5 mm se distinguent par leur fréquence qui est plus élevée comparativement aux autres classes.

La fréquence des jours de pluies de la classe 2 ne dépasse pas 30 jr/an à Alger, Annaba et Constantine et 20jr/an à Ténès et Oran et peut atteindre un minimum de 5jr/an.

A partir de 20mm des valeurs nulles sont observées et qui s'accroissent sur plusieurs années à partir de 50mm.

L'évolution de la fréquence des pluies par classe d'intervalle indique dans l'ensemble les mêmes tendances que celles des indices de pluies par percentile (tableau 2.6).

La majorité des tendances négatives ou positives ne sont pas significatives, excepté la station de Ténès qui enregistre une baisse significative des jours pluvieux de 10 à 20 mm. Ceci correspond aux tendances significatives des indices de pluies par percentile ne dépassant pas 75% (correspondant à un seuil d'environ 20 mm).

**Table 2.6:** Tendance des indices de pluies journalières par classe de pluie pour chaque station

Classes de pluie	1<P<5	5<P<10	10<P<20	20<P<50	P>50
<b>Alger</b>	-0,25	-0,1	-0,05	0,1	-0,01
<b>Annaba</b>	1,15	0,19	0,2	-0,18	-0,04
<b>Oran</b>	0,4	0,03	-0,25	-0,19	0,03
<b>Ténès</b>	-0,38	-0,41	<b>-0,7</b>	-0,19	-0,19
<b>Constantine</b>	-0,67	0,41	0,17	0,18	0,00

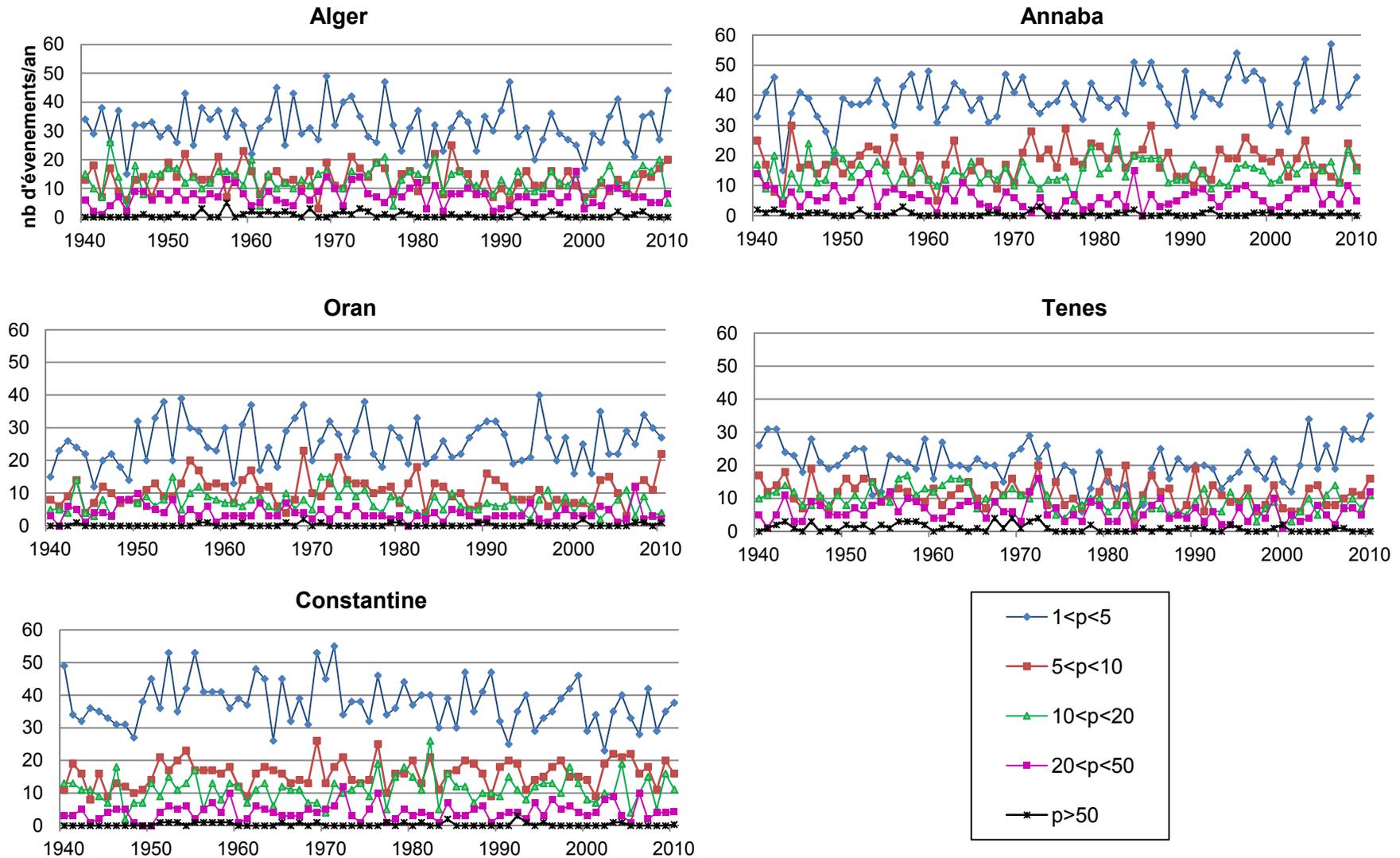


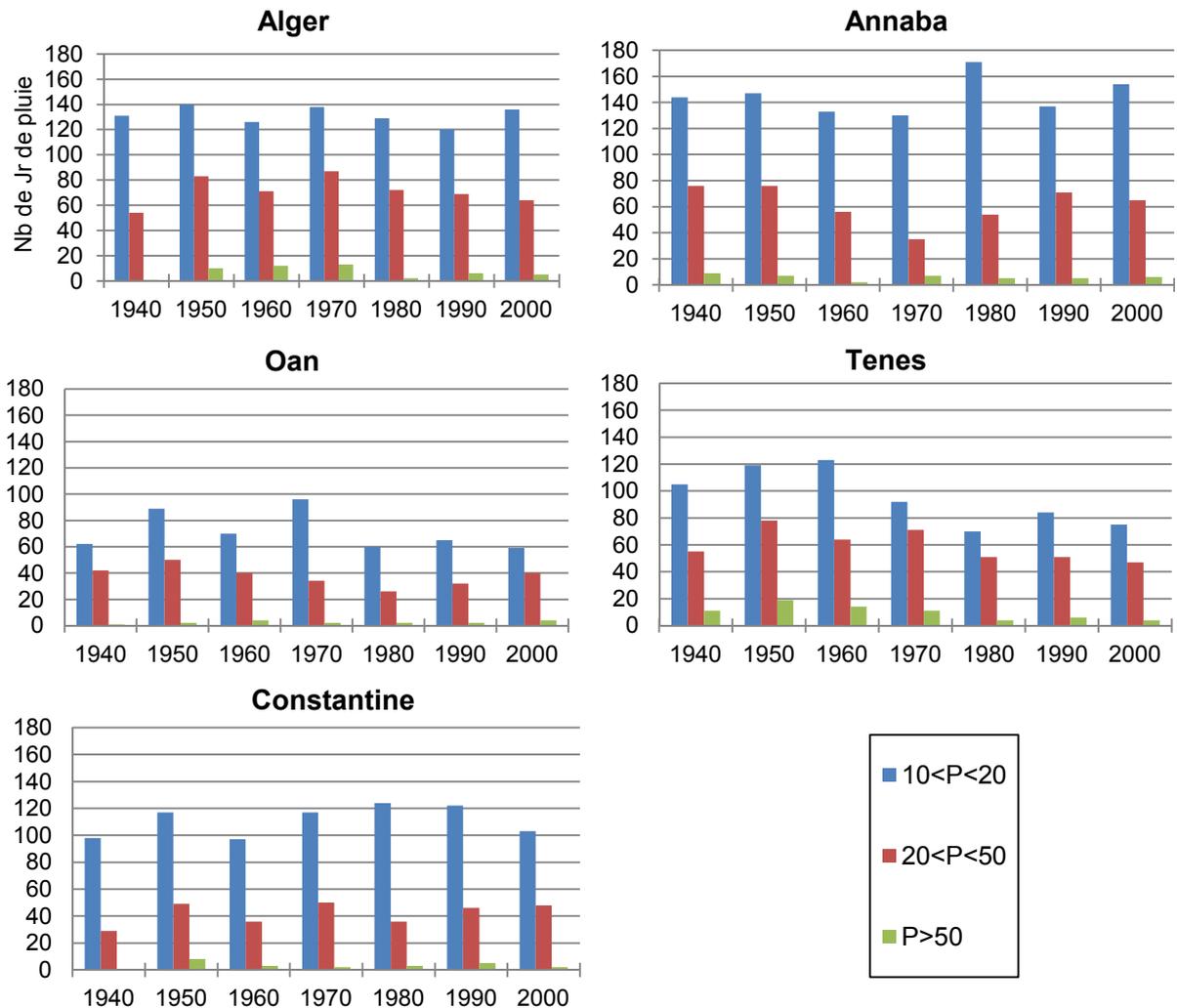
Fig. 2.4 : Evolution du nombre de jours pluvieux par classe de pluies et pour chaque station

Le test de Pettit met aussi en évidence une rupture dans l'évolution du nombre de jours de pluies de la classe 10-20mm à partir de 1974 à Ténès. Le test de Pettit n'indique aucune rupture pour les autres stations (tableau 2.7).

**Tableau 2.7** : rupture des indices de pluie journalière par classe de pluie selon le test de Pettit

Classes	1<p<5	5<p<10	10<p<20	20<p<50	>50
<b>Ténès</b>					
Petit	-	-	1974	-	-
avant	-	-	11	-	-
après	-	-	7	-	-
Différence (%)	-	-	-36	-	-
<b>Oran</b>					
Petit	-	-	-	-	-
avant	-	-	-	-	-
après	-	-	-	-	-
différence	-	-	-	-	-

L'évolution graphique de la fréquence des jours de pluies pour les trois classes de pluies intenses (Fig. 2.5) par décennie met en évidence une tendance à la baisse à partir des années 80 à Alger, et à partir des années 70 à Ténès particulièrement pour les pluies supérieure à 50mm. A Oran, la classe 10-20 mm indique une baisse des jours de pluies à partir de 1980. A Annaba, on observe la baisse des jours de pluie de la tranche 20-50 mm durant les années70.



**Fig. 2.5 :** Nombre de jours de pluies par décennies pour les classes de pluies 10-20mm, 20-50mm, >50mm

Nous avons ensuite calculé le nombre total de jours de pluie avant et après la date de rupture de la station pour chaque mois et pour les différentes classes de pluie (tableau 2.8).

A Alger et Ténès la fréquence des pluies supérieure à 50 mm a connu une baisse considérable de 47% et 69% qui a touché particulièrement les mois de décembre, janvier et février. Les autres classes de pluies enregistrent une baisse de la fréquence des pluies mais qui ne dépasse pas 11% à Alger (classe : 5-10 mm). A Ténès, la fréquence des jours de pluies de la classe 10-20 mm a connu une baisse considérable en octobre, novembre et décembre d'environ 58%, 34% et 46% à partir de 1974.

A Annaba, on observe une légère augmentation de la fréquence des 3 premières classes de pluie (1-20 mm) qui se manifeste surtout au printemps (mars, avril, mai) et aussi en automne pour les pluies inférieures à 10 mm (classe 1 et classe 2). Les jours de pluies supérieures à 20 mm ont par contre connu une baisse particulièrement en hiver (entre novembre et février).

A Oran, on constate une baisse considérable des jours de pluies entre 5 et 50 mm particulièrement pendant les mois d'hiver et de printemps où elle atteint 70% pour la tranche 20-50mm. Les jours de pluies supérieures à 50mm n'ont pas significativement changé et indiquent une légère augmentation après la rupture.

A Constantine, on relève dans l'ensemble une augmentation des jours de pluies supérieure à 5mm. Cette augmentation est observée pendant les mois d'hiver et de printemps (de janvier à avril).

Finalement la réduction des précipitations peut s'expliquer par la baisse du nombre de jour de pluies de la tranche 10-20mm à Ténès et Oran ainsi que la tranche 20-50mm à Oran.

**Tableau 2.8:** Fréquence des pluies journalières de chaque classe de pluie avant et après 1975 à Alger, Annaba, Oran, Ténès et Constantine

<b>Alger</b>										
Classes	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Total
<b>1&lt;P&lt;5</b>										
avant	153	142	135	108	83	64	106	100	174	1065
après	125	135	109	110	94	67	98	122	135	995
différence	-18%	-5%	-19%	2%	13%	5%	-8%	22%	-22%	-7%
<b>5&lt;p&lt;10</b>										
avant	94	79	80	59	26	20	55	63	94	570
après	74	70	61	59	36	24	44	69	70	507
différence	-21%	-11%	-24%	0%	38%	20%	-20%	10%	-26%	-11%
<b>10&lt;p&lt;20</b>										
avant	73	66	54	42	27	18	47	65	76	468
après	60	51	46	34	32	25	42	66	72	428
différence	-18%	-23%	-15%	-19%	19%	39%	-11%	2%	-5%	-9%
<b>20&lt;p&lt;50</b>										
avant	42	26	20	25	10	13	38	40	41	255
après	33	28	22	21	13	10	18	43	48	236
différence	-21%	8%	10%	-16%	30%	-23%	-53%	8%	17%	-7%
<b>P&gt;50</b>										
avant	4	2	1	4	1	1	7	5	7	32
après	1	1	0	2	2	2	5	4	0	17
différence	-75%	-50%	-100%	-50%	100%	100%	-29%	-20%	-100%	-47%
<b>Annaba</b>										
Classes	Janv.	Fev.	Mars	Avril	Mai	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Total
<b>1&lt;P&lt;5</b>										
avant	182	144	151	126	90	75	120	130	211	1229
après	171	180	148	144	117	93	125	186	161	1325
différence	-6%	25%	-2%	14%	30%	24%	4%	43%	-24%	8%
<b>5&lt;p&lt;10</b>										
avant	87	83	73	52	37	30	56	67	98	583
après	83	81	75	82	41	41	58	85	84	630
différence	-5%	-2%	3%	58%	11%	37%	4%	27%	-14%	8%
<b>10&lt;p&lt;20</b>										
avant	75	62	41	38	23	25	51	74	91	480
après	95	70	63	36	22	32	51	60	89	518
différence	27%	13%	54%	-5%	-4%	28%	0%	-19%	-2%	8%
<b>20&lt;p&lt;50</b>										
avant	42	30	14	11	12	11	35	30	34	219
après	35	19	16	17	11	13	18	36	42	207

2. Etude des pluies journalières et extrêmes du Nord de l'Algérie

différence	-17%	-37%	14%	55%	-8%	18%	-49%	20%	24%	-5%
<b>P&gt;50</b>										
avant	3	2	2	0	0	2	3	6	5	23
après	2	0	1	2	2	1	3	3	4	18
différence	-33%	-100%	-50%			-50%	0%	-50%	-20%	-22%
<b>Tenès</b>										
Classes	Janv.	Fev.	Mars	Avril	Mai	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Total
<b>1&lt;P&lt;5</b>										
avant	114	61	89	72	44	38	61	81	115	675
après	104	95	81	82	48	47	59	92	75	683
différence	-9%	56%	-9%	14%	9%	24%	-3%	14%	-35%	1%
<b>5&lt;p&lt;10</b>										
avant	66	43	46	34	21	18	47	53	69	397
après	61	46	40	44	22	15	47	61	55	391
différence	-8%	7%	-13%	29%	5%	-17%	0%	15%	-20%	-2%
<b>10&lt;p&lt;20</b>										
avant	53	64	31	33	20	13	40	50	67	371
après	44	48	43	31	26	9	17	33	36	287
différence	-17%	-25%	39%	-6%	30%	-31%	-58%	-34%	-46%	-23%
<b>20&lt;p&lt;50</b>										
avant	41	16	17	30	16	9	22	35	37	223
après	18	17	19	19	17	8	22	42	36	198
différence	-56%	6%	12%	-37%	6%	-11%	0%	20%	-3%	-11%
<b>P&gt;50</b>										
avant	8	7	3	4	3	3	8	4	12	52
après	3	0	2	1	3	1	4	1	1	16
différence	-63%	-100%	-33%	-75%	0%	-67%	-50%	-75%	-92%	-69%
<b>Oran</b>										
Classes	Janv.	Fev.	Mars	Avril	Mai	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Total
<b>1&lt;P&lt;5</b>										
avant	126	128	115	101	73	49	93	104	129	918
après	109	100	79	81	67	56	89	94	107	782
différence	-13%	-22%	-31%	-20%	-8%	14%	-4%	-10%	-17%	-15%
<b>5&lt;p&lt;10</b>										
avant	57	57	53	46	26	12	45	43	81	420
après	29	55	39	31	29	16	26	49	40	314
différence	-49%	-4%	-26%	-33%	12%	33%	-42%	14%	-51%	-25%
<b>10&lt;p&lt;20</b>										
avant	49	28	37	43	11	10	30	39	55	302
après	34	29	20	18	15	7	16	27	28	194
différence	-31%	4%	-46%	-58%	36%	-30%	-47%	-31%	-49%	-36%
<b>20&lt;p&lt;50</b>										
avant	35	22	11	20	11	3	18	12	29	161
après	14	13	13	6	4	5	7	24	16	102
différence	-60%	-41%	18%	-70%	-64%	67%	-61%	100%	-45%	-37%
<b>P&gt;50</b>										
avant	0	1	2	0	1	0	2	1	1	8
après	1	0	1	1	0	1	1	2	3	10
différence		-100%	-50%		-100%		-50%	100%	200%	25%
<b>Constantine</b>										
Classes	Janv.	Fev.	Mars	Avril	Mai	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Total
<b>1&lt;P&lt;5</b>										
avant	191	133	167	137	86	80	129	152	161	1236
après	141	142	138	127	114	89	98	136	146	1131
différence	-26%	7%	-17%	-7%	33%	11%	-24%	-11%	-9%	-8%
<b>5&lt;p&lt;10</b>										
avant	63	72	58	57	46	39	46	40	70	491
après	58	59	65	77	51	46	47	53	67	523
différence	-8%	-18%	12%	35%	11%	18%	2%	33%	-4%	7%
<b>10&lt;p&lt;20</b>										

avant	42	44	26	42	34	32	32	34	52	338
après	63	39	54	34	32	35	33	41	56	387
différence	50%	-11%	108%	-19%	-6%	9%	3%	21%	8%	14%
<b>20&lt;p&lt;50</b>										
avant	28	11	14	8	10	7	12	13	28	131
après	19	24	18	16	14	10	9	14	23	147
différence	-32%	118%	29%	100%	40%	43%	-25%	8%	-18%	12%
<b>P&gt;50</b>										
avant	1	0	0	1	0	0	0	3	6	11
après	2	0	0	3	1	0	0	2	4	12
différence	100%	0	0	2		0	0	-33%	-33%	9%

## 2.4. Analyse de l'intensité journalière des précipitations

L'indice de l'intensité des pluies journalières correspond au rapport de la pluie annuelle par le nombre de jours pluvieux ( $\geq 1\text{mm}$ ).

La régression linéaire (fig. 2.6) indique pour les 5 stations un coefficient de détermination proche de zéro ( $R^2 \approx 0$ ).

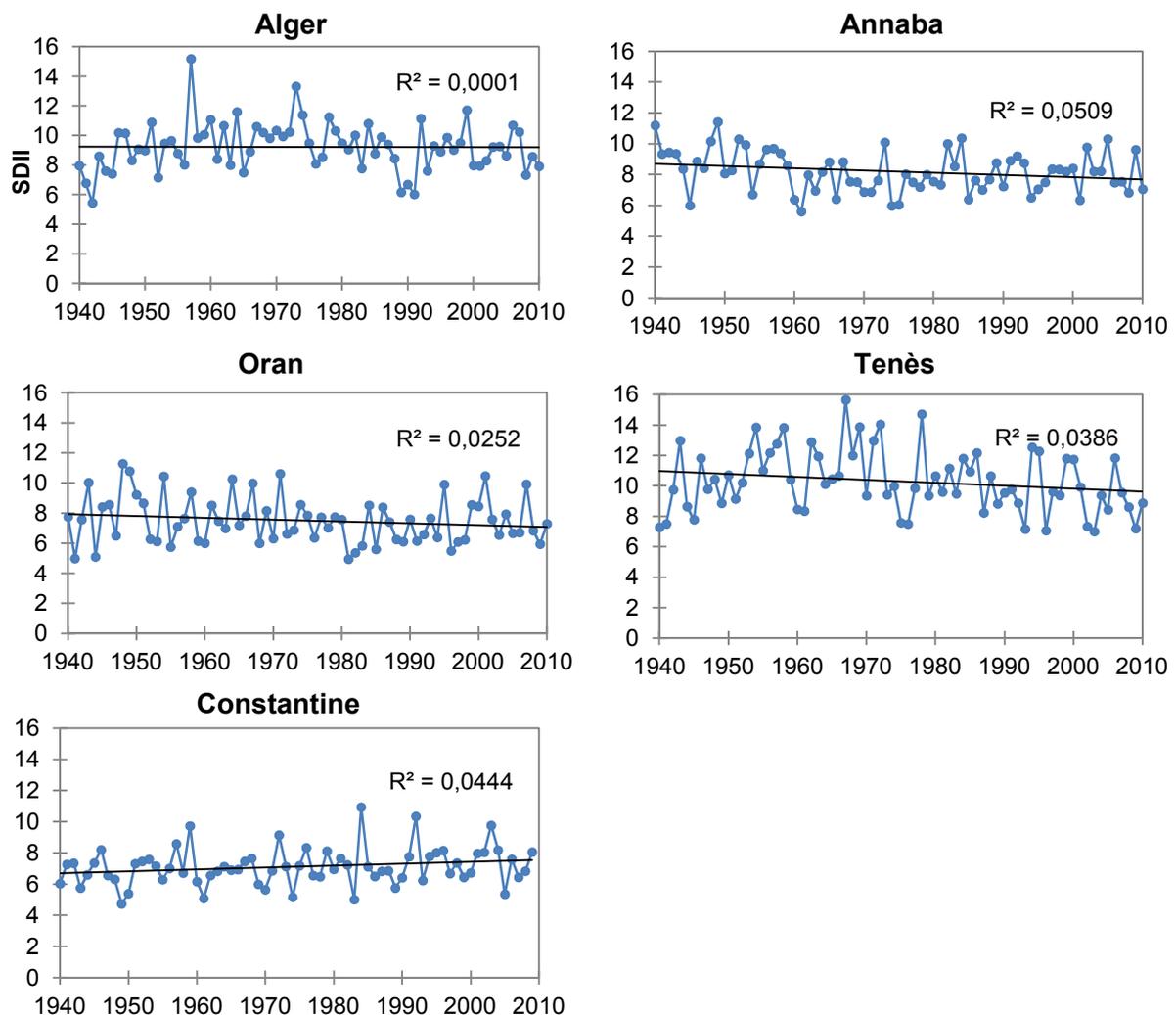


Fig. 2.6 : Evolution temporelle de l'indice SDII à Alger, Annaba, Oran, Tenès et Constantine

L'évolution temporelle de l'intensité des pluies journalières des différentes stations (tableau 2.9) montre une tendance négative non significative. Tramblay *et al.* (2013) ont trouvé les mêmes résultats pour la plupart des stations du Maghreb (Marroc, Algérie, Tunisie).

**Tableau 2.9:** tendance de l'intensité des pluies journalières (SDII) à Alger, Annaba, Oran, Tenès et Constantine (pente de sen mm/j/ 10ans)

Stations	Alger	Annaba	Oran	Ténès	Constantine
SDII	-0,01	-0,16	-0,10	-0,19	0,11

## Synthèse

Dans cette partie nous avons cherché à expliquer la baisse des précipitations observées à l'échelle annuelle et mensuelle dans la partie 1 de la thèse, par l'analyse de l'évolution temporelle des pluies journalières.

### *Est-ce la fréquence et/ ou l'intensité des pluies journalières qui ont changé ?*

Pour répondre à cette question nous avons adopté une méthodologie qui repose sur l'analyse des tendances des indices de pluies journalières et extrêmes. Ces indices expriment le nombre de jours de pluies ( $\geq 1$ mm) dépassant un seuil fixe relatif (seuillage par percentile) et absolue (classes de pluie). Le test de Mann-Kendall et la pente de Sen ont mis en évidence une tendance générale à la baisse des indices de pluies journalières sur la période 1940-2010. Cette tendance est dans l'ensemble non significative exceptée pour la station de Ténès qui enregistre une baisse significative des indices de pluies journalières inférieurs à P90 (pluies inférieures à 20 mm) ainsi qu'une baisse de la fréquence des jours de pluies de la classe 10-20mm. Le test de Pettit a mis en évidence une rupture à partir de 1972 à Ténès pour les indices ne dépassant pas P90 et pour une tranche de pluie de 10-20mm. L'indice P75 montre aussi une rupture à Oran à partir de 1978.

Les extrêmes de pluie n'ont pas connu de changement significatif dans leur évolution. Cependant l'analyse graphique de ces indices par décennie révèle une baisse de ces évènements pendant les années 70 et 80 pour l'ensemble des stations.

L'évaluation de la variation du nombre total de jours de pluies par percentiles et par classe de pluie avant et après la date de rupture de chaque station montre une baisse considérable des jours pluvieux à Ténès et Oran particulièrement en hiver et au printemps. Cette baisse a touché la classe de pluie 10-20mm dans les deux stations ainsi que la classe 20-50mm à Oran.

La fréquence des jours de pluie supérieure à 50 mm a baissé de moitié après la date de rupture.

L'analyse de l'intensité des pluies journalières montre une tendance non significative à la baisse pour l'ensemble des stations.

Le manque de séries de données ne permet pas de généraliser les résultats obtenus sur l'évolution des pluies journalières et extrêmes du Nord de l'Algérie en particulier le Nord-Ouest qui a subi une baisse significative des précipitations. Toutefois, nous pouvons avancer que la réduction des précipitations est liée à la baisse de la fréquence des événements pluvieux généralement ne dépassant pas 20 mm pendant les saisons d'Hiver et de Printemps.

### Partie 03 :

Influence de la circulation atmosphérique générale sur  
la variabilité des précipitations du Nord de l'Algérie

### **3. Influence de la circulation atmosphérique générale sur la variabilité des précipitations du Nord de l'Algérie**

#### **Introduction**

Les deux premières parties ont mis en évidence les tendances observées au cours des 7 dernières décennies de la variabilité pluviométrique du Nord de l'Algérie aux différents pas de temps. Il s'agit dans cette troisième partie d'expliquer la modification du régime pluviométrique observée depuis la moitié des années 70 particulièrement au Nord-Ouest du pays. C'est pour cette raison que cette partie s'intéresse à la circulation atmosphérique générale et précisément aux différents modes de circulation qui influencent la variabilité climatique de l'hémisphère Nord en particulier le bassin Méditerranéen.

L'analyse de corrélation entre les indices climatiques qui représentent les différents types de la circulation atmosphérique et les précipitations du Nord de l'Algérie est le principal objectif de cette présente partie.

#### **3.1. La circulation atmosphérique générale**

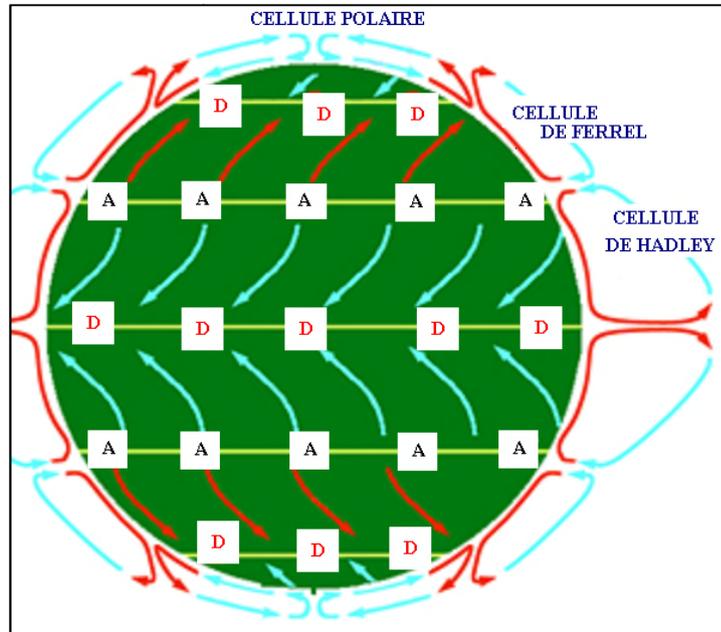
##### **3.1.1. Origine de la circulation atmosphérique générale**

Le système mondial des vents, qui transporte l'air chaud depuis l'équateur vers les latitudes plus élevées dans la basse et la moyenne troposphère s'appelle la circulation générale de l'atmosphère, et provoque les zones de climat de la Terre.

Les mécanismes mettant ces masses d'air en mouvement sont extrêmement complexes, car ils dépendent entre autres de transferts d'énergie entre les océans et l'atmosphère, entre les continents et l'atmosphère, et enfin entre les différentes couches de l'atmosphère. À cela s'ajoute également une influence du mouvement de rotation de la Terre (force de Coriolis) qui conditionne le cheminement suivi par les masses d'air.

Le moteur principal des mouvements des masses d'air dans l'atmosphère est le soleil. Celui-ci réchauffe la surface de la Terre, qui réchauffe à son tour l'air ambiant. Des mouvements ascendants se créent, mais en s'élevant, l'air se refroidit, entre 0,5°C et environ 1°C tous les 100m selon son degré d'humidification dans la troposphère, couche de l'atmosphère où se déroule la quasi-totalité des phénomènes météorologiques. L'air redescend alors vers le sol. Cette circulation est constituée par des courants de convection qui se présentent sous des boucles appelées cellules de convection. Les différentes cellules sont disposées en bandes selon les latitudes constituant ainsi la circulation zonale.

De l'équateur aux pôles, la circulation atmosphérique peut être divisée en trois zones de circulation des vent. Elles sont respectivement composées des cellules de Hadley, des cellules de Ferrel et des cellules polaires. Les courants-jets (ou jet stream) circulent à leurs frontières (Fig. 3.1).



**Fig. 3.1 :** Les grandes cellules de la circulation atmosphérique, séparées par les anticyclones (A) et les dépressions (D). Les flèches bleues symbolisent les courants froids et les rouges les courants chauds (source : <http://www.futura-sciences.com>)

La cellule de Hadley est une circulation atmosphérique fermée. Elle redistribue l'énergie accumulée à l'équateur vers les plus hautes latitudes dans les deux hémisphères.

La circulation de Hadley intervient sur plusieurs kilomètres d'altitude. Dans les basses couches, proches de la surface, les alizés (des vents d'est) convergent vers l'équateur depuis les deux hémisphères. Ces vents, chargés d'humidité, apportent de la chaleur à l'air équatorial. Par leurs mouvements, ils procurent suffisamment d'énergie pour soulever l'air par convection. Autour de 5° de latitude, les masses d'air s'élèvent et atteignent la tropopause (elles peuvent dépasser les 16 km de hauteur).

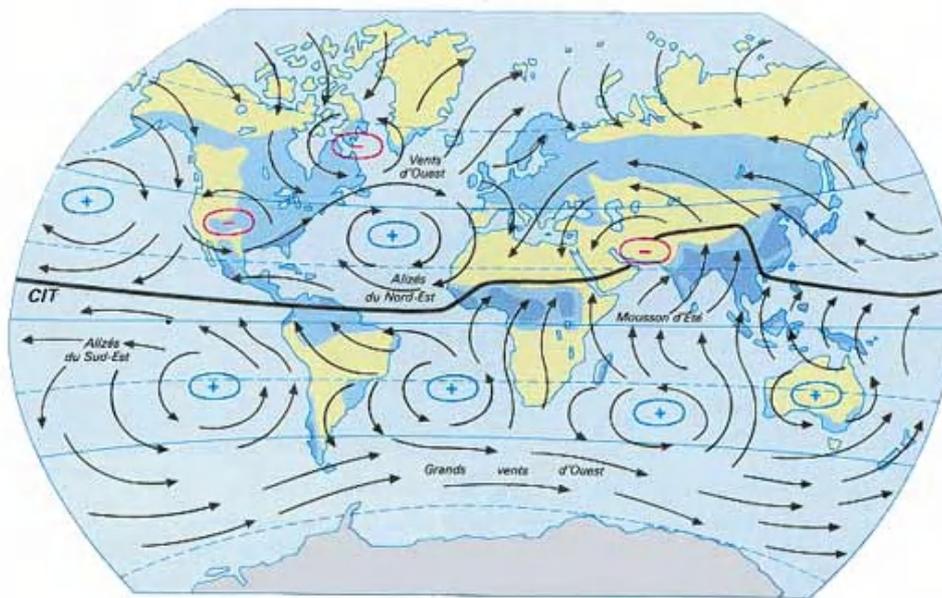
En altitude, l'air tend à se diriger vers le nord dans l'hémisphère nord, et vers le sud dans l'hémisphère sud. Les masses d'air s'assèchent en altitude, et sont prises dans les courants descendants, générés par des centres d'action anticyclonique subtropicaux. En redescendant, l'air se réchauffe, s'assèche (s'éloigne de la saturation), puis prend une direction sud-est dans l'hémisphère nord, et nord-est dans l'hémisphère sud. Ce sont ces flux d'air qui vont donner naissance aux alizés.

Dans les régions d'ascendance, la pression atmosphérique est inférieure à la moyenne estimée à 1015 hectopascals, il se forme une dépression. Au contraire, dans les zones de subsidence (déplacement de masse d'air vers le sol), la pression atmosphérique s'élève : il y a formation d'un anticyclone. La répartition spatiale des hautes et des basses pressions varie au cours de l'année et constitue le champ de pression (voir Fig. 3.2 et Fig. 3.3).

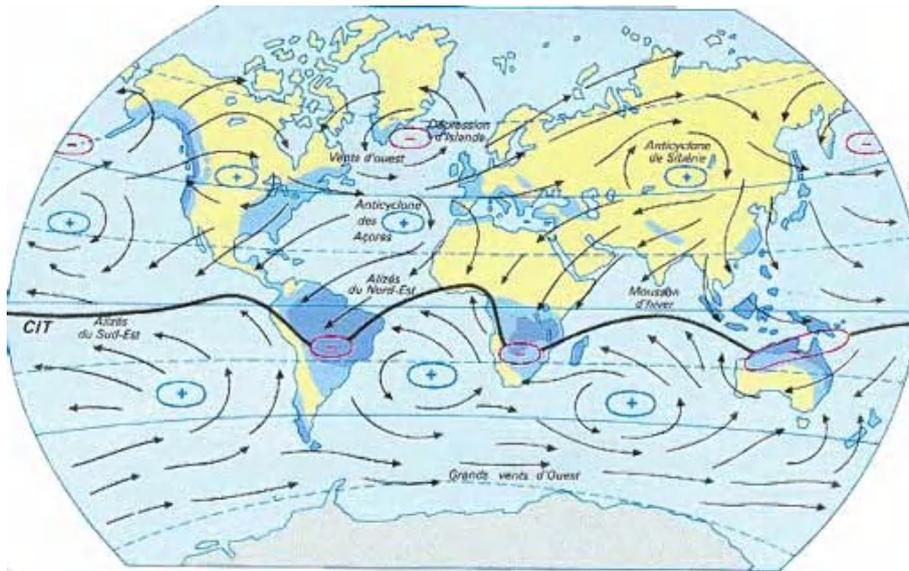
La convergence de l'air vers l'équateur forme une zone dite de convergence intertropicale.

La zone de convergence intertropicale (ZCIT) ou zone de convergence équatoriale correspond à l'espace où les alizés de nord-est provenant de l'hémisphère Nord et les alizés de sud-est provenant de l'hémisphère Sud se rejoignent. Elle est fréquemment associée à des régions de forte convection où se développent des phénomènes convectifs intenses et des précipitations abondantes. Ainsi, les cyclones tropicaux naissent le plus souvent à partir de petites dépressions qui circulent en marge ou au sein de la zone de convergence intertropicale.

Sa position et sa structure varient en fonction du lieu et de la saison.



**Fig. 3.2. :** Schéma de la circulation horizontale de l'atmosphère en Juillet :  
(+) anticyclone ; (-) dépression et le trait est la Zone de Convergence Intertropicale  
(Source : <http://eduscol.education.fr>)



**Fig. 3.3 :** Schéma de la circulation horizontale de l'atmosphère en Janvier :  
(+) anticyclone ; (-) dépression et le trait est la Zone de Convergence Intertropicale  
(Source : <http://eduscol.education.fr> )

**La cellule de Ferrel** couvre les latitudes moyennes entre 30 et 60 degrés. C'est une circulation indirecte, contrairement aux cellules de Hadley et polaire.

Dans les latitudes moyennes, on retrouve de l'air froid venant des Pôles par la cellule polaire et de l'air chaud venant de l'équateur par la cellule de Hadley. Ces deux types de masses d'air se rencontrent le long d'un ruban thermique plus ou moins continu et intense. Selon la direction des vents au sol, on assiste en certains points au resserrement de ce ruban et à une cyclogenèse (intensification d'une circulation cyclonique) dans le flux d'air pour créer des dépressions ce qui pousse l'air chaud vers les pôles et l'air froid vers l'équateur.

Dans ces systèmes, l'air chaud et humide rencontrant l'air plus froid doit s'élever non pas par convection mais par forçage dynamique ce qui crée un mouvement vertical synoptique ascendant aidé par la présence d'un courant-jet (vent d'ouest). Ce mouvement doit être compensé en amont et en aval par un mouvement vertical descendant. Ceci crée donc une succession d'anticyclones et de dépressions le long du ruban thermique. Les régions des latitudes moyennes subissent donc un régime continuellement changeant des vents.

**La cellule polaire** est un système identique à la cellule de Hadley. Même si l'air est plus sec et froid au nord/sud du 60e parallèle, il peut subir une circulation fermée convective. L'air descendant est très sec ce qui explique que les pôles soient des déserts froids.

### 3.1.2. Les indices climatiques de caractérisation de la circulation atmosphérique

Pour caractériser la circulation générale, des indices climatiques ont été élaborés pour rendre compte des changements de la température et/ou de la pression qui résultent de cette circulation à différentes échelles spatio-temporelles. C'est le cas notamment des indices d'oscillation australe/El Niño (ENSO) au-dessus du bassin de l'océan Pacifique austral tropical, de l'oscillation Nord Atlantique au-dessus du bassin de l'océan Atlantique Nord (NAO) et de l'oscillation Méditerranéenne (MO) ainsi que de l'oscillation Méditerranéenne Ouest (WeMO) dans le bassin de la mer Méditerranée.

#### 3.1.2.1. El Niño Southern Oscillation (ENSO)

##### Définition

L'Oscillation Australe (Southern Oscillation) est une fluctuation à grande échelle de la pression atmosphérique au sein des zones tropicales et subtropicales de la région indo-pacifique, entre les basses pressions équatoriales du nord de l'océan Indien et de l'Indonésie d'une part, et les hautes pressions subtropicales du nord et du sud de l'océan Pacifique d'autre part. Cette variation est plus particulièrement marquée dans l'hémisphère sud, d'où son nom. De 1923 à 1937, Sir Gilbert Walker fut le premier à trouver une corrélation entre la variation interannuelle à grande échelle du champ de pression atmosphérique à la surface de l'océan Pacifique équatorial, les anomalies de la température de ce dernier et les fluctuations est-ouest dans le régime des alizés et des pluies. Il appela *southern oscillation* (oscillation australe) le phénomène atmosphérique : au sud de l'équateur, de hautes pressions dans l'est du Pacifique sont en général associées à de basses pressions dans l'ouest et vice versa. Ce n'est que vingt ans plus tard que Jakob A. B. Bjerknes fut capable de proposer des mécanismes physiques reliant l'oscillation australe et El Niño. Le phénomène climatique venait de changer de nom pour devenir l'E.N.S.O. (El Niño-Southern Oscillation), où El Niño représente la phase chaude de l'E.N.S.O.

##### Variation du phénomène El Niño

Lorsque la pression s'élève sur le Pacifique, elle s'abaisse sur l'océan Indien et vice versa. Ce phénomène se produit en moyenne tous les trois à sept ans. L'amplitude de la variation est quantifiée à l'aide d'un indice dit " Indice de l'Oscillation Australe " prenant en compte les anomalies de la pression à Tahiti et à Darwin. Tahiti représente les hautes pressions subtropicales de l'est du Pacifique, et Darwin les basses pressions équatoriales du nord de

l'océan Indien et de l'Indonésie. On pressentait l'existence de ces fluctuations dès le début du 20ème siècle.

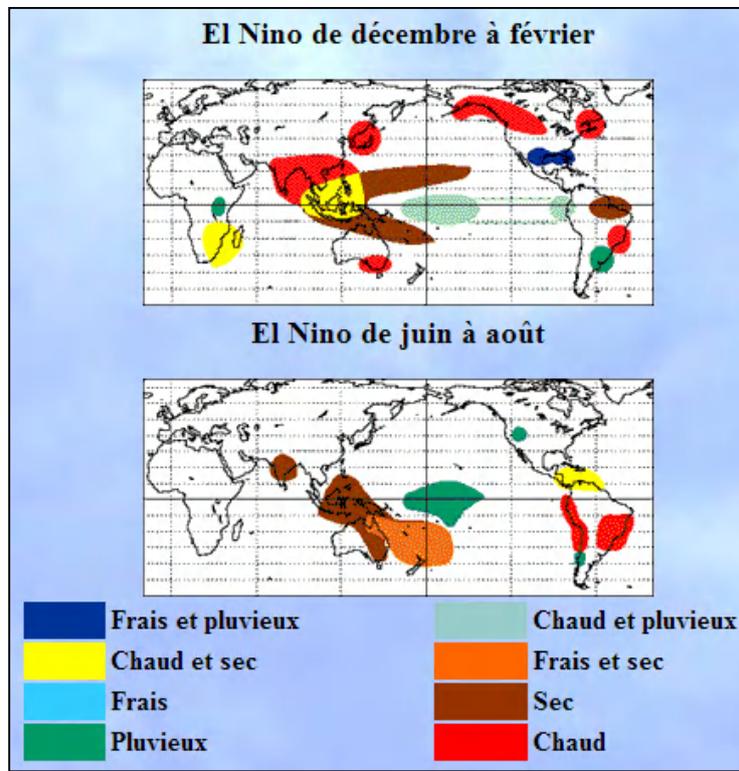


Fig. 3.4 : Phénomène El Nino en hiver et en été

El Niño et "La Niña" représentent les deux phases opposées extrêmes de l'oscillation Pacifique. Pendant les événements El Niño, des pressions plus élevées que la moyenne recouvrent l'Indonésie et le Pacifique tropical ouest, tandis que des pressions plus basses que la moyenne recouvrent le Pacifique tropical est. Ces différences de pression sont inversées pendant La Niña, où on rencontre des pressions plus faibles que la moyenne en Indonésie et dans le Pacifique tropical ouest, et des pressions plus élevées que la moyenne dans le Pacifique tropical est.

On peut suivre l'évolution des phases ENSO avec le SOI qui est un indice de l'atmosphère, calculé avec les pressions de Darwin (nord de l'Australie) et de Papeete (à Tahiti). Lorsque l'indice SOI est négatif, on parle d'une phase « El Niño » et lorsqu'il est positif c'est une phase « La Niña ». Lorsque l'indice SOI est positif lors de la saison chaude, le risque de voir se développer un épisode El Niño est réduit voire nul. Si l'indice est très positif ou s'achemine vers des valeurs très nettement positives, le déclenchement d'un épisode La Niña demeure tout

à fait possible. Si l'indice SOI est négatif ou évolue vers des valeurs négatives, le risque de voir se développer un épisode El Niño s'accroît.

Des changements au sein de l'océan induisent des modifications atmosphériques sur l'ensemble du globe. En retour, des changements au sein de l'atmosphère influent sur les températures de l'océan et les courants. Le système oscille entre El Niño (épisode chaud) et la normale ou La Nina (épisode froid).

Il existe aussi d'autres indices qui permettent de suivre l'évolution d'El Niño, il s'agit de : multivariate ENSO index (MEI), Niño4 et Niño3.4.

### Origine de la variation du phénomène El Niño

Les causes de ce phénomène sont liées à l'affaiblissement de l'anticyclone normalement centré sur le Pacifique sud et qui, en temps normal, favorise la circulation rapide des alizés. En effet, les alizés se déplacent des zones de hautes pressions vers les zones de basses pressions et généralement de l'est vers l'ouest.

Pour bien comprendre le phénomène El Niño, il est bien de s'intéresser d'abord à la situation climatique que l'on peut qualifier de "normale" de la zone Pacifique sud.

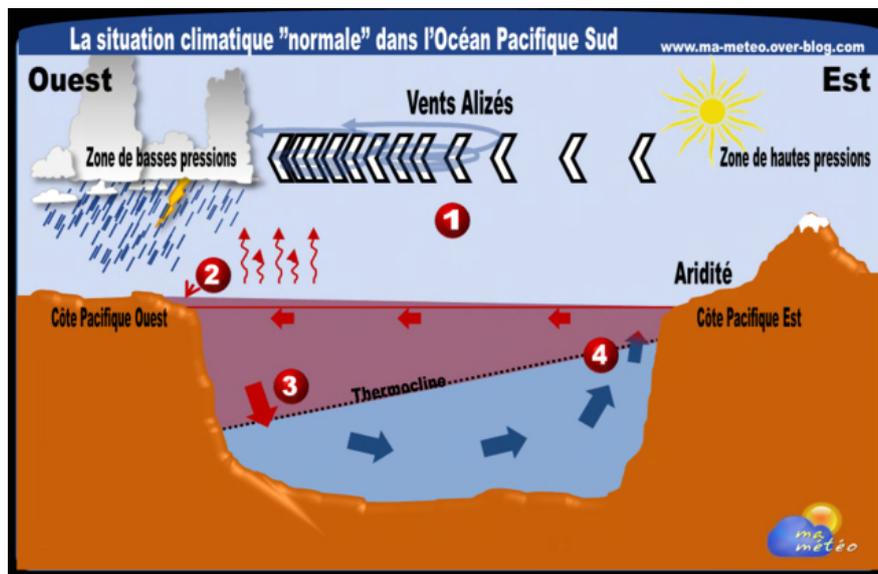


Fig. 3.5 : Situation normale du phénomène El Niño  
(Source : <http://ma-meteo.over-blog.com/>)

<sup>1</sup>En situation normale (Fig. 3.5), il existe une différence de pression entre la côte Pacifique est (zone de hautes pressions) et la côte Pacifique ouest (zone de basses pressions). Or, il faut savoir que la vitesse des vents est proportionnelle à la différence de pression entre deux points distincts : plus la différence est grande, plus la vitesse des vents est importante. De plus les vents se dirigent toujours des zones de hautes pressions vers les basses pressions.

La différence de pression entre les deux côtes du Pacifique permet aux alizés de se diriger vers l'ouest en apportant des côtes du Pérou et de l'Equateur de l'air sec et chaud. Ces vents alizés en traversant le Pacifique vont peu à peu se charger en humidité par évaporation, les eaux chaudes favorisant l'évaporation. Cet air humide et chaud provoque des précipitations abondantes en Indonésie et en Australie.

<sup>2</sup>Par ailleurs ces forts vents alizés poussent l'eau de l'océan vers l'ouest. Ainsi, il y a une "accumulation d'eau" sur les côtes est de l'Indonésie et de l'Australie : le niveau marin y est 50 cm plus important que sur les côtes du Pérou et de l'Equateur.

<sup>3</sup>L'eau de surface sur la côte ouest est bien plus chaude que sur la côte est (en moyenne, il y a une différence de 8/9°C) et l'épaisseur de cette eau de surface chaude est si importante, du fait du phénomène d'accumulation des eaux, qu'elle s'enfonce en profondeur. Ainsi, l'épaisseur d'eau chaude sur la côte ouest est bien plus importante que sur la côte est.

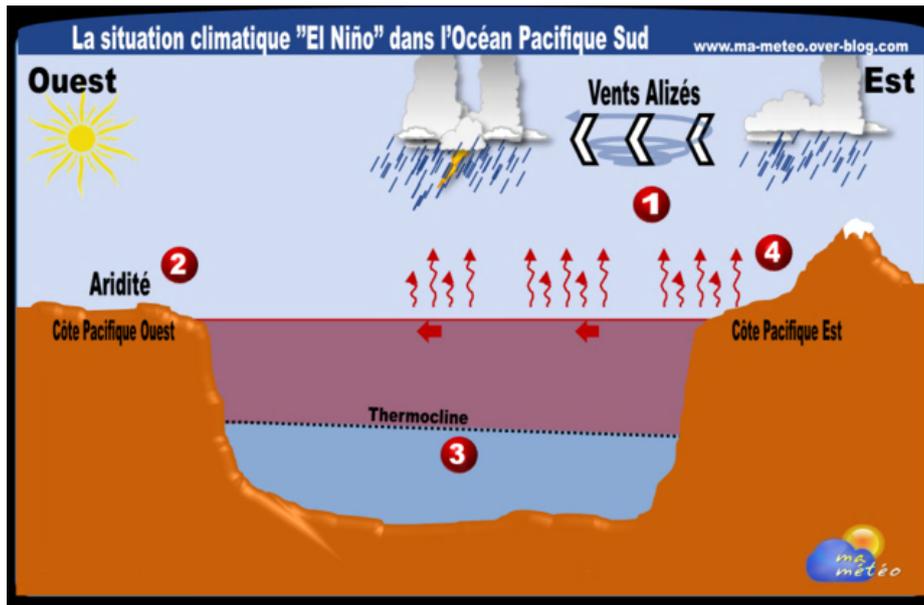
En termes scientifiques, on appelle thermocline le niveau marin où se crée une rupture de température entre deux "couches" de l'océan (schématiquement, c'est-à-dire que la "couche" située "au-dessus" de la thermocline est bien plus chaude que celle qui se trouve "en dessous"). Et bien cette thermocline est, d'après ce qui précède, bien plus basse près des côtes du Pacifique Ouest par rapport aux côtes du Pacifique Est. C'est ce que l'on peut voir sur le schéma.

<sup>4</sup>On a alors un courant sous-marin qui se crée et qui fait remonter de l'eau froide située initialement en profondeur, ce que l'on appelle le phénomène d'upwelling. Et ce phénomène provoque une situation opposée avec ce qui se passe sur la côte ouest puisque comme de l'eau froide remonte des profondeurs, la thermocline s'élève.

En présence du phénomène El Nino la situation climatique de la zone est complètement perturbé, l'équilibre est rompu (Fig. 3.6).

<sup>1</sup>On observe une hausse de la pression atmosphérique au niveau de l'Australie et de l'Indonésie. Ainsi, la différence de pression entre la côte Pacifique ouest et la côte Pacifique est n'est plus aussi prononcée ce qui entraîne un affaiblissement des alizés (Fig. 3.6).

<sup>2</sup>Cet affaiblissement des alizés a pour conséquence immédiate le déplacement des pluies plus à l'est sur le Pacifique central. Les côtes est de l'Australie et de l'Indonésie connaissent alors des périodes de grandes sécheresses.



**Fig. 3.6 :** Situation climatique El Nino  
(Source : <http://ma-meteo.over-blog.com/>)

<sup>3</sup>L'affaiblissement des alizés a aussi pour conséquence de supprimer l'accumulation d'eau chaude sur les côtes du Pacifique ouest. Il n'y a donc pas de courant descendant qui se crée ni d'abaissement de la thermocline comme cela est le cas en situation "normale". Et cela empêche le phénomène d'upwelling qui fait remonter de l'eau froide en surface sur les côtes du Pérou ou de l'Equateur : l'eau en surface est plus chaude que la normale et cela sur une épaisseur plus importante sur les côtes est du Pacifique.

<sup>4</sup>Comme les eaux chaudes favorisent l'évaporation, des précipitations abondantes s'abattent sur les côtes est du Pacifique jusqu'au centre de l'Océan Pacifique.

### 3.1.2.2. Oscillation Nord Atlantique (NAO)

#### Définition

L'oscillation nord-atlantique est un phénomène atmosphérique et océanique, qui concerne principalement l'Atlantique Nord. Il se manifeste par des fluctuations nord-sud de l'air depuis les régions arctiques et islandaises vers la ceinture de hautes pressions subtropicales, ce qui a pour conséquence de faire varier l'intensité de la position de l'anticyclone des Açores et de la dépression d'Islande. Ce phénomène couplé forme un effet balancier : lorsque la pression est relativement élevée dans la ceinture subtropicale, elle est relativement faible dans la région polaire et inversement. La NAO est une variation climatique naturelle qui varie chaque année et a pour conséquence un impact important sur les climats de l'Atlantique Nord.

### Variation de l'indice NAO

L'indice de l'oscillation nord-atlantique est calculé chaque année à partir de la différence de pression entre Lisbonne (Portugal) et Reykjavik (Islande), en prenant la variation de l'écart de pression entre ces deux points par rapport à la moyenne. Ce calcul s'effectue sur les données de janvier à mars dont on fait la moyenne et qu'on normalise, c'est-à-dire qu'on divise par l'écart-type de la pression calculée sur une longue période.

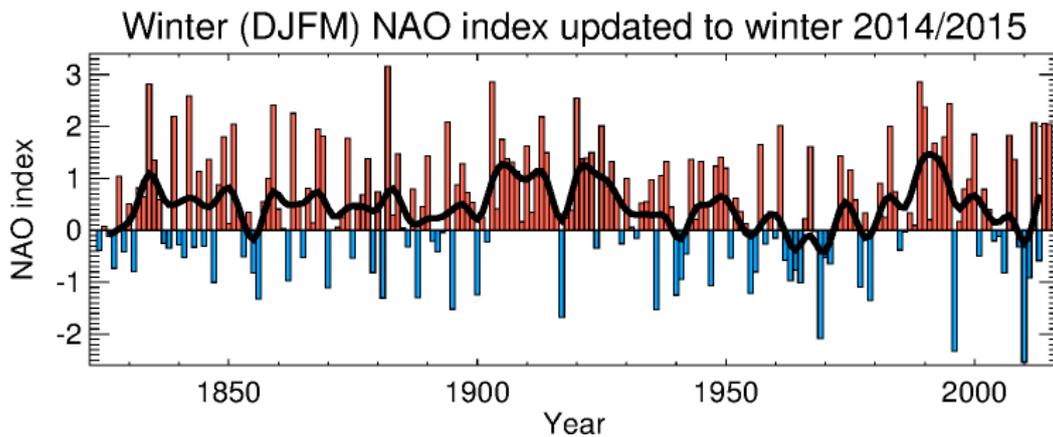


Fig. 3.7 : Variation de l'indice NAO sur 200 ans (Source : <http://www.cru.uea.ac.uk/> )

La figure (Fig. 3.7) représente les valeurs annuelles de l'indice NAO depuis 1830 (barres rouges ou bleues), ainsi qu'une moyenne glissante de l'indice sur plusieurs années (trait noir épais). La moyenne glissante permet de voir les tendances de la NAO sur plusieurs années. Les époques où l'indice moyen est supérieur à la moyenne de l'indice sur toute la période sont colorées en rouge (phase positive de la NAO), alors que les époques où l'indice moyen est inférieur à la moyenne, sont colorées en bleu (phase négative de la NAO).

On observe clairement des périodes de plusieurs années où l'indice moyen est plutôt positif (1980-1998), et d'autres où il est plutôt négatif (1955-1974).

### Indice NAO Positif

Les hivers de la phase positive de la NAO se produisent lorsqu'il y a une forte différence de pression entre les Açores et l'Islande. En conséquence, des tempêtes hivernales plus nombreuses et plus fortes traversent l'Atlantique en direction du nord-est. Elles apportent la chaleur de l'océan à la moitié nord de l'Europe occidentale, ce qui se conclut dans cette région par des hivers humides et doux, avec des vents violents (tempête de 1984, 1990, et 1999), tandis que les régions du bassin méditerranéen sont relativement protégées des tempêtes et connaissent des hivers plutôt froids et secs.

De forts vents d'origine polaire descendent vers le nord-ouest et refroidissent alors la mer du Labrador, causant la formation d'une nouvelle eau profonde, et des hivers secs et froids au Canada et au Groënland. Ces vents n'affectent pas la mer du Groenland et cette région ne se refroidit pas tellement, ce qui réduit localement la formation d'eau profonde.

Les phases positives de la NAO ont prédominé pendant les trois dernières décennies ce qui a fortement contribué au réchauffement de l'hémisphère Nord et à la sécheresse chronique sur l'Europe méditerranéenne (Fig. 3.8).

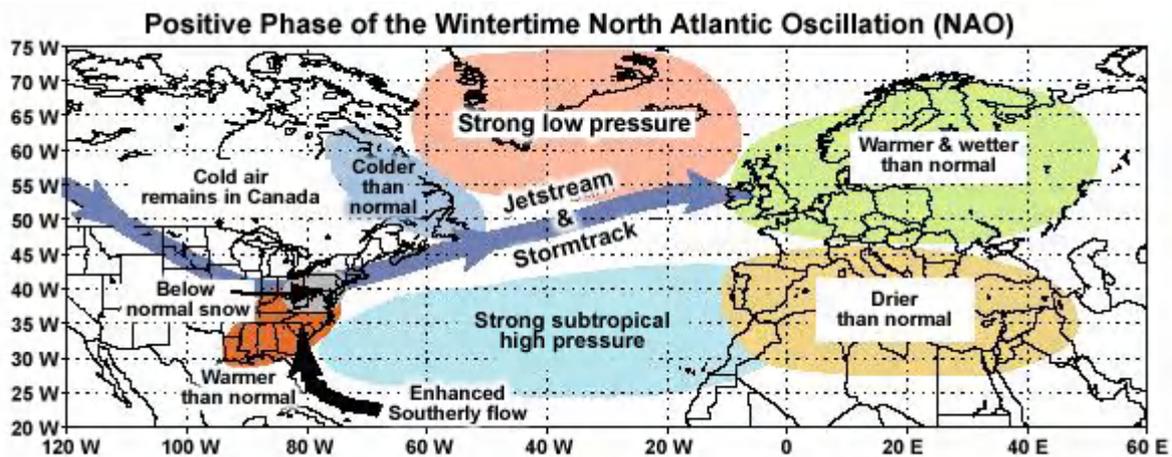


Fig. 3.8 : Phase positive de NAO en hiver (Source : NOAA/NCDC <http://www.goes-r.gov/>)

### Indice NAO négatif

Les hivers négatifs de NAO se produisent quand la différence de pression entre les Açores et l'Islande est faible. C'est-à-dire que la dépression islandaise possède une anomalie positive (pression supérieure à la moyenne) par rapport à la moyenne et l'anticyclone des Açores une anomalie négative (pression inférieure à la moyenne) ce qui aboutit à une différence de pression inférieure à la moyenne. Cela se traduit par diverses modifications climatiques (Fig.3.9).

Les tempêtes hivernales sont alors moins nombreuses et moins fortes en Europe du Nord.

L'Anticyclone Sibérien repousse la dépression d'Islande vers l'Ouest modifiant la trajectoire des vents d'Ouest. Ces vents prennent une direction plus orientée au sud que lors des phases positives de la NAO, et apportent de l'air chaud et humide au bassin méditerranéen. De l'air froid issu de l'anticyclone Sibérien peut alors descendre vers l'Europe du nord. Ce vent du nord froid voyage du pôle nord vers la mer du Groenland, ce qui refroidit suffisamment l'eau pour lui permettre de couler et ainsi former une nouvelle eau profonde.

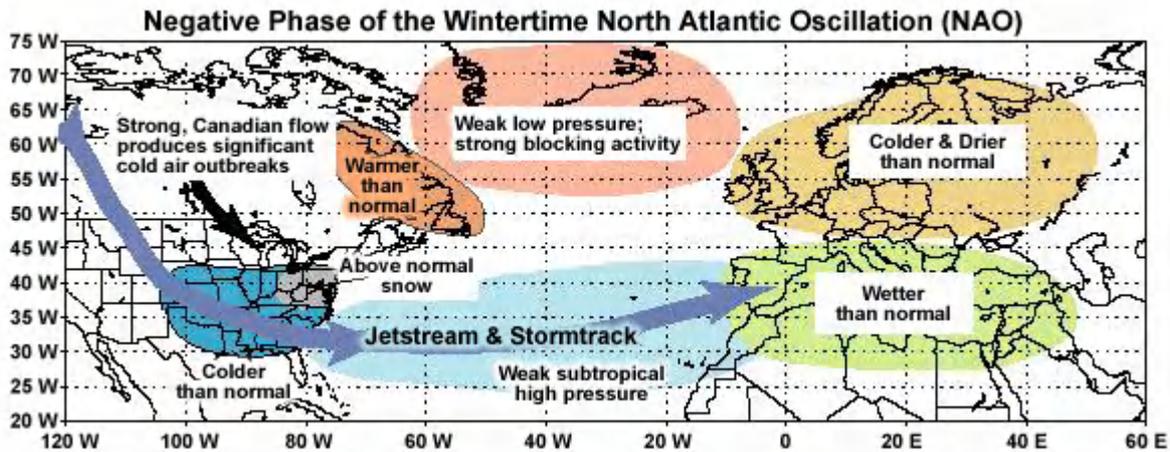


Fig. 3.9 : Phase négative de NAO en hiver (Source : NOAA/NCDC <http://www.goes-r.gov/> )

### Origine des variations de la NAO

L'atmosphère des moyennes et hautes latitudes a un comportement chaotique sur des échelles de temps courtes et sans une intervention extérieure elle passerait quasi aléatoirement d'un régime de NAO positive à un régime de NAO négatif. Or ce n'est pas le cas le régime de NAO qu'il soit positif ou négatif est entretenu pendant plusieurs mois. Il existe donc un forçage plus lent que l'atmosphère qui va modifier les transitions entre les régimes et en privilégier ou en défavoriser un autre. De par son inertie l'océan est le principal candidat pour ce forçage. Des études ont permis de mettre en évidence que la structure océanique tripolaire, bien que créée par l'atmosphère, rétroagit sur l'atmosphère des hautes et moyenne latitudes depuis le bassin tropical. Les anomalies océaniques subtropicales créées par une phase donnée de la NAO, tendent à altérer les cellules de Hadley et le Jet Stream qui vont privilégier la même phase de la NAO, aboutissant à une persistance sur plusieurs mois.

Dans le cas d'un régime de NAO négatif (Fig. 3.10), un renforcement de la cellule de Hadley s'accompagne d'un renforcement du courant Jet, qui va se déplacer légèrement vers le sud, mais surtout prendre une extension plus zonale. C'est cette position qui va privilégier l'affaiblissement de l'anticyclone des Açores et donc en balancier favoriser le comblement de la dépression d'Islande.

Les régimes de NAO négatif sont ainsi favorisés et les anomalies de vent associées vont imprimer des anomalies océaniques et recréer la structure tripolaire. La modification de la direction des tempêtes associées à cette situation va contribuer à amplifier ou entretenir ce phénomène.

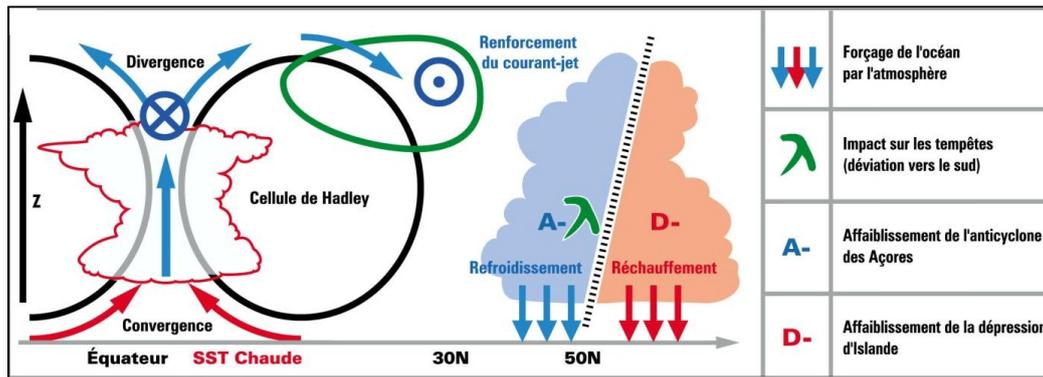


Fig. 3.10 : Schéma récapitulatif des connexions tropiques-latitudes moyennes selon une coupe nord sud, pour un régime de NAO négatif (Delfino,2012)

La persistance interannuelle s'expliquerait alors par le fait que plusieurs mois sont nécessaires à la destruction d'anomalies thermique océanique. La perturbation thermohaline, principal moteur du transport océanique de chaleur des tropiques vers le nord, serait susceptible de modifier cette dynamique.

### 3.1.2.3. Oscillation Méditerranéenne (Mediterranean Oscillation)

L'amplitude du Bassin méditerranéen favorise la présence d'un comportement synchronisé mais opposé par la dynamique atmosphérique entre ses sous-bassins Est et Ouest. Ceci correspond au concept de l'oscillation méditerranéenne (MO) défini par Conté *et al.* (1989). MO résulte du comportement opposé de la variabilité barométrique, thermique et pluviométrique entre les extrémités du bassin méditerranéen. Certaines études considère MO comme le mode de circulation régional le plus important influençant les précipitations du bassin méditerranéen (Düneloh et Jacobeit, 2003; Kutiel *et al.*, 1996; Douguédroit, 1998; Maheras *et al.*, 1999), qui est fortement lié en hiver aux oscillations arctique (AO) et Nord atlantique (NAO) (Düneloh et Jacobeit, 2003).

Conté *et al.* (1989) ont proposé un indice pour mesurer l'intensité du comportement de MO. Cet indice désigne la différence de pression normalisée au niveau du géo-potentiel 500hPa entre Alger et le Caire. Une autre version de cet indice peut être calculée par la différence de pression à la surface de la mer entre Gibraltar et Israël (Palutikof *et al.* 2003).

Brunetti *et al.* (2002) ont défini un autre indice MO qui correspond à la différence de pression normalisée de la surface de la mer entre Marseille et Jérusalem.

MO est lié à l'activité de la cyclogenèse en méditerranée principalement au niveau de la baie de Gênes (Italie). Dans la phase positive de MO, la cyclogenèse est anormalement intense tandis que dans la phase négative, elle est anormalement faible.

#### 3.1.2.4. Oscillation Ouest Méditerranéenne

Martin-Vide et Lopez-Bustins (2006) ont proposé un nouvel indice de téléconnexion régional défini à partir de données synoptiques du bassin occidental de la Méditerranée et ses alentours et qu'ils ont nommé l'Oscillation méditerranéenne ouest (West Mediterranean Oscillation WeMO). L'indice WeMOI désigne la différence de pression entre les régions du nord de la péninsule italienne et le sud-ouest de la péninsule ibérique (Fig.3.11).

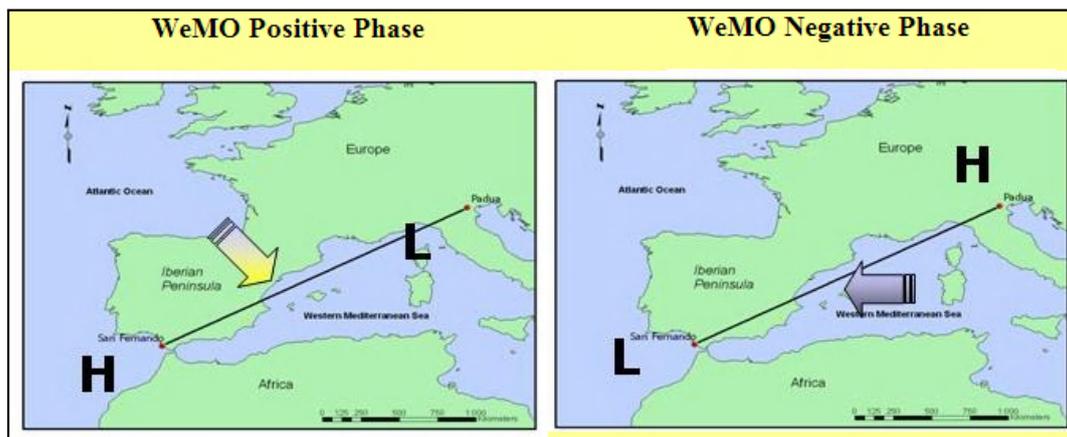


Fig. 3.11 : Phases négative et positive de WeMO (Martin-Vide et Lopez-Bustins, 2006)

La principale raison de sa définition est due à la mauvaise relation entre les précipitations de la façade ibérique orientale et l'indice NAO. Après les méthodes classiques utilisées pour créer d'autres indices de modèle à faible fréquence variable, il a été décidé d'utiliser seulement deux points d'observation disposant les plus longues séries barométriques en Europe, Padoue ( $45^{\circ} 24'N - 11^{\circ} 47' E$ ) dans le nord de l'Italie et San Fernando (Cádiz) ( $36^{\circ} 17'N - 6^{\circ} 07'W$ ) dans le sud-ouest de l'Espagne. Les deux séries barométriques couvrent la période 1821-2000.

La phase positive de la WeMO correspond à l'anticyclone au-dessus des Açores entourant le quadrant sud-ouest ibérique et les faibles pressions dans le golfe de Gênes; et sa phase négative coïncide avec l'anticyclone d'Europe centrale situé au nord de la péninsule italienne et le centre de basse pression, dans le cadre de la péninsule ibérique au sud-ouest.

### 3.2. Influence de la circulation atmosphérique générale sur le climat méditerranéen

Du point de vue climatique, la région méditerranéenne constitue une zone de transition entre les climats semi-arides (le sud du bassin) et les climats tempérés (le nord du bassin), sous l'influence des circulations synoptiques des latitudes moyennes et de la variabilité climatique tropicale, particulièrement durant la période hivernale (en été, du fait de la progression vers le

nord de l'anticyclone des Açores, la région méditerranéenne est plus isolée et largement sous l'influence de circulations atmosphériques locales). Au nord une grande partie de la variabilité atmosphérique est sous l'influence de flux atmosphériques d'ouest contrôlés par les positions respectives de l'anticyclone des Açores et de la dépression d'Islande et modulée par l'intensité et la phase de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) (Hurrell and Van Loon, 1997 ; Plaut *et al.*, 2001 ; Trigo *et al.*, 2004; Hurrell *et al.*, 2003 ; Xoplaki, 2002: in Salameh T., 2008 ; Dunkeloh and Jacobeit, 2003 ).

Se situant au sud du "couloir" des tempêtes de l'Atlantique Nord, le bassin ouest de la Méditerranée est sous l'influence des dépressions des moyennes latitudes qui contrôlent le taux de précipitations, surtout pendant l'hiver quand l'influence de la NAO est la plus importante. Le sud du bassin est sous l'influence de la partie descendante de la cellule de Hadley associée à l'anticyclone des Açores et l'est du bassin est sous l'influence de téléconnexions avec l'oscillation sud d'El Nino (El Nino Southern Oscillation, ENSO) et la mousson asiatique (Rodwell et Hoskins 1996 ; Rodo *et al.*, 1997 ; Price *et al.* 1998 ; Reale *et al.*, 2001 ; Mariotti *et al.*, 2002).

Selon le GIEC (2007), les climats de l'Afrique du nord dépendent de l'oscillation nord atlantique (l'Afrique orientale et australe sont sous influence forte de ENSO, et ceux de l'Afrique de l'ouest de la température de surface de l'océan atlantique, de la dynamique de l'atmosphère et d'effets de surface).

D'après Szalai (2003), l'indice NAO a connu au cours du 20ème siècle une très grande variabilité. Du début du 20ème siècle jusqu'en 1930 environ (à l'exception des hivers 1916 à 1919), l'indice NAO était élevé : ainsi, des vents plus forts qu'à l'accoutumée ont apporté une influence maritime au-dessus de l'Europe, ce qui contribua aux températures européennes plus élevées que la normale durant cette période. Du début des années 40 jusqu'au début des années 70, l'indice NAO a eu tendance à diminuer, ce qui correspondit à une période où les températures hivernales étaient fréquemment inférieures à la normale. Une forte hausse de l'indice NAO s'est produite au cours des 25 dernières années. Depuis 1980, l'indice NAO est resté dans une phase fortement positive et a tendance à augmenter, jamais depuis le début du 20ème siècle, des hivers n'ont montré des indices positifs aussi prononcés (Szalai, 2003). Cette situation a beaucoup contribué au réchauffement observé des températures de surface de l'hémisphère nord au cours des deux dernières décennies. Une stabilisation des températures a été constatée depuis 2008 (Szalai, 2003).

Des études ont montré que la diminution des précipitations surtout hivernales dans la région méditerranéenne durant les dernières années sont liées à la phase positive et persistante de l'oscillation nord atlantique (NAO) (Xoplaki *et al.*, 2000).

L'analyse des corrélations entre les précipitations et l'oscillation nord atlantique, montre que la NAO a plus d'influence pendant les mois d'hiver ; décembre, janvier et février. (Lopez J., et Frances, 2010).

D'autres études ont montré l'influence d'ENSO sur la variabilité des précipitations en méditerranée (Meddi *et al.*, 2010. Kiladis and Diaz 1989; Rodo *et al.*, 1997; Van Oldenborgh *et al.*, 2000; Lloyd-Hughes and Saunders, 2002; Knippertz *et al.*, 2003b). Meddi *et al.* (2010) ont analysé la variabilité annuelle de cinq stations dans les deux bassins de la Macta et le Tafna situés au Nord-Ouest de l'Algérie sur la période 1950-2004 et ont montré qu'ENSO influençait fortement la variabilité interannuelle des précipitations de ces deux bassins ainsi que NAO mais à un degré moindre.

Même si plusieurs études ont mis en évidence la forte influence de la NAO sur la variabilité pluviométrique du bassin méditerranéen, il reste que certaines régions particulièrement celles situées à la partie ouest de la méditerranée ne montrent pas une forte corrélation avec ce mode de circulation. Monté Carlo *et al.* (1989) avaient proposé un nouvel indice appelé « oscillation méditerranéenne » pour expliquer la circulation atmosphérique entre l'Est et l'Ouest de la Méditerranée. Cet indice a été ensuite amélioré en modifiant les deux points d'action (Brunetti *et al.*, 2002 ; Palutikof *et al.*, 2003). Brunetti *et al.* (2002) ont trouvé que l'indice MO est mieux corrélé aux pluies annuelles et au nombre de jours de pluie en Italie. Criado-Aldeanueva et Soto-Navarro (2013) ont comparé différents indices de l'oscillation méditerranéenne (obtenus par la différence de pression entre deux points de l'Est et de l'Ouest de la méditerranée : Alger-Caire ; Gibraltar-Israël ; Gibraltar- Jérusalem, Sud de la France-Bassin levantin (Papadopoulos *et al.*, 2012) et ont proposé un autre indice MO basé sur l'analyse en composante principale de la pression au niveau de la mer de la région méditerranéenne (30°N-60°N, 30°W-30°E) et qui correspond à la série temporelle de la première composante. Cet indice serait le plus corrélé avec la variabilité interannuelle et inter-décanale des précipitations du bassin méditerranéen.

Il est clair que le nombre d'études menées sur l'indice de l'oscillation méditerranéenne n'est pas aussi important que celles qui ont été faites sur les autres indices du climat, et d'éventuelles recherches restent nécessaires.

Martin-Vide et Lopez-Bustins (2006) ont cherché un indice qui expliquerait la variabilité pluviométrique de la partie Est de la péninsule ibérique et des régions faiblement corrélées

avec NAO et ont montré que l'indice de l'oscillation méditerranéenne ouest (WeMO) explique mieux que la NAO la variabilité des pluies mensuelles des saisons d'automne et d'hiver de la péninsule Ibérique.

### **3.3.Relation entre les indices climatiques et les précipitations du Nord de l'Algérie**

Nous analysons dans cette section les relations entre les 4 modes de circulation atmosphérique (section 3.1.2) représentés par les indices : SOI, NAOI, MOI et WeMOI et les précipitations du Nord de l'Algérie aux différentes échelles de temps : annuelle, mensuelle et journalière.

L'analyse de ces relations repose sur le calcul des corrélations entre les pluies et les indices climatiques. Le coefficient de corrélation de Kendall (Kendall, 1938) est utilisé pour détecter des liaisons monotones entre les deux variables.

#### **3.3.1. Evolution temporelle des indices climatiques**

Les données mensuelles des indices climatiques NAO, SOI, et MOI utilisées dans le cadre de ce travail sont issues du Climatic Research Unit (<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/pci.htm>).

L'indice WeMO a été développé par Martin-Vide and Lopez-Bustins (2006) de l'Université de Barcelone (<http://www.ub.edu/gc/English/wemo.htm>).

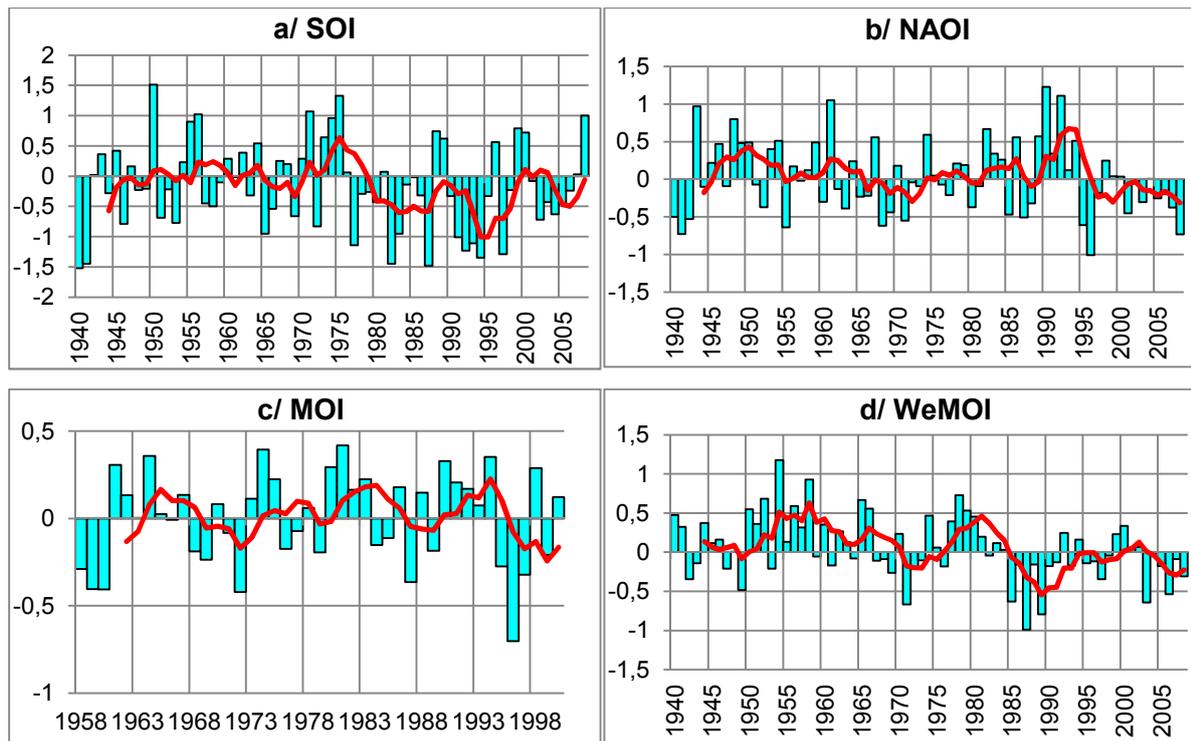
Les dates d'extraction des indices climatiques correspondent à la période d'étude 1940-2010.

La fig. 3.12 montre l'évolution temporelle des 4 indices climatiques à l'échelle annuelle.

La moyenne mobile calculée sur 5 ans indique que l'indice SOI amorce sa phase négative dès la moitié des années 70 et persiste jusqu'aux années 2000.

Cette phase coïncide avec la période de sécheresse qu'a connu le Nord-Ouest de l'Algérie depuis la moitié des années 70.

L'indice NAO amorce sa phase positive dès le début des années 80 et persiste jusqu'à la fin des années 90. Un retour vers la phase négative est observé à partir de 2000. L'oscillation méditerranéenne amorce sa phase positive à partir de 1972 qui s'étale jusqu'à la moitié des années 90 pour ensuite entamer sa phase négative. L'indice WeMO indique une phase négative à partir de 1980.



**Fig. 3.12 :** Evolution annuelle des indices climatiques a/SOI, b/NAOI, c/MOI et d/WeMOI.

La ligne rouge correspond à la moyenne mobile 5-ans

Le tableau 3.1 met en évidence la relation entre les différents indices climatiques. Les indices NAO et MO sont corrélés à 54% ce qui veut dire que l'oscillation méditerranéenne est un type de circulation issu de l'oscillation nord atlantique qui influence la circulation générale de l'hémisphère Nord. Les autres indices sont indépendants les uns des autres.

**Tableau 3.1:** Corrélation entre les indices climatiques SOI, NAO, MO et WeMO

Indices	NAOI	MOI	SOI	WeMOI
NAOI	<b>1</b>	<b>0,54</b>	-0,14	-0,04
MOI	<b>0,54</b>	<b>1</b>	0,05	-0,09
SOI	-0,14	0,05	<b>1</b>	0,00
WeMOI	-0,04	-0,09	0,00	<b>1</b>

### 3.3.2. Relation entre les indices climatiques et les précipitations interannuelles

L'analyse des corrélations entre les pluies annuelles et les indices climatiques permettra probablement d'expliquer la variabilité pluviométrique du nord de l'Algérie et particulièrement la sécheresse qui a sévi dans le pays depuis les années 70. Il est toutefois important de rappeler que ce ne sont pas toutes les stations qui montrent une rupture du régime pluviométrique. La première partie a mis en évidence que ce sont les stations du Nord-

Ouest de l'Algérie qui ont enregistré une baisse considérable des précipitations alors que les stations de l'Est indiquent une augmentation des pluies à partir de 2002. Il est donc possible de ne pas trouver de liaisons significatives entre les indices du climat et les pluies de certaines régions de la zone d'étude.

Le tau de Kendall (Kendall, 1938) a été utilisé pour déterminer les corrélations entre les précipitations et les indices climatiques. Contrairement au r de Pearson (utilisé pour les liaisons linéaires), le tau de Kendall détermine une corrélation non-linéaire entre deux variables. Les deux tests ont été utilisés à titre de comparaison. Les deux tests donnent les mêmes résultats, les corrélations significatives ne changent pas, par contre le coefficient de corrélation augmente pour Pearson, du fait que le calcul du test de signification diffère par rapport à la distribution de référence de chaque coefficient de corrélation. Nous avons opté alors pour le test de corrélation de Kendall.

**Tableau 3.2:** Coefficients de corrélation de Kendall entre le vecteur régional annuel de chaque région homogène et les indices climatiques

Régions	Id	NAOI	MOI	SOI	WeMOI
Centre	R1	-0,02	-0,01	0,06	0,02
Ouest	R2	0,00	0,15	<b>0,22</b>	0,05
HP ouest	R3	-0,01	0,10	<b>0,20</b>	-0,05
Est	R4	-0,07	0,03	0,05	0,02
HP Est	R5	-0,09	0,01	0,12	-0,14
Chélif	R6	-0,06	-0,04	<b>0,21</b>	0,04

Le tableau 3.2 présente les coefficients de corrélation entre les pluies annuelles de chaque région homogène de la zone d'étude et les quatre indices climatiques. Il apparaît que les précipitations annuelles des régions R2, R3 et R6 (situées dans la partie Ouest de la zone d'étude) sont positivement corrélées avec SOI qui exprime l'évolution d'ENSO, tandis que les autres régions ne montrent aucune corrélation significative. Ces trois régions ont connu une baisse de la pluviométrie depuis les années 70. La corrélation positive signifie que les précipitations et SOI évoluent dans le même sens à l'échelle temporelle. La phase négative de SOI qui représente le phénomène El Nino coïncide avec la baisse des précipitations dans ces trois régions à partir de la moitié des années 70.

Les coefficients de corrélation calculés entre les pluies annuelles de chaque station de la zone d'étude et les indices climatiques (Fig. 3.13) montrent aussi des corrélations positives entre SOI et les pluies des trois régions R2, R3 et R6.

Il apparaît qu'ENSO a une certaine influence sur la variabilité interannuelle des précipitations de la Partie Occidentale du Nord de l'Algérie. Cependant, les indices NAO, MO et WeMO ne

montrent aucune corrélation significative avec les précipitations annuelles du nord de l'Algérie, tout comme ENSO ne semble pas influencer la variabilité des pluies annuelles des autres régions (R1, R4 et R5).

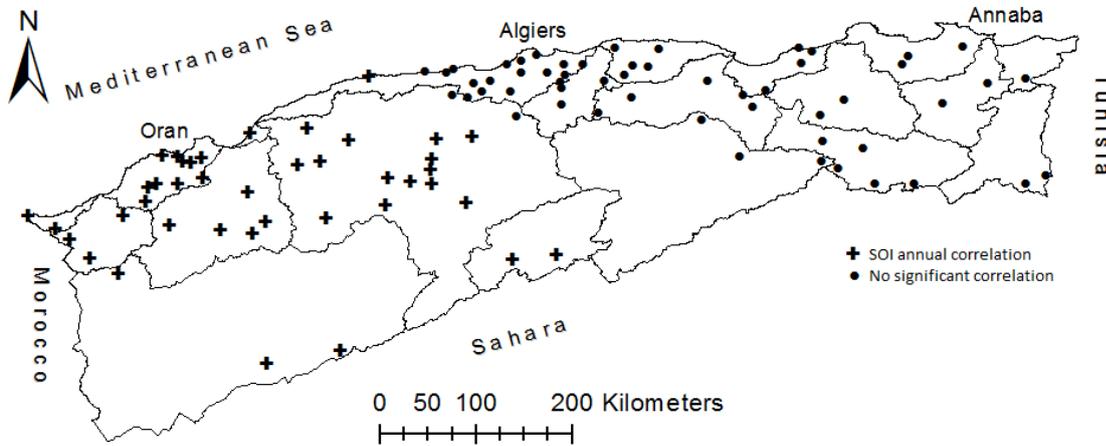


Fig. 3.13 : Corrélations entre les précipitations annuelles du Nord de l'Algérie et SOI

Le déclenchement d'une phase positive ou négative d'un mode de circulation peut prendre du temps avant d'influencer la variabilité des précipitations annuelles et que les conséquences de ce changement ne soit observées. Aussi l'influence de la circulation atmosphérique peut ne pas apparaître sur toute la période d'étude et se démarquer seulement lors de certaines années bien distinctes. A cet effet, Nous proposons d'analyser les corrélations entre les pluies et les indices climatiques à différents pas de temps annuels en utilisant les valeurs obtenues après lissage des séries d'observations par la moyenne mobile de : 2 ans, 5 ans et 10 ans.

La moyenne mobile calculée sur deux ans (tableau 3.3) confirme la persistance de l'influence d'ENSO dans la partie Nord-Ouest du pays (R2, R3 et R6) qui montre aussi une corrélation significativement positive avec la région centre (R1). D'autres corrélations significatives apparaissent aussi entre les régions R1 et R6 et l'indice MO et entre la région R5 et la NAO.

Tableau 3.3: Coefficients de corrélation entre les pluies annuelles (M2) et les indices climatiques

Variables	R1 <sub>(M2)</sub>	R2 <sub>(M2)</sub>	R3 <sub>(M2)</sub>	R4 <sub>(M2)</sub>	R5 <sub>(M2)</sub>	R6 <sub>(M2)</sub>
NAO <sub>(M2)</sub>	-0,11	-0,01	-0,12	-0,11	<b>-0,21</b>	-0,10
WMOI <sub>(M2)</sub>	0,09	0,14	0,04	0,07	-0,15	0,14
SOI <sub>(M2)</sub>	<b>0,25</b>	<b>0,31</b>	<b>0,24</b>	0,14	0,14	<b>0,25</b>
MOI <sub>(M2)</sub>	<b>-0,22</b>	-0,03	0,00	-0,09	-0,03	<b>-0,31</b>

*Corrélation significative en gras*

Sur 5 ans les corrélations entre SOI et les différentes régions de la zone d'études (excepté R5) sont encore plus significatives et des corrélations entre ces mêmes régions et l'indice WeMO apparaissent (tableau 3.4).

**Tableau 3.4 :** Coefficients de corrélation entre les pluies annuelles (M5) et les indices climatiques

Variables	R1 <sub>(M5)</sub>	R2 <sub>(M5)</sub>	R3 <sub>(M5)</sub>	R4 <sub>(M5)</sub>	R5 <sub>(M5)</sub>	R6 <sub>(M5)</sub>
NAO <sub>(M5)</sub>	0,00	-0,02	-0,10	-0,02	-0,15	-0,09
WMOI <sub>(M5)</sub>	<b>0,23</b>	<b>0,22</b>	<b>0,21</b>	<b>0,20</b>	-0,07	<b>0,25</b>
SOI <sub>(M5)</sub>	<b>0,45</b>	<b>0,36</b>	<b>0,25</b>	<b>0,29</b>	0,03	<b>0,29</b>
MOI <sub>(M5)</sub>	-0,16	-0,10	-0,17	-0,12	-0,15	<b>-0,30</b>

*Corrélation significative en gras*

Sur 10 ans (tableau 3.5) des corrélations très significatives sont observées entre les régions côtières (R1, R2 et R4) et ENSO et entre les hauts plateaux et l'oscillation méditerranéenne (R3, R5, R6). La NAO est aussi corrélée avec les hauts plateaux (R3, R5, R6). WMOI et SOI sont significativement corrélés avec l'ensemble de la zone d'étude (excepté R5) et MOI aussi est corrélé avec les 6 régions.

**Tableau 3.5:** Coefficients de corrélation entre les pluies annuelles (M10) et les indices climatiques

Variables	R1 <sub>(M10)</sub>	R2 <sub>(M10)</sub>	R3 <sub>(M10)</sub>	R4 <sub>(M10)</sub>	R5 <sub>(M10)</sub>	R6 <sub>(M10)</sub>
NAO <sub>(M10)</sub>	-0,01	-0,04	<b>-0,23</b>	-0,04	<b>-0,29</b>	<b>-0,21</b>
WMOI <sub>(M10)</sub>	<b>0,28</b>	<b>0,32</b>	<b>0,42</b>	<b>0,33</b>	0,15	<b>0,48</b>
SOI <sub>(M10)</sub>	<b>0,66</b>	<b>0,43</b>	<b>0,27</b>	<b>0,46</b>	0,06	<b>0,22</b>
MOI <sub>(M10)</sub>	<b>-0,24</b>	<b>-0,23</b>	<b>-0,42</b>	<b>-0,47</b>	<b>-0,43</b>	<b>-0,41</b>

*Corrélation significative en gras*

L'influence des indices climatiques sur la variabilité interannuelle des précipitations apparaît finalement à long terme, particulièrement quand il s'agit de la variabilité inter-décennale des précipitations qui est affectée par les différents types de circulation, principalement par ENSO et l'oscillation méditerranéenne.

### 3.3.3. Relation entre les indices climatiques et les précipitations mensuelles

L'analyse des relations entre les vecteurs régionaux mensuels et les indices climatiques, met en évidence des coefficients de corrélation significatifs (entre 21 et 50%) pendant la saison humide particulièrement en janvier, février et mars (tableau 3.6).

Dans l'ensemble il apparaît que les précipitations mensuelles des régions Nord-Ouest R1, R2, R3 et R6 sont influencées par l'oscillation méditerranéenne (MO). Tandis que les deux régions de l'Est (R4 et R5) ne montrent pas de corrélation distincte avec l'un des quatre indices climatiques.

### 3. Influence de la circulation atmosphérique générale sur la variabilité des précipitations du nord de l'algérie

La région Nord-Ouest (R2, R3, R6) montre aussi des corrélations significatives avec la NAO pendant l'hiver (janvier, février et mars).

**Tableau 3.6:** Coefficients de corrélation de Kendall entre le vecteur régional mensuel et les indices climatiques

<b>corrélation centre (R1)</b>												
IC	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill.	Aout	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
WMOI	0,06	-0,13	0,00	0,01	<b>-0,18</b>	-0,02	-0,11	0,03	<b>-0,18</b>	0,04	-0,01	0,14
SOI	0,03	-0,07	0,10	-0,02	0,03	0,08	-0,01	<b>-0,18</b>	0,01	-0,04	-0,11	0,01
NAO	-0,14	<b>-0,23</b>	-0,12	0,04	<b>-0,21</b>	-0,05	0,03	-0,10	<b>-0,19</b>	0,04	-0,07	0,12
MOI	<b>-0,30</b>	<b>-0,32</b>	<b>-0,38</b>	-0,04	-0,14	-0,02	-0,07	<b>-0,24</b>	<b>-0,28</b>	-0,14	-0,16	-0,05
<b>Corrélation Ouest (R2)</b>												
IC	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill.	Aout	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
WMOI	0,02	<b>-0,19</b>	-0,10	-0,12	<b>-0,17</b>	-0,10	-0,09	-0,05	<b>-0,18</b>	0,04	-0,01	0,14
SOI	0,02	-0,07	0,09	0,10	0,06	0,05	-0,07	-0,07	0,01	-0,04	-0,11	0,01
NAO	-0,15	<b>-0,21</b>	<b>-0,19</b>	-0,09	-0,16	-0,09	0,11	-0,04	<b>-0,19</b>	0,04	-0,07	0,12
MOI	<b>-0,31</b>	<b>-0,33</b>	<b>-0,41</b>	-0,08	-0,10	-0,01	-0,01	<b>-0,24</b>	<b>-0,28</b>	-0,14	-0,16	-0,05
<b>Corrélation Hauts plateaux Ouest (R3)</b>												
IC	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill.	Aout	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
WMOI	-0,03	<b>-0,21</b>	<b>-0,21</b>	<b>-0,19</b>	<b>-0,18</b>	-0,14	<b>-0,17</b>	0,00	<b>-0,20</b>	<b>-0,21</b>	-0,14	-0,06
SOI	0,05	-0,01	0,07	0,06	0,06	0,08	-0,01	-0,10	-0,06	-0,02	-0,16	0,13
NAO	<b>-0,24</b>	<b>-0,17</b>	<b>-0,18</b>	-0,04	<b>-0,19</b>	0,02	0,05	0,01	<b>-0,26</b>	-0,04	-0,08	-0,15
MOI	<b>-0,41</b>	<b>-0,21</b>	<b>-0,37</b>	-0,03	-0,05	0,02	0,02	<b>-0,29</b>	<b>-0,29</b>	<b>-0,35</b>	<b>-0,23</b>	<b>-0,37</b>
<b>Corrélation Est (R4)</b>												
IC	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill.	Aout	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
WMOI	0,11	-0,14	-0,02	0,05	-0,11	-0,08	-0,16	-0,07	-0,09	0,02	0,04	<b>0,17</b>
SOI	0,02	0,00	<b>0,21</b>	-0,02	0,01	-0,05	-0,03	-0,09	-0,01	-0,02	-0,15	-0,02
NAO	-0,03	<b>-0,18</b>	-0,04	0,13	<b>-0,19</b>	-0,04	0,11	0,02	<b>-0,23</b>	0,06	0,04	0,16
MOI	-0,16	-0,17	<b>-0,33</b>	0,13	-0,09	-0,08	0,00	-0,11	<b>-0,26</b>	-0,06	-0,06	-0,03
<b>Corrélation haut plateaux Est (R5)</b>												
IC	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill.	Aout	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
WMOI	-0,02	<b>-0,22</b>	<b>-0,16</b>	-0,03	-0,12	<b>-0,16</b>	-0,15	-0,16	-0,13	-0,09	-0,02	-0,06
SOI	-0,02	-0,03	-0,03	0,07	0,00	-0,04	-0,05	-0,07	-0,08	-0,05	-0,16	0,06
NAO	-0,07	<b>-0,17</b>	-0,06	0,16	-0,11	-0,05	0,09	0,07	<b>-0,20</b>	0,01	-0,01	0,01
MOI	-0,17	-0,13	-0,19	<b>0,27</b>	-0,01	-0,04	0,02	0,03	-0,15	-0,06	-0,13	-0,16
<b>Corrélation Chélif (R6)</b>												
IC	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill.	Aout	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
WMOI	0,02	<b>-0,19</b>	-0,10	-0,12	-0,13	-0,12	-0,11	-0,13	-0,15	-0,13	-0,07	0,07
SOI	0,00	-0,07	0,15	0,03	0,07	0,08	-0,13	-0,08	-0,06	0,03	-0,12	0,13
NAO	<b>-0,24</b>	<b>-0,26</b>	<b>-0,23</b>	-0,04	<b>-0,24</b>	-0,02	0,09	-0,04	<b>-0,23</b>	0,01	-0,13	-0,08
MOI	<b>-0,50</b>	<b>-0,33</b>	<b>-0,50</b>	-0,09	-0,13	-0,03	-0,04	<b>-0,28</b>	<b>-0,32</b>	<b>-0,26</b>	<b>-0,33</b>	<b>-0,26</b>

Pour confirmer ces résultats, les corrélations entre les pluies mensuelles des 90 stations de la zone d'étude et les indices climatiques ont été analysées. Les résultats obtenus mettent en évidence l'influence de chaque indice climatique sur chaque station de la zone d'étude (Voir annexe C).

**Influence de SOI :** (la phase négative de SOI correspond à une baisse des précipitations, donc une corrélation positive signifie une baisse des précipitations et une corrélation négative correspond à une augmentation des précipitations ou une phase normale).

Dans l'ensemble SOI n'influence pas la variabilité saisonnière des différentes stations de la zone d'étude. Ces résultats confirment que le phénomène El Nino influence la circulation atmosphérique générale et son impact est plutôt observé à l'échelle interannuelle.

**Influence de NAO :** (la phase positive de NAO correspond à une baisse des précipitations, donc une corrélation négative correspond à une baisse des précipitations et une corrélation positive correspond à une augmentation des précipitations ou retour vers la normale)

Des corrélations significativement négatives sont observées aux mois de février, mai et septembre (pour quelques stations), dans la région centre (R1). Dans la région Ouest (R2) la majorité des stations sont négativement corrélées avec NAO en février et septembre. Certaines stations sont aussi corrélées avec NAO en Janvier Mars et Novembre.

Les stations des hauts plateaux Ouest (R3) sont corrélées négativement avec NAO en Janvier et Septembre.

Dans la région Est (R4) les stations ne sont pas toutes corrélées à NAO au cours du même mois. Certaines stations montrent des corrélations négatives en février mai et septembre (similaire à R1 et R2), alors que des corrélations positives sont observées en décembre.

Sur les hauts plateaux Est, les corrélations ne sont pas significatives pour l'ensemble des stations, excepté quelques une qui indiquent des corrélations négatives en février et septembre.

La majorité des stations de la région du Chéllif-Zahrez semblent être négativement corrélées avec NAO en Janvier, Février, Mai et Septembre.

**Influence de MO :** (corrélation négative correspond à une baisse des précipitations ; corrélation positive correspond à une augmentation des précipitations ou retour vers la normale)

Au centre (R1), des corrélations négatives sont observées entre l'ensemble des stations et l'indice MO en *janvier, février et mars* ainsi qu'en *septembre* pour certaines stations.

Les stations des régions Ouest et hauts plateaux Ouest (R2 et R3) sont négativement corrélées avec NAO en *janvier, février, mars, septembre, octobre, novembre et décembre*.

---

A l'Est (R4), les stations ne sont pas toutes corrélées à MO. Certaines stations sont corrélées négativement en Février et d'autres en Mars. L'ensemble des stations de la région des hauts plateaux Est (R5) ne montrent pas de corrélations significatives avec MO.

La majorité des stations du Chellif zahrez (R6) sont négativement corrélées avec MO en janvier, février et mars. Certaines stations sont aussi corrélées en septembre, octobre, novembre et décembre.

#### **Influence de WeMO :**

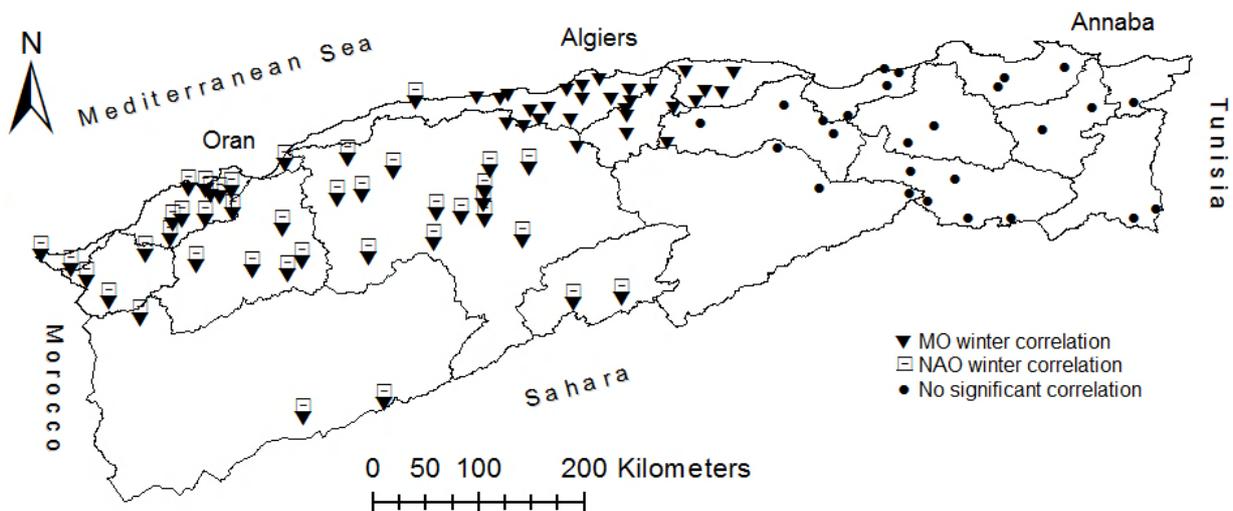
La WeMO ne semble pas influencer l'ensemble des stations de la zone d'étude ni même la majorité des stations d'une même région homogène.

Des corrélations négatives sont observées en février et mai entre certaines stations des deux régions centre et Ouest (R1 et R2) et l'indice WeMO.

Dans la région des hauts plateaux Ouest (R3) des corrélations négatives sont observées en Février et Mai dans certaines stations.

Les stations des hauts plateaux Est (R5) sont négativement corrélées avec WeMO en février.

Au Chélif, des corrélations négatives sont observées entre certaines stations et WeMO en février et octobre.



**Fig. 3.14 :** Corrélation entre les précipitations du Nord de l'Algérie et les indices MO et NAO en hiver (janvier, février, mars)

Ces résultats font ressortir l'impact de la NAO et MO sur la variabilité mensuelle des précipitations du Nord de l'Algérie. Mais c'est principalement la MO qui affecte cette variabilité avec des coefficients de corrélation plus importants que les autres indices pendant les mois de Janvier, février et Mars (Fig.3.14) ainsi que septembre, octobre, Novembre et décembre dans la partie Ouest.

Les corrélations négatives confirment l'impact de ces deux types de circulation qui ont connu une phase positive depuis la moitié des années 1970 qui coïncide avec la baisse des précipitations du Nord de l'Algérie, ce qui explique la réduction importante des précipitations sur la partie Nord-Ouest de l'Algérie.

Ces résultats corroborent avec certains travaux menés dans le bassin méditerranéen qui mettent en évidence l'influence de la NAO et MO sur la variabilité des précipitations en hiver (Durikeloh and Jacobeit, 2003; Kutiel *et al.*, 1996; Douguédroit, 1998; Maheras *et al.*, 1999 in Lopez-Bustins, 2007; Salameh, 2008 ; Xoplaki *et al.*, 2004 ; Lopez *et al.*, 2010 ; Brandimarte *et al.*, 2011).

Il apparaît, par contre que les régions Est et Hauts plateaux Est ne montrent pas de corrélations significatives et cohérentes avec un des indices climatiques. Nous rappelons que cette partie de la zone d'étude n'a pas connu de changement brusque de la variabilité des précipitations, de ce fait l'impact de la NAO et MO (responsable de la baisse des précipitations dans les autres régions de la zone d'étude) n'est pas mis en évidence sur toute la période d'étude, excepté pour certaines stations souvent côtières.

Nous présentons dans le tableau 3.7 les relations entre la moyenne des précipitations et des indices climatiques en période humide et sèche de l'année.

**Tableau 3.7:** Coefficients de corrélation de Kendall entre les précipitations et les indices climatiques en période humide et sèche

Régions	SOI-Hiver	SOI-Eté	NAO-Hiver	NAO-Eté	WeMO-Hiver	WeMO-Eté	MOI-Hiver	MOI-Eté
<b>R1</b>	0,12	-0,04	-0,10	-0,05	-0,09	-0,13	<b>-0,29</b>	0,07
<b>R2</b>	<b>0,24</b>	-0,05	-0,10	-0,06	-0,13	-0,13	0,02	0,02
<b>R3</b>	<b>0,18</b>	-0,06	-0,09	-0,04	-0,14	-0,09	-0,06	-0,16
<b>R4</b>	0,10	-0,05	-0,09	-0,07	-0,10	-0,03	<b>-0,27</b>	-0,18
<b>R5</b>	0,12	-0,09	-0,14	-0,13	-0,14	<b>-0,20</b>	-0,14	-0,19
<b>R6</b>	<b>0,20</b>	-0,08	<b>-0,18</b>	-0,01	-0,08	-0,11	<b>-0,26</b>	<b>-0,27</b>

Les coefficients de corrélation sont significatifs en saison humide et confirment l'influence de MO et ENSO notamment sur les précipitations du Nord-Ouest de l'Algérie au cours de cette saison. Nous relevons aussi une corrélation significative entre la région Est (R4) et MO en hiver. Cette relation n'apparaissait pas à l'échelle mensuelle.

### 3.3.4. Relation entre les indices climatiques et les précipitations journalières

Les sections précédentes (section.3.3.2, section 3.3.3) ont montré que l'influence des indices climatiques sur les précipitations est plus apparente à l'échelle saisonnière qu'à l'échelle annuelle. À cet effet, nous analyserons les relations entre les indices de pluies journalières et

### 3. Influence de la circulation atmosphérique générale sur la variabilité des précipitations du nord de l'algérie

les indices climatiques aux échelles saisonnières d'hiver et d'été. Le tau de Kendall est utilisé pour le calcul des coefficients de corrélation.

Le tau de Kendall met en évidence des corrélations négatives significatives sont observées entre les différents percentiles et l'indice MO en hiver à Alger et Tenès (tableau3.8).

À Oran des corrélations significatives sont observées entre les différents percentiles et SOI en hiver. La fréquence de jours de pluie ne dépassant pas P50 est aussi corrélée à MO-Hiver.

À Annaba, on relève des corrélations significatives en été entre les indices de pluie journalière et les deux indices climatiques SOI et MOI. En hiver de faibles corrélations sont observées entre les indices dépassant P75 et SOI et entre P5 et P10 et les indices MO et NAO.

À Constantine les indices de pluies journalières ne dépassant pas P75 sont corrélés avec MO et NAO en hiver.

Les corrélations observées entre les indices de pluies journalières par classe de pluie et les indices climatiques (tableau 3.9) correspondent dans l'ensemble à celles observées entre les différents percentiles et les indices climatiques. L'indice MO reste le mode de circulation dominant en hiver pour l'ensemble des stations. On relève aussi des corrélations significatives entre SOI et la classe 10-20mm qui a connu une baisse à Oran et Ténès.

**Table 3.8 :** Coefficients de corrélation de Kendall entre les indices de pluies journalières par percentile et les indices climatiques en hiver et en été (Corrélation significative en gras, corrélation négative en gris)

Percentiles	SOI-Hiver	SOI-Eté	NAO-Hiver	NAO-Eté	WeMO-Hiver	WeMO-Eté	MOI-Hiver	MOI-Eté
<b>Alger</b>								
P 5	0,15	-0,01	-0,15	0,10	0,01	0,09	<b>-0,31</b>	0,01
P 10	0,16	0,01	-0,16	0,11	0,02	0,10	<b>-0,33</b>	0,00
P 25	<b>0,19</b>	0,06	-0,16	0,14	0,02	0,07	<b>-0,34</b>	0,03
P 50	0,14	0,03	-0,10	0,12	0,02	0,09	<b>-0,32</b>	-0,01
P 75	0,11	0,00	-0,08	0,14	-0,03	0,11	<b>-0,32</b>	0,01
P 90	0,02	0,06	-0,13	0,08	0,07	0,05	<b>-0,39</b>	0,03
P 95	-0,02	0,03	-0,10	0,09	0,05	0,03	<b>-0,31</b>	0,02
P 99	0,17	0,09	-0,02	0,16	0,10	-0,02	-0,15	<b>0,22</b>
<b>Annaba</b>								
P 5	-0,08	<b>-0,18</b>	<b>-0,19</b>	-0,10	-0,01	0,00	<b>-0,24</b>	<b>-0,23</b>
P 10	-0,10	<b>-0,20</b>	<b>-0,17</b>	-0,09	-0,02	-0,03	<b>-0,19</b>	<b>-0,23</b>
P 25	-0,10	<b>-0,21</b>	-0,16	-0,08	-0,03	0,01	-0,18	<b>-0,23</b>
P 50	-0,06	<b>-0,21</b>	-0,14	-0,09	-0,06	0,03	-0,18	<b>-0,21</b>
P 75	<b>-0,19</b>	<b>-0,20</b>	-0,13	-0,03	-0,11	0,01	-0,09	-0,17
P 90	<b>-0,18</b>	-0,16	0,01	-0,04	-0,13	0,12	0,15	<b>-0,25</b>
P 95	<b>-0,26</b>	-0,12	0,05	-0,10	-0,13	0,09	0,16	<b>-0,29</b>
P 99	-0,13	-0,15	0,17	-0,05	-0,05	<b>0,19</b>	<b>-0,24</b>	<b>-0,31</b>
<b>Oran</b>								
P 5	<b>0,28</b>	0,09	-0,14	0,09	-0,11	0,02	<b>-0,21</b>	-0,01
P 10	<b>0,28</b>	0,10	-0,16	0,09	-0,11	0,03	<b>-0,22</b>	0,00
P 25	<b>0,28</b>	0,06	-0,15	0,10	-0,04	0,03	<b>-0,24</b>	0,02
P 50	<b>0,23</b>	0,05	-0,02	0,14	-0,06	0,04	<b>-0,19</b>	0,08
P 75	<b>0,31</b>	0,05	0,05	0,04	-0,05	0,07	-0,13	0,06

### 3. Influence de la circulation atmosphérique générale sur la variabilité des précipitations du nord de l'Algérie

P 90	0,13	0,10	0,15	0,00	0,01	0,08	0,02	0,15
P 95	<b>0,19</b>	0,15	0,11	0,01	0,09	0,05	-0,06	0,11
P 99	<b>0,20</b>	0,08	0,15	0,06	-0,01	-0,01	-0,03	0,07
<b>Tenes</b>								
P 5	0,12	0,00	-0,13	-0,02	-0,01	-0,11	<b>-0,28</b>	0,07
P 10	0,15	0,03	-0,15	0,01	0,00	-0,08	<b>-0,30</b>	0,09
P 25	0,12	0,04	<b>-0,16</b>	0,06	0,03	-0,02	<b>-0,31</b>	0,11
P 50	0,16	0,02	-0,14	0,04	-0,03	-0,01	<b>-0,27</b>	0,09
P 75	0,12	0,08	-0,14	0,00	0,15	0,05	<b>-0,23</b>	0,11
P 90	0,15	0,04	-0,08	0,12	0,11	0,01	<b>-0,22</b>	0,17
P 95	0,14	0,05	-0,06	0,06	0,04	0,09	<b>-0,25</b>	0,03
P 99	0,11	0,07	0,07	0,01	0,19	0,02	-0,13	0,14
<b>Constantine</b>								
P 5	0,00	-0,10	<b>-0,20</b>	-0,01	0,08	0,04	<b>-0,22</b>	-0,13
P 10	0,00	-0,08	<b>-0,19</b>	-0,02	0,11	0,04	<b>-0,21</b>	-0,12
P 25	-0,04	-0,15	<b>-0,17</b>	-0,06	0,10	0,04	<b>-0,24</b>	<b>-0,19</b>
P 50	-0,02	-0,15	<b>-0,20</b>	0,01	0,02	0,04	<b>-0,27</b>	<b>-0,21</b>
P 75	0,02	-0,14	<b>-0,17</b>	0,05	-0,01	0,07	<b>-0,22</b>	-0,18
P 90	0,02	-0,09	-0,16	-0,11	-0,06	-0,02	-0,15	-0,18
P 95	-0,01	0,02	-0,08	-0,06	0,04	0,05	-0,14	-0,10
P 99	-0,10	-0,11	-0,08	0,01	0,12	-0,04	-0,12	-0,16

**Tableau 3.9 :** Coefficients de corrélation de Kendall entre les indices de pluies journalières par classe de pluies et les indices climatiques en hiver et en été  
(Corrélation significative en gras, corrélation négative en gris)

Classes de pluies	SOI-Hiver	SOI-Eté	NAO-Hiver	NAO-Eté	WMO-Hiver	WMO-Eté	MOI-Hiver	MOI-Eté
<b>Alger</b>								
1<R<5	0,05	-0,05	<b>-0,17</b>	0,02	0,00	-0,03	-0,14	-0,03
5<R<10	0,11	0,08	-0,11	0,11	0,04	0,02	<b>-0,20</b>	-0,04
10<R<20	0,17	-0,04	-0,06	0,09	-0,13	0,12	<b>-0,25</b>	0,01
20<R<50	-0,09	-0,06	-0,16	0,03	0,05	0,05	<b>-0,37</b>	-0,05
R>50	0,15	0,06	0,00	0,15	0,12	-0,02	-0,14	<b>0,23</b>
<b>Annaba</b>								
1<R<5	-0,08	-0,01	-0,12	-0,08	0,04	-0,08	<b>-0,25</b>	<b>-0,19</b>
10<R<20	0,05	-0,14	-0,16	-0,11	0,06	0,07	<b>-0,23</b>	-0,10
5<R<10	-0,03	-0,16	-0,14	0,02	-0,11	-0,06	-0,17	-0,14
20<R<50	<b>-0,24</b>	-0,16	-0,02	-0,08	-0,10	0,08	0,10	-0,18
R>50	-0,12	-0,06	0,06	-0,08	-0,02	0,15	0,09	<b>-0,24</b>
<b>Oran</b>								
1<R<5	<b>0,18</b>	0,04	<b>-0,19</b>	0,03	-0,13	-0,02	<b>-0,18</b>	-0,13
5<R<10	0,07	0,02	-0,10	0,17	-0,05	0,04	-0,13	0,12
10<R<20	<b>0,30</b>	0,00	-0,07	0,09	-0,08	0,05	<b>-0,21</b>	0,01
20<R<50	0,08	0,14	0,14	-0,04	0,00	0,12	-0,08	0,11
R>50	0,12	0,07	0,05	0,01	0,04	-0,10	-0,03	0,07
<b>Tenes</b>								
1<R<5	0,03	0,08	-0,10	-0,06	0,02	<b>-0,17</b>	<b>-0,21</b>	0,01
5<R<10	0,04	-0,01	-0,10	0,01	0,06	-0,03	<b>-0,22</b>	0,08
10<R<20	<b>0,18</b>	0,05	-0,04	0,07	0,05	0,03	<b>-0,20</b>	0,13
20<R<50	0,11	-0,07	-0,11	0,11	-0,09	0,01	<b>-0,23</b>	-0,01
R>50	0,14	0,09	0,01	0,06	<b>0,20</b>	0,07	-0,15	0,08
<b>Constantine</b>								
1<R<5	0,11	0,10	-0,07	-0,01	0,14	0,06	-0,08	-0,04
5<R<10	-0,12	-0,23	-0,19	0,01	-0,06	-0,05	-0,18	-0,16
10<R<20	0,03	-0,07	-0,09	0,06	0,05	0,12	<b>-0,17</b>	-0,11
20<R<50	0,02	-0,05	-0,16	-0,11	-0,10	-0,07	<b>-0,22</b>	-0,13
R>50	-0,17	-0,11	-0,05	0,12	0,12	0,18	0,01	-0,09

L'indice de l'intensité journalière n'a pas connu de changement significatif sur la période 1940-2010 (partie 2 section 3.4) ce qui explique l'absence de corrélations significatives entre cet indice et les indices climatiques (tableau 3.10). Une corrélation significative est observée entre l'indice de l'intensité journalière et MOI en hiver à Alger et en été à Annaba.

**Tableau 3.10** Coefficients de corrélation de Kendall entre l'indice de l'intensité journalière et les indices climatiques en hiver et en été (Corrélation significative en gras, corrélation négative en gris)

Stations	SOI-Hiver	SOI-Eté	NAO-Hiver	NAO-Eté	WMO-Hiver	WMO-Eté	MOI-Hiver	MOI-Eté
<b>Alger</b>	0,13	0,07	-0,06	0,05	0,17	0,11	<b>-0,29</b>	0,17
<b>Annaba</b>	-0,15	-0,15	0,08	-0,01	-0,14	0,14	0,19	<b>-0,24</b>
<b>Oran</b>	0,15	0,06	0,14	0	0,1	0,06	-0,05	0,16
<b>Tenes</b>	0,06	0,1	-0,05	0,14	0,03	0,02	-0,2	0,09
<b>Constantine</b>	-0,04	-0,11	-0,08	-0,02	-0,06	0,02	-0,08	-0,15

### 3.4. Autres facteurs influençant la variabilité des précipitations du Nord de l'Algérie

Les corrélations significatives mises en évidence par le test de Kendall au niveau de 5% entre les précipitations et les indices climatiques aux différentes échelles de temps sont modérées et ne dépassent pas généralement 30%. Tramblay *et al.* (2013) ont trouvé aussi des coefficients de corrélation qui ne dépassent pas 50% entre les pluies annuelles et les indices climatiques MO et NAO au Maghreb (Maroc, Algérie, Tunisie) et des coefficients encore plus faibles entre les indices de pluies extrêmes et les indices climatiques.

Pour apporter plus d'explications, nous avons lié ces résultats aux points suivants :

#### ➤ *Choix de la méthode statistique de corrélation*

La méthode utilisée repose sur le test de Kendall, du fait qu'il cherche des liaisons monotones, il ne permet pas de ressortir des liaisons avec des coefficients de corrélations significatives assez élevés. Les tests de corrélation de Spearman et Pearson cherchent des relations linéaires et ont été utilisés dans plusieurs études (e.x. Caloiero *et al.*, 2011; Tramblay *et al.*, 2013) concernant les relations entre les indices climatiques et les précipitations. Nous avons constaté que ces deux tests mettent en évidence les mêmes corrélations significatives que le test de Kendall mais avec des coefficients plus ou moins élevés.

L'analyse des corrélations canoniques est aussi une méthode statistique très utilisée dans l'analyse des relations entre les indices climatiques et les précipitations (e.x. Xoplaki *et al.*, 2004; Meddi *et al.*, 2010). Il existe aussi d'autres approches telles que la méthode des ondelettes qui permet de ressortir les cohérences entre les précipitations et les indices climatiques (e.x. Ouachani *et al.*, 2011).

D'autre part, l'influence de la circulation atmosphérique peut ne pas apparaître sur toute la période d'étude et se démarquer seulement lors de certaines années où les indices climatiques ont enregistré une forte anomalie (positive ou négative).

➤ *Effet du relief sur la variabilité des précipitations*

Même si les indices climatiques utilisés dans le cadre de ce travail sont connus pour leur impact sur la variabilité saisonnière des précipitations de la région méditerranéenne, particulièrement en hiver (Dünkeloh and Jacobeit, 2003; Maheras *et al.*, 1999, Salameh, 2008; Xoplaki *et al.*, 2004; Lopez et Frances, 2010; Brandimarte *et al.*, 2011), il reste que cet effet n'apparaît pas dans la partie Est du Nord de l'Algérie tout au long de la période humide, contrairement aux autres régions de la zone d'étude qui sont aussi modérément voir faiblement corrélées à certains indices climatiques. Ceci signifie qu'il existe d'autres facteurs indépendants des facteurs climatiques et qui affectent la variabilité pluviométrique de cette région.

La partie Nord-Est de l'Algérie reçoit des quantités de pluie plus importante que la partie Nord-Ouest en raison de la présence d'un relief plus accentué dans cette région. Plusieurs études ont mis en évidence l'importance de la variabilité spatiale des précipitations au Nord de l'Algérie (Laborde, 1998 ; Meddi et Hubert, 2003 ; Meddi et Meddi, 2009 ; Taibi, 2011).

Le facteur topographique joue un rôle fondamental dans la caractérisation du climat à l'échelle régionale. Cette influence se manifeste par la différence de rugosité dont les variations de la surface d'un lieu à un autre engendrant des modifications de circulation d'air déterminantes (force et direction des vents, précipitations, humidité...) et par la variation d'altitude qui agit sur l'exposition au soleil et aux vents dominants par rapport aux reliefs environnants de la station et sur sa situation dans l'ensemble montagneux.

À l'Est toutes les stations présentent une stationnarité du régime pluviométrique. Les stations côtières sont pratiquement exposées à la mer, et en absence de barrière orographique elles reçoivent directement les précipitations du Nord. Les stations des hauts plateaux sont, elles aussi, bien situées par rapport à la barrière orographique et se trouvent à des altitudes supérieures à 800m, de ce fait elles ne présentent pas de tendance à la baisse des précipitations (telles que les stations de: Ain Djasser, Ain Yagout, Bouchegouf et Ain Makhoulf...etc.). D'où, l'absence de relations significatives entre les précipitations de cette région et les indices climatiques qui ont connu un changement dans leur évolution temporelle depuis la moitié des années 70. Tandis que les stations situées à l'ouest de la zone d'étude, sont plus influencées

par la direction des précipitations que par le relief, donc par la circulation atmosphérique qui a provoqué la baisse importante des précipitations dans cette région.

➤ *L'existence d'un autre mode de circulation atmosphérique influençant les précipitations du Nord de l'Algérie*

Enfin, à l'issue de ces résultats, nous posons l'hypothèse de la présence d'un autre mode de circulation méditerranéenne pouvant influencer la variabilité pluviométrique du Nord de l'Algérie de manière plus importante que les autres types de circulation. Nous proposons alors un nouvel indice climatique qui exprime la différence de pression entre les deux extrémités Est et Ouest du Nord de l'Algérie, c.-à-d. entre Oran et Annaba par exemple. La position géographique de ces deux points fait que ces deux régions soient soumises à des situations climatiques différentes.

Oran est située à l'extrémité Ouest du bassin méditerranéen, elle est donc soumise aux variations atlantiques et de l'anticyclone des Açores qui entraîne généralement un temps calme et sec. Alors que Annaba est presque une zone de transition entre le bassin Ouest et le bassin Est de la méditerranée qui lui subit l'influence d'ENSO et la mousson asiatique (Rodwell et Hoskins 1996 ; Rodo *et al.*, 1997 ; Price *et al.* 1998 ; Reale *et al.*, 2001 ; Mariotti *et al.*, 2002).

La différence de pression entre ces deux points peut donner naissance à un nouvel indice qui expliquerait mieux la variabilité pluviométrique du Nord de l'Algérie particulièrement celle de la région Est qui n'est influencée par aucun des 4 types de circulation atmosphérique à l'échelle saisonnière.

Ce genre de travaux a déjà été mené dans certaines régions de la méditerranée pour mieux expliquer la variabilité des précipitations qui ne sont pas fortement corrélées à l'indice NAO et l'indice MO développé par conté *et al.* (1989) dans ces régions. Il s'agit notamment des indices de l'oscillation méditerranéenne développés par Brunetti *et al.* (2002), Palutikof *et al.* (2003), Papadopoulos *et al.* (2012), ainsi que Criado-Aldeanueva et Soto-Navarro (2013) (voir section 3.2).

Nous avons tenté dans le cadre de ce travail de définir un indice méditerranéen plus approprié à la variabilité pluviométrique du Nord de l'Algérie. Cet indice représente la différence de pression normalisée au niveau de la mer (SLP) entre les deux extrémités côtières de l'Algérie à proximité d'Oran et Annaba. Les données ont été extraites du site du National center for Atmospheric Research (<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/ncar-sea-level-pressure>).

### 3. Influence de la circulation atmosphérique générale sur la variabilité des précipitations du nord de l'Algérie

Le test de Kendall a été utilisé pour déterminer les corrélations entre les pluies annuelles, mensuelles et les indices de pluies journalières et l'indice climatique proposé que nous appelons « Indice Nord-Algérie ».

A l'échelle annuelle, cet indice est significativement corrélé avec les précipitations des trois régions du Nord-Ouest de l'Algérie (R2, R3 et R6) qui ont connu une baisse significative des précipitations (tableau 3.11).

**Tableau 3.11 :** Coefficients de corrélation entre l'indice Nord-Algérie et le vecteur régional annuel

Régions	Centre R1	Ouest R2	HP ouest R3	Est R4	HP Est R5	Cheliff R6
<b>Indice N-A</b>	-0,15	<b>-0,34</b>	<b>-0,26</b>	-0,20	-0,10	<b>-0,25</b>

A l'échelle mensuelle (tableau 3.12), on relève principalement l'influence significative de l'indice N-A sur les précipitations de la période humide de la région Est (R4) avec des coefficients de corrélation supérieure à 30%. Ce qui n'a pas été mis en évidence par les autres indices climatiques : ENSO, NAO, MO et WeMO.

Cependant, il semble que cet indice n'influence que les régions côtières. La région centre (R1) et Ouest (R2) sont significativement corrélées avec l'indice N-A particulièrement en mois de Novembre et Décembre. Les précipitations mensuelles des régions des hauts plateaux (R3, R5 et R6) ne sont pas corrélées à cet indice.

**Tableau 3.12 :** Coefficients de corrélation entre le vecteur régional mensuel et l'indice climatique Nord Algérie

Mois	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill.	Aout	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
<b>R1</b>	<b>0,34</b>	<b>0,34</b>	0,23	0,12	0,14	0,10	-0,14	<b>0,36</b>	0,14	<b>0,27</b>	<b>0,41</b>	<b>0,49</b>
<b>R2</b>	0,14	0,15	-0,02	-0,17	0,01	0,14	0,11	0,11	0,14	<b>0,27</b>	<b>0,41</b>	<b>0,49</b>
<b>R3</b>	0,06	0,15	-0,16	-0,21	-0,09	0,15	0,10	0,17	-0,08	-0,15	0,11	-0,02
<b>R4</b>	<b>0,45</b>	<b>0,45</b>	<b>0,34</b>	<b>0,32</b>	0,02	0,07	0,02	0,12	0,21	<b>0,32</b>	<b>0,59</b>	<b>0,62</b>
<b>R5</b>	0,20	0,21	-0,04	0,16	-0,05	0,03	0,11	0,10	0,13	0,08	<b>0,37</b>	0,16
<b>R6</b>	0,07	0,07	0,00	-0,07	0,05	0,16	0,03	0,14	-0,05	0,01	0,16	<b>0,33</b>

Finalement l'indice Nord-Algérie n'explique pas la variabilité des précipitations de l'ensemble de la zone d'étude. Ce type de circulation influence uniquement les précipitations saisonnières de la région Est.

A l'issue de ces résultats, d'autres indices peuvent être explorés en modifiant les deux points de pressions entre l'Est et l'Ouest et le Nord et le Sud du bassin méditerranéen. Le choix des deux points dépend aussi d'une bonne connaissance météorologique.

## Synthèse

Cette partie vise à expliquer les tendances observées sur les précipitations du Nord de l'Algérie au cours de la période d'étude 1940-2010 en cherchant des relations avec 4 modes de circulation atmosphérique : ENSO, NAO, MO et WeMO.

Les résultats ont clairement montré qu'ENSO a eu un impact sur la baisse des précipitations annuelles de la partie Nord-Ouest de l'Algérie, ce qui coïncide avec les résultats obtenues par Meddi *et al.* (2010).

A l'échelle saisonnière, les résultats ont mis en évidence l'influence de l'oscillation méditerranéenne (MO) sur les précipitations du Nord de l'Algérie en saison humide ainsi que l'influence de l'oscillation nord atlantique (NAO) a un degré moindre en hiver dans les régions Ouest de la zone d'étude. Cette relation a déjà été démontrée dans d'autres études dans le bassin méditerranéen (Düneloh and Jacobeit 2003; Maheras *et al.* 1999, Salameh 2008; Xoplaki *et al.* 2004; Lopez *et al.* 2010; Brandimarte *et al.* 2011 ; Brunetti, 2002).

La fréquence du nombre de jours de pluie est dans l'ensemble influencée par MO et ENSO en période humide.

Les résultats ont montré aussi que les précipitations pouvaient être simultanément influencées par 2 ou 3 différents types de circulation.

Toutefois les deux régions de la partie Est de la zone d'étude ne montre pas de relation significative avec l'un des modes de circulation atmosphérique.

Plusieurs auteurs ont montré que les indices climatiques sélectionnés dans le cadre de ce travail sont ceux qui influencent le plus la variabilité des précipitations du bassin méditerranéen (Martin-Vide and Lopez-Bustins, 2006; Lopez and Frances, 2010 ; Caloiero *et al.*, 2011, Ferrari *et al.*, 2013, Brunetti *et al.*, 2002; Brandimarte *et al.* 2011 ; Feidas *et al.*, 2007 ; Philandras *et al.*, 2011; Düneloh et Jacobeit, 2003; Salameh, 2008; Xoplaki *et al.* 2004). Cependant les corrélations mise en évidence à travers cette étude restent relativement faibles, voire absentes dans la région Est de la zone d'étude. Ce qui signifie que les pluies moyennes et extrêmes du Nord de l'Algérie sont influencées par d'autres facteurs agissant à différentes échelles spatio-temporelle tels que la topographie ou des facteurs climatiques plus régional ou agissant à des périodes de temps bien distincte.

D'autres investigations ont été proposées pour améliorer ces résultats. Il s'agit d'utiliser d'autres méthodes statistiques ou approches pour mieux mettre en évidence les cohérences entre les pluies et les indices climatiques. Une autre proposition qui concerne l'identification d'un nouvel indice climatique plus approprié aux précipitations du Nord de l'Algérie a été explorée dans le cadre de ce travail. L'indice proposé exprime la différence de pression entre

### *3. Influence de la circulation atmosphérique générale sur la variabilité des précipitations du nord de l'Algérie*

---

les deux extrémités Est et Ouest du Nord de l'Algérie. Cet indice est plus approprié pour expliquer la variabilité saisonnière des pluies de la région côtière Est, et n'influence pas la variabilité des précipitations des autres régions de la zone d'étude.

Partie 04 :

Evaluation de la performance des modèles climatiques  
régionaux d'ENSEMBLES

## 4. Evaluation de la performance des modèles climatiques régionaux d'ENSEMBLES

### Introduction

Cette partie s'intéresse à l'évaluation des performances des modèles climatiques régionaux (MCR). Pourquoi les MCR ? Des études ont montré que ce sont les MCR qui permettent d'évaluer l'impact des changements climatiques à l'échelle régionale ou locale.

Les MCR ont la capacité de reproduire l'évolution de différentes variables du climat dans le passé et le futur entre autre les précipitations, mais avec quelle fiabilité ? C'est ce qu'on verra dans cette partie à travers l'analyse des pluies moyennes et extrêmes du Nord de l'Algérie simulées (passées et futures) par un ensemble de MCR.

Avant d'exposer les résultats, nous présentons un état de l'art sur les modèles climatiques et les différents types qui existent, comment sont-ils construits et validés ; et surtout quels sont les avantages et limites de chaque type de modèle.

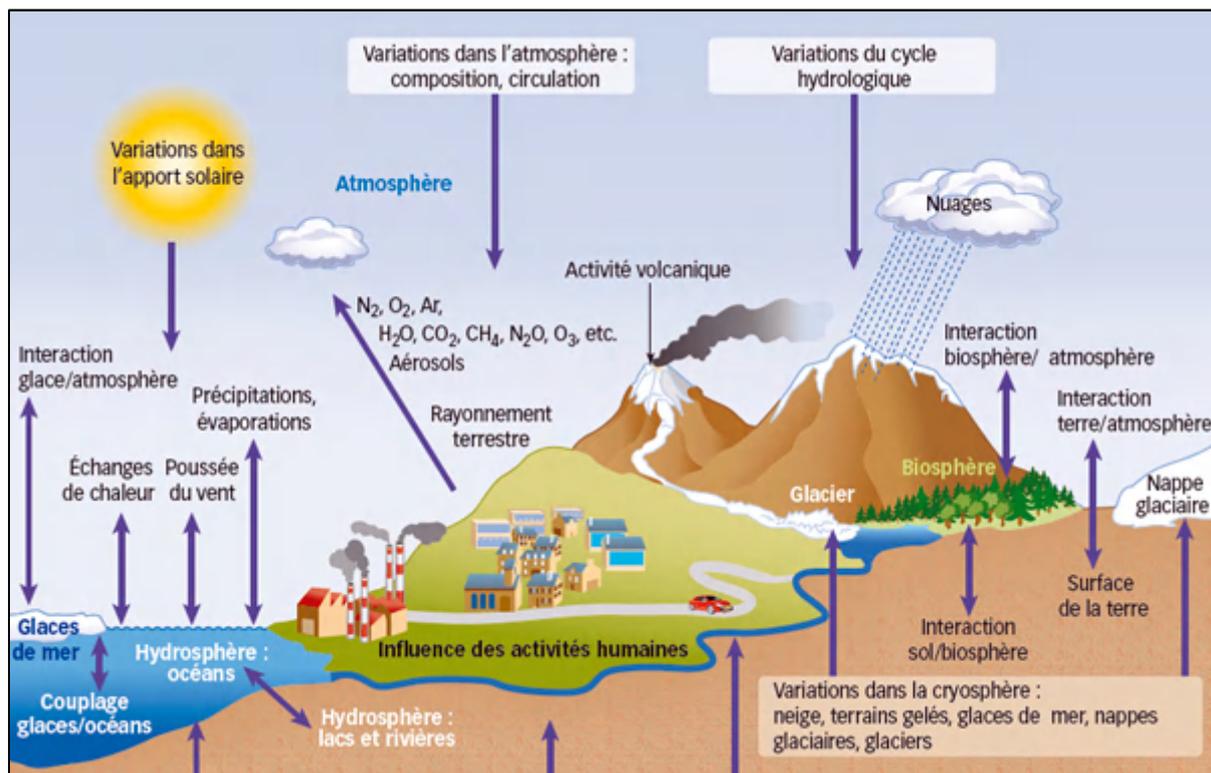
### 4.1. Généralités

#### 4.1.1. Qu'est-ce qu'un modèle climatique

Les modèles climatiques utilisent les lois de la physique, de la mécanique, de la chimie ou de la biologie pour reproduire de manière numérique les principaux modes de fonctionnement du système climatique, c'est-à-dire du système complexe composé par les fluides atmosphériques et océaniques, les glaciers ou la biosphère continentale et marine. Les mouvements atmosphériques et océaniques obéissent aux lois fondamentales de la physique, lesquelles s'expriment via la mécanique des fluides. Les principes de conservation de la masse, de l'énergie et de l'eau se traduisent par des équations mathématiques décrivant sur une sphère les lois du mouvement, de la gravité et de la thermodynamique. Ce sont les équations fondamentales de la mécanique des fluides, qui décrivent l'évolution de la répartition de l'énergie et de l'humidité dans l'espace tridimensionnel par le vent et les courants océaniques, par les échanges et interactions entre les composantes du système climatique, tout en tenant compte des sources (gains) et des puits (pertes) d'énergie et d'humidité dans le système (Coté H. : [www.ouranos.ca](http://www.ouranos.ca)).

Pour modéliser le climat sur de longues périodes, il est nécessaire de prendre en compte l'ensemble des processus qui interagissent avec l'atmosphère. Pour cela, les modèles de

climat sont en général couplés à un modèle de circulation océanique, à un modèle de glace de mer, à un modèle de chimie atmosphérique... Ainsi, pour la modélisation climatique, on fait appel à un ensemble de modèles, nommés Modèles de Circulation Générale (MCG, ou MCG en anglais, ou encore AOMCG pour préciser le lien Océan-Atmosphère). Ces types de modèles très complexes prennent en compte un grand nombre de processus et d'interactions. On les appelle communément « modèles du système terrestre » (Earth system model).

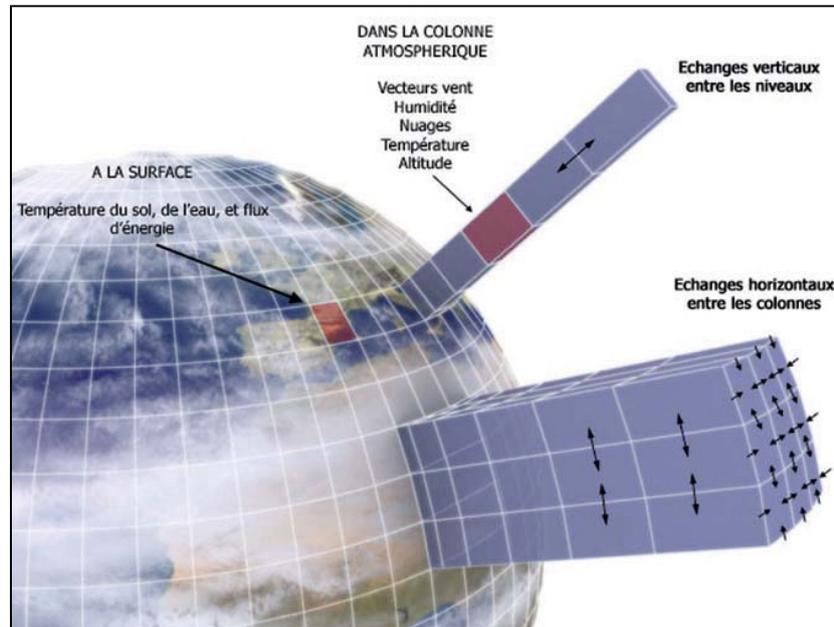


**Fig. 4.1** : Représentation des différents compartiments du système climatique et de leurs interactions (GIEC, 2007)

Les processus qui sont modélisés par les modèles de climat sont notamment les liens entre la banquise, l'océan, l'évaporation à la surface des océans (qui est plus importante que sur les continents) et sa condensation dans l'atmosphère qui conduit à la formation des précipitations (Fig.4.1). Ces précipitations sont elles-mêmes conditionnées par la chimie atmosphérique et la formation des nuages. Les nuages dépendent et influencent le bilan radiatif reçu par la surface terrestre. Les zones continentales sont marquées par de fortes variabilités de l'occupation des sols (neige, forêt, cultures, villes) qui vont répondre différemment aux forçages atmosphériques, et ainsi, renvoyer une quantité d'énergie plus ou moins importante vers l'atmosphère. Elles vont aussi répartir les précipitations en une part variable d'évaporation, d'infiltration vers les nappes ou d'écoulement vers les rivières. Les rivières s'écoulent ensuite

vers les océans où elles influencent la circulation océanique, qui elle-même interagit sur la banquise et l'atmosphère.

Pour représenter ces processus sur l'ensemble du globe, les modèles découpent celui-ci en éléments (ou mailles). Ce découpage se fait dans les trois dimensions afin de couvrir l'étendue spatiale et l'ensemble des couches atmosphériques (Fig. 4.2).



**Fig.4.2** : Principe du découpage en maille utilisé par les modèles atmosphériques. Les mailles recouvrent l'ensemble du globe, avec plusieurs niveaux pour représenter les couches atmosphériques. Les échanges entre les mailles peuvent être latéraux ou verticaux (Source : Habets *et al.*, 2011)

La construction des modèles se fait à travers des équations décrivant tout d'abord les échanges radiatifs entre le Soleil et les différents compartiments de la Terre, ensuite les processus dynamiques de circulation à grande échelle de l'atmosphère et de l'océan.

Une maille de modèle climatique est un carré d'environ 200 km de côté (Fig.4.2). Tous les processus se situant à une échelle inférieure à ce maillage ne peuvent pas être représentés de manière explicite (nuages, végétation, orage...etc.). Les modèles utilisent alors des lois simplifiées, empiriques, que l'on appelle des paramétrisations. La représentation de l'influence moyenne à grande échelle des phénomènes de la petite échelle est appelée *paramétrisation*.

Les phénomènes sous-maille les plus communément paramétrisés par les concepteurs des modèles sont :

- la convection verticale (dont font partie les orages) ;

- la physique des nuages (condensation, collection et collision des gouttes, effet Bergeron, changements de phase, etc.) ;
- les effets radiatifs atmosphériques (rayonnement de la chaleur) ;
- l'interface surface-air :
  - échanges de chaleur et d'humidité entre la surface et l'atmosphère ;
  - frottement et turbulence près du sol ;
- l'effet des montagnes et des irrégularités du terrain :
  - effet de blocage du vent ;
  - ondes atmosphériques en aval des montagnes.

Le choix et l'ajustement des schémas de paramétrisation ont un impact important sur la qualité des prévisions.

Enfin, les modèles sont validés dans des contextes multiples afin de vérifier leur pertinence.

Un modèle est dit valide s'il est capable de reproduire correctement les données observées.

**Une simulation climatique** est le résultat de l'exécution d'un modèle physique de climat pour une période variant de quelques années jusqu'à plus d'un millénaire.

La validité et la légitimité scientifiques des modèles numériques de climat et de leurs prévisions des changements climatiques sont basées sur les confrontations entre les simulations et les données d'observation. Les validations ou plutôt les évaluations des modèles par les données constituent la majeure partie du travail des modélisateurs. Il n'y a pas de méthodologie générale d'évaluation des modèles ; on observe une grande variété de pratiques car on ne valide pas un modèle en général mais sa capacité à rendre compte d'un phénomène climatique particulier.

#### 4.1.2. Types de modèles climatiques

Les modèles physiques de climat se divisent en deux groupes selon l'étendue de leur grille de calcul que l'on appelle domaine d'intégration. Ce sont les modèles climatiques globaux (MCG) et les modèles climatiques régionaux (MCR).

##### 4.1.2.1. Modèles climatiques globaux « MCG »

Comme leur nom l'indique, la grille de calcul des MCG offre une couverture globale c'est-à-dire de la planète entière. Les MCG furent les tout premiers modèles physiques de climat ; ils ne comprenaient à l'époque que la partie atmosphérique du système climatique et ses interactions avec la surface terrestre continentale. Ce genre de MCG est appelé aujourd'hui

modèle de circulation générale atmosphérique (MCGA). Ces derniers, lorsqu'utilisés en mode couplé avec des modèles physiques océaniques deviennent des modèles de circulation générale couplés atmosphère-océan (MCGAO) et constituent la seconde génération de MCG, en opération depuis plusieurs années. Les MCG de troisième génération, utilisés depuis peu, sont des « Earth system model » (ESM). Il s'agit de MCGAO auxquels s'ajoutent les interactions et cycles biogéochimiques. Le cycle du carbone est le seul qui est présentement implanté dans la plupart des modèles. Les recherches s'intensifient afin d'en inclure plusieurs autres. Les ESM sont les tout premiers modèles climatiques pouvant inclure des organismes vivants dans le système climatique.

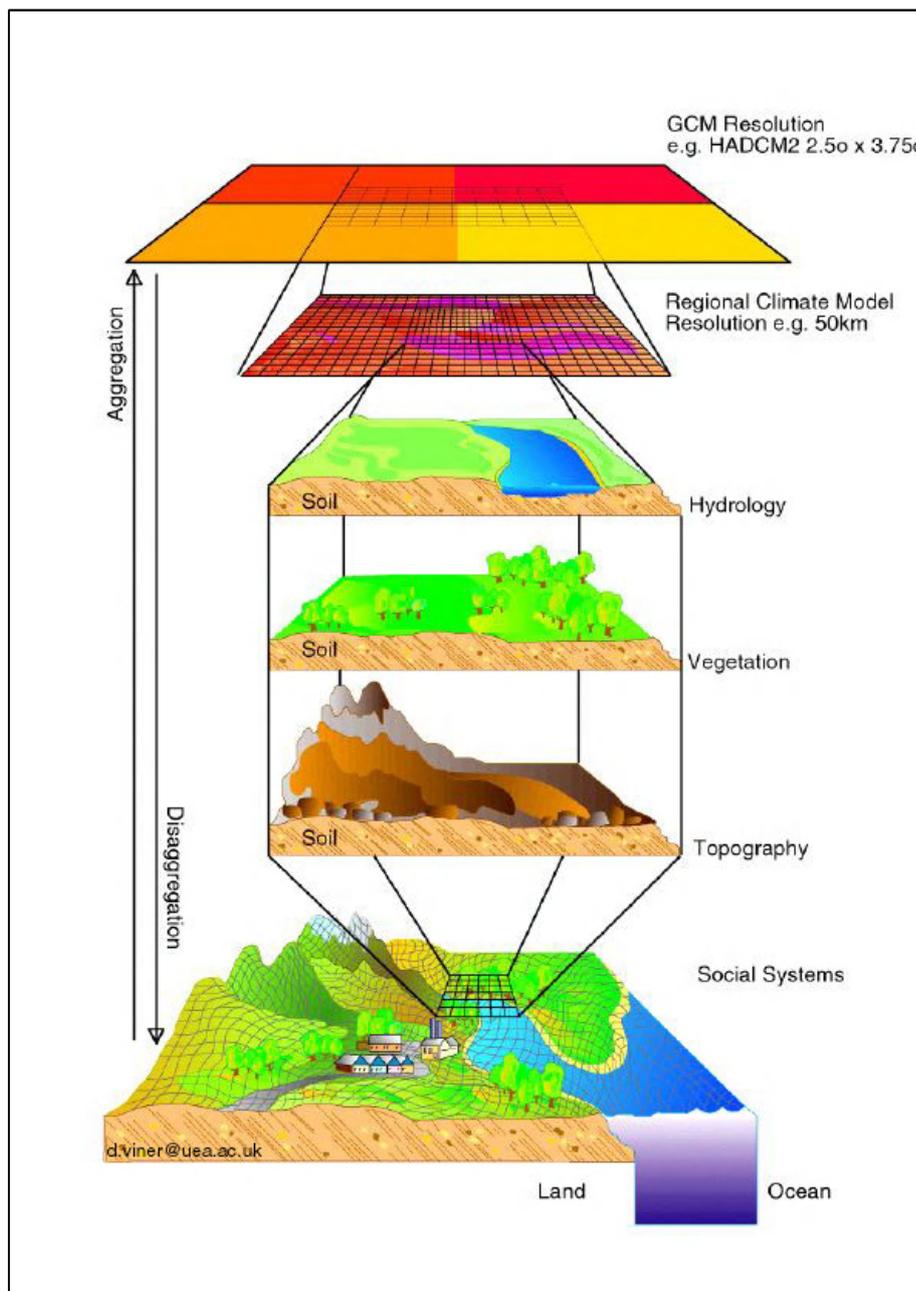
#### **4.1.2.2. Modèles climatiques régionaux « MCR »**

Lorsque le domaine ne couvre qu'une sous-région de la planète, on a affaire à un modèle régional de climat (MCR) à aire limitée. En focalisant sur une partie du globe, l'utilisation de ce type de modèle à aire limitée permet de raffiner la résolution horizontale des simulations climatiques sur une région d'intérêt pour un temps de calcul moindre comparativement à ce que requiert un modèle global de même résolution. Pour rester en lien avec le climat planétaire, les frontières du domaine d'intégration d'un MCR doivent être alimentées par des données climatiques globales provenant d'un MCG ou de réanalyses. Cette procédure s'appelle le pilotage du modèle régional de climat. Les modèles physiques de climat sont complexes et exigent des ressources informatiques importantes. Ils offrent toutefois l'avantage de produire un grand nombre de variables descriptives du climat, cohérentes entre elles en tout point de l'espace et en tout temps.

#### **4.1.3. Techniques du downscaling (désagrégation spatiale ou réduction d'échelle)**

Dans de nombreuses études sur les changements climatiques, les scénarios issus directement de modèles climatiques globaux (MCG) n'ont sans doute pas une résolution spatiale ou temporelle suffisante pour représenter les variations au sein d'une région, à un endroit particulier ou d'un processus spécifique. La résolution spatiale des MCG en particulier signifie que la représentation des caractéristiques de l'orographie et des conditions de surface est exagérément simplifiée par rapport à la réalité, ce qui entraîne la perte de certaines des caractéristiques qui peuvent exercer de profondes influences sur le climat régional. Le besoin de scénarios locaux ou régionaux détaillés des changements climatiques pour les études d'impacts a mené à l'élaboration d'un certain nombre de méthodes pour raffiner ces informations, en général à partir des MCG, en dépit de leurs déficiences à une plus fine

résolution, qui constituent le meilleur moyen existant de déterminer des scénarios du climat futur intrinsèquement homogènes (Hulme *et al.*, 1990; Giorgi et Mearns, 1991; Robock *et al.*, 1993). Ces méthodes appelées les méthodes de réduction d'échelle ou techniques de downscaling ont été conçues pour combler l'écart entre les données que peuvent actuellement fournir les modèles de circulation générale et les données dont ont besoin les chercheurs chargés d'étudier les impacts régionaux (Wilby et Wigley, 1997).



**Fig. 4.3:** Le concept de réduction d'échelle spatiale.  
(Source: David Viner, Climate Research Unit, University of East Anglia, R.U;  
<http://www.cru.uea.ac.uk/> )

Le principe du downscaling consiste à augmenter la résolution spatiale des sorties des MCG afin de prendre en compte la variabilité régionale ou locale liée par exemple à la topographie, ou à l'occupation des sols (Wilby *et al.* 2002 ; Fowler *et al.* 2007). Dans le cas du downscaling mécanistique, les modèles de climats régionaux sont nichés à plus forte résolution spatiale (approximativement 50 km x 50 km), à l'intérieur des mailles de faible résolution des MCG (approximativement 250 km x 250 km). Les MCRs sont ainsi à l'échelle régionale ce que les MCG sont à l'échelle globale : une représentation mécanistique faisant interagir les processus atmosphériques modélisés par les MCG et les variabilités géomorphologiques et physiques de la région.

Le concept de réduction d'échelle spatiale (Fig. 4.3) montre clairement que la résolution des MCG, et dans une certaine mesure des MCR, ne permet pas la représentation de la totalité des processus (comme la topographie, la végétation) qui perturbent le climat local. En établissant des rapports statistiques entre les climats à l'échelle locale et à une plus grande échelle, il est sans doute possible d'incorporer implicitement certains de ces processus.

Classiquement, les méthodes de réduction d'échelle sont de deux types : la *réduction d'échelle dynamique* et la *réduction d'échelle statistique* (Pagé *et al.*, 2008).

#### **4.1.3.1. Réduction d'échelle dynamique**

La réduction d'échelle dynamique est une des méthodes utilisées pour produire des scénarios climatiques à haute résolution. Les systèmes terrestres y sont représentés mathématiquement, un peu comme dans les MCG, mais à une résolution bien plus fine que les modèles climatiques mondiaux typiques. Contrairement à ces derniers, la réduction d'échelle dynamique est utilisée pour comprendre la dynamique d'une partie seulement de la surface terrestre. Elle est donc nettement plus complexe que les méthodes de base et, pour être utilisée correctement en un lieu donné, elle requiert une quantité considérable de données d'observation et d'analyses de sensibilité.

Les modèles climatiques à aire limitée, appelés aussi modèles régionaux de climat (MCR) à grilles emboîtées, constituent probablement la méthode de réduction d'échelle dynamique la plus largement utilisée. Ils sont, en effet, les moins coûteux de leur catégorie en moyens informatiques et de ce fait les plus accessibles. Leur hypothèse de base (Giorgi, 2008) repose sur le fait que le MCGOA simule la réponse de la circulation générale à des forçages à grande échelle (par exemple, forçage radiatif GES) alors que le MCR à grilles emboîtées simule l'effet des forçages régionaux à une échelle inférieure à celle du MCG (par exemple,

topographie). Ils consistent à réaliser des simulations à haute résolution sur uniquement une région donnée, dite région d'intérêt. Les modèles à aire limitée nécessitent la connaissance à chaque instant des conditions aux bords de leur domaine d'intégration. Celles-ci sont fournies par le modèle dit de forçage qui est en général un MCGOA. Cette dépendance des modèles climatiques à aire limitée d'un modèle de forçage, constitue leur limitation principale.

#### **4.1.3.2. Réduction d'échelle statistique**

La réduction d'échelle statistique est une autre méthode de réduction d'échelle qui produit des scénarios climatiques à résolution fine. Pour cette technique, on formule des relations statistiques entre les variables atmosphériques à grande échelle (p. ex. sorties MCG) et les variables locales (p. ex. observations des stations météorologiques).

Les méthodes de réduction d'échelle statistiques (Hewitson et Crane, 2006) incorporent les techniques de typologie météorologique, les fonctions de transfert ou régression et les générateurs stochastiques de données météorologiques. Leur technique consiste à établir une relation statistique reliant une ou plusieurs variables caractérisant l'état de l'atmosphère à grande échelle (champs de grande échelle comme le géopotential à 500hPa) dites variables « prédictives » ou « prédicteurs » à une ou plusieurs variables climatiques locales (comme les précipitations ou la température en un lieu donné) dites variables prédites ou prédictands. Cette relation, ou modèle statistique, établie sur les observations (pour les variables prédites et les réanalyses pour les champs de grande échelle) est ensuite utilisée pour dériver les variables climatiques locales (ou régionales) à partir de champs de grande échelle simulés par un modèle climatique à faible résolution.

#### **4.1.4. Limites des modèles climatiques et incertitudes**

Comme le suggèrent différentes recommandations et différents documents préparés par le GIEC (Wilby *et al.*, 2004; Mearns *et al.*, 2003), les données sur les changements climatiques nécessaires aux nombreuses études sur les impacts sont à une échelle spatiale beaucoup plus fine que celle des MCG. C'est pourquoi, les modèles climatiques régionaux (MCR) ont été conçues ces dernières années pour obtenir des données sur les changements climatiques à plus haute résolution. Les tableaux (4.1 et 4.2) résument les principaux avantages et les limites de chaque méthode (MCG et les techniques de réduction d'échelle).

**Tableau 4.1** : Avantages et limites d'un modèle climatique globale

Modèle climatique global	
Avantages	Limites
Informations uniformes sur le plan physique, longues simulations, nombreuses variables et données facilement utilisables	Données à échelle trop grossière pour être utilisées directement dans les modèles d'impact nécessitant des données climatiques régionales ou locales, caractéristiques quotidiennes manquant le plus souvent de réalisme, sauf pour les très grandes régions, coûteux en terme de temps de calcul, des biais dans les simulations de « contrôle » encore importants au-dessus des conditions de surface hétérogènes.

Puma et Gold (2011) ont résumé les avantages et les inconvénients des techniques de réduction d'échelle comme présentés dans le tableau (4.2).

**Tableau 4.2** : Avantages et inconvénients des techniques de réduction d'échelle dynamique et statistique

Réduction d'échelle dynamique	
Avantages	Inconvénients
<ul style="list-style-type: none"> <li>● Les informations climatiques sont tirées de modèles basés sur des processus physiques.</li> <li>● Les variables climatiques sont disponibles à des résolutions spatiales et temporelles fines.</li> <li>● On dispose d'un grand nombre de variables climatiques.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>● Coût des calculs</li> <li>● Les questions de paramétrisation sont compliquées et dépendent de l'échelle.</li> <li>● Les résultats dépendent des spécifications du domaine.</li> </ul>
Réduction d'échelle statistique	
Avantages	Inconvénients
<ul style="list-style-type: none"> <li>● Faible coût des calculs par rapport aux méthodes de réduction d'échelle dynamiques</li> <li>● Génère des informations à haute résolution ou sur des maillages non uniformes</li> <li>● Applicables aux sorties de multiples MCG afin de fournir un éventail de prévisions climatiques futures</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>● On ignore si les relations statistiques dérivées du climat actuel resteront les mêmes pour les conditions climatiques futures (Wilby <i>et al.</i>, 2004).</li> <li>● Demandent souvent des observations quotidiennes.</li> </ul>

#### Les principales sources d'incertitude dans les prévisions des modèles

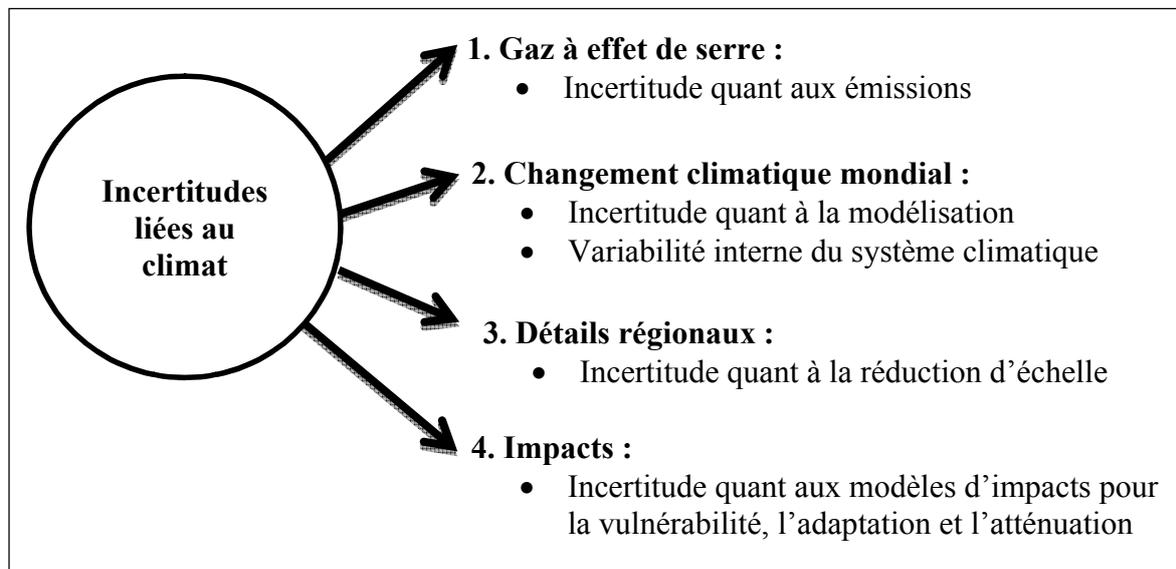
En général, les incertitudes liées aux prévisions climatiques modélisées proviennent des incertitudes quant aux futures émissions de GES et des incertitudes dues à la modélisation et à la variabilité interne du système climatique.

**Incertitudes quant aux futures émissions de GES** : cette source d'incertitude est sans doute la plus connue des gestionnaires de projet et des décideurs. Il s'agit des incertitudes relatives à certaines hypothèses clés sur les relations entre populations futures, développement socio-économique et avancées techniques pouvant influencer sur les émissions de gaz à effet de serre.

**Incertitudes dues à la modélisation** : il arrive que les modèles prédisent différentes modifications climatiques pour les mêmes forçages ; ces différences entre modèles sont dues aux représentations mathématiques variables du système terrestre d'un modèle à l'autre.

**Variabilité interne du système climatique** : cette incertitude est liée aux fluctuations naturelles du climat, indépendamment des forçages radiatifs du système terrestre. Les fluctuations sont importantes pour les gestionnaires de projet, comme l'ont montré Hawkins et Sutton (2009), car elles pourraient inverser les tendances climatiques à long terme.

le schéma suivant (Fig. 4.4) reprend les principaux éléments qui entrent dans l'élaboration de scénarios climatiques (GES, changement climatique mondial, détails régionaux, impacts) ainsi que les sources d'incertitude qui leur sont associées (Mearns *et al.*, 2003, Quintana Segui *et al.*, 2009).



**Fig. 4.4** : Principales sources d'incertitude à prendre en compte lors de l'élaboration de scénarios climatiques (Mearns *et al.*, 2003, Quintana Segui *et al.*, 2009)

## 4.2. Modélisation climatique des précipitations en Méditerranée

Dans la région Euro-méditerranéenne, la modélisation des précipitations moyennes et extrêmes (ainsi que d'autres variables du climat) par les modèles climatiques régionaux a fait l'objet de plusieurs projets, nous citons :

- le projet PRUDENCE (Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects : <http://prudence.dmi.dk> ) qui a pris fin en 2004,
- le projet STARDEX (Statistical and Regional dynamical Downscaling of Extremes for European regions) se basant sur les simulations réalisées dans le cadre de PRUDENCE (<http://www.cru.uea.ac.uk/projects/stardex/> ) qui a pris fin en 2005,
- le projet ENSEMBLES (ENSEMBLE-based Predictions of Climate Changes and their Impacts : <http://www.ensembles-eu.org/> ) qui a pris fin en 2009,
- le projet CORDEX (COordinated Regional climate Downscaling EXperiment : <http://www.medcordex.eu>) qui succède au projet ENSEMBLES.

Ces projets ont permis de construire des données simulées passées et futures pour un ensemble de variable climatique (pluie, température, pression....) issues des sorties de MCRs.

L'évaluation de l'impact des changements climatiques sur la variabilité hydrologique du bassin méditerranéen par le biais de modèles climatiques a été beaucoup plus menée sur les bassins en France (Quintana Seguí *et al.*, 2010), en Espagne (Majone *et al.*, 2012), en Italie (Senatore *et al.*, 2011) et à l'échelle du bassin méditerranéen (Sanchez-Gomez *et al.*, 2009; Dubois *et al.*, 2012; Milano *et al.*, 2012, 2013), mais peu d'études se sont intéressés dans les détails à l'Afrique du Nord.

L'analyse des performances des MCR par l'inter-comparaison des pluies simulées et observées montre des résultats différents voire contradictoires entre les simulations des pluies du Nord et du Sud de l'Europe ainsi que dans la région méditerranéenne. La méthode du biais est la plus souvent utilisée dans l'inter-comparaison.

Giorgio et Lionello (2008) ont analysé les simulations des modèles climatiques du projet PRUDENCE sur les précipitations des différentes régions du bassin méditerranéen (Nord, Sud, Est, Ouest, Centre). Les biais calculés sur la période 1961-1980 montrent une sous-estimation des précipitations pour l'ensemble des régions (excepté la région Est) de septembre à mai qui ne dépasse pas 30% et une surestimation de plus de 40% des précipitations en été (juin, juillet, août) pour la région Ouest, et plus de 60% pour la région Sud. Les projections futures des précipitations indiquent une réduction des précipitations jusqu'à -15% pour la

saison humide (septembre à mai) et -30% en été à l'horizon 2100 qui touchera plus la partie sud que nord de la méditerranée.

Servat *et al.* (2007) ont comparé des données simulées de précipitations issues des modèles climatiques globaux avec les données observées du bassin méditerranéen sur la période 1950-2000 et ont mis en évidence le manque de fiabilité des données fournies par les MCR qui s'éloignent beaucoup de la réalité du fait qu'elles ne reproduisent pas la variabilité interannuelle ni même intra-annuelle des précipitations. De plus, la multiplicité des résultats issus des différentes combinaisons entre modèles climatiques et scénarios d'émission de gaz à effet de serre fait qu'il est difficile de définir une tendance générale d'évolution des précipitations sur le bassin méditerranéen pour le 21<sup>ème</sup> siècle.

Ceglar *et al.* (2014) ont évalué la capacité des modèles ENSEMBLES à reproduire les précipitations annuelles et saisonnières dans les différentes régions climatiques de la Slovénie et ont montré que ces modèles ont tendance à sous-estimer les pluies d'automne d'hiver et de printemps et à surestimer les pluies d'été.

Beniston *et al.* (2007) ont mis en évidence comment les pluies extrêmes vont changer d'ici la fin du 21<sup>ème</sup> siècle en Europe selon les MCR du projet PRUDENCE. Une augmentation des fortes pluies d'hiver est prévue au nord et au centre de l'Europe alors qu'une diminution est prévue dans le sud. Les fortes pluies d'été vont augmenter au nord-est de l'Europe et diminuer au Sud. Tous les MCR prédisent une sécheresse précoce et prolongée en Méditerranée.

Herrera *et al.* (2010) ont évalué les pluies moyennes et extrêmes simulées par 10 MCR d'ENSEMBLES sur la période 1960-2000 à une résolution de 25 km sur les différentes régions d'Espagne. Les résultats montrent une bonne représentation des régimes moyens et du cycle annuel observés. La fréquence des jours de pluies est surestimée par tous les modèles, ce qui conduit à une mauvaise estimation des périodes humides et sèches. La quantité de précipitations relative aux événements extrêmes est par contre sous-estimée par les MCR. Ils ont aussi montré que l'utilisation d'ensemble multi-modèle (moyenne de 5 MCR) améliore les résultats des modèles individuels, c-à-d que la moyenne des pluies simulées par un groupe de modèles se rapproche plus des observations que la pluie simulée par un seul modèle.

Zanis *et al.* (2008) ont évalué les pluies simulées de 9 MCR de PRUDENCE sur les périodes 1961-1990 et 2071-2100 en Grèce. Les résultats montrent que la plupart des modèles sous-estime les précipitations en hiver de 25 à 55%, ce qui est gênant car c'est la période de pluie majeure, alors qu'en été, quand il pleut le moins, les MCR montrent de faibles différences avec les observations, mais le pourcentage de biais reste élevé particulièrement dans les sous-régions maritimes et Sud probablement en raison des faibles pluies en été dans le sud de la

Grèce. En moyenne les 9 MCR simulent une baisse des précipitations futures d'environ 14,2% en hiver, 57,3% en été et 15,8% pour toute l'année.

Coppola et Giorgi (2010) ont également évalué les pluies simulées des MCR-PRUDENCE sur les périodes 1961-1990 et 2071-2100 en Italie. Les résultats mettent en évidence une sous-estimation des précipitations sur l'ensemble de l'Italie. Au sud de l'Italie, un biais négatif de 29,7% est observé en hiver et un biais positif de 40% est enregistré en été. Les projections futures montrent une baisse des précipitations en été sur toute l'Italie (jusqu'à -40%) alors que les pluies d'hiver vont augmenter au Nord de l'Italie et diminuer au Sud.

En Afrique du Nord il existe très peu d'études qui s'intéressent aux sorties de modèles climatiques. Tramblay *et al.* (2012) ont évalué la performance des modèles climatiques régionaux « ENSEMBLE » sur les pluies annuelles et extrêmes passées et futures du Maroc. Ils ont mis en évidence une grande variabilité dans la performance des MCR à reproduire le cycle saisonnier et les précipitations extrêmes des différentes stations. Les projections futures des pluies extrêmes indiquent une diminution de 12% pour la période 2070-2099 alors qu'une grande variabilité entre les modèles est observée pour la période 2020-2050. Dans l'ensemble, il y'a une bonne convergence de modèle vers une diminution pour les stations de l'Atlantique, tandis que pour les stations de la Méditerranée, les changements prévus sont difficile à évaluer en raison de la grande variabilité entre les modèles.

Khomsî (2014) a évalué les sorties de 5 modèles climatiques d'ENSEMBLE sur la période 1962-2000, en analysant les simulations de la variabilité intra-annuelle des cumuls et des extrêmes de précipitations par saison dans deux bassins du Maroc. Les résultats ont montré que les modèles ICTP et CNRM reproduisant le total des précipitations et les dates des événements extrêmes en hiver aux stations des bassins du Bouregreg et du Tensift respectivement. Les simulations sur la période 2022-2060 montrent que ces mêmes modèles tendent vers des hivers plus humides avec plus d'événements pluvieux. En été les modèles s'accordent sur la hausse des pluies à Marrakech et Agadir, le modèle CNRM tend vers des étés plus humides avec plus d'événements pluvieux forts alors que le modèle ICTP projette des tendances générales plus sèches et moins d'événements forts sur plusieurs stations.

En Tunisie, Bargaoui *et al* (2014) ont évalué les sorties de 6 modèles d'ENSEMBLE par rapport à la distribution du cycle annuel de précipitations et la fréquence des précipitations. Pour la période de contrôle 1961-2000, les caractéristiques des régimes saisonniers sont bien

reproduites par tous les modèles. Il se trouve que les modèles sous-estiment les précipitations saisonnières en moyenne de 20%. L'écart entre les résultats des modèles et des observations dépend de la saison. Pour le futur (2010-2050 et 2051-2090), les différents modèles ne prévoient pas d'importantes modifications dans les distributions saisonnières de l'automne et l'été, alors que pour l'hiver et le printemps, tous les modèles prévoient une diminution significative des précipitations.

### **4.3. Evaluation des sorties de modèles climatiques ENSEMBLES sur les précipitations du Nord de l'Algérie**

#### **4.3.1. Description du Projet ENSEMBLES**

Le projet ENSEMBLES est une initiative de la Communauté européenne financée dans le cadre du 6<sup>ème</sup> programme-cadre de la Commission européenne. Il s'agit d'un projet sur cinq ans lancé en septembre 2004, dont les objectifs principaux sont :

- développer un système de prévision d'ensemble pour le changement climatique fondé sur les plus récents modèles régionaux et globaux à haute résolution du système terrestre développés en Europe, validés sur des ensembles de données maillées à haute résolution de qualité contrôlée pour l'Europe, pour produire pour la première fois une estimation probabiliste objective de l'incertitude du climat futur à des échelles de temps saisonnières à décennales, et jusqu'à centennales,
- quantifier et réduire l'incertitude dans la représentation des rétroactions physiques, chimiques, biologiques et humaines dans le système terrestre (y compris les ressources en eau, l'utilisation des terres et les rétroactions du cycle du carbone),
- optimiser l'exploitation des résultats en reliant les sorties du système de prévision d'ensemble pour une gamme d'applications comprenant l'agriculture, la santé, l'énergie, les ressources en eau et les assurances ainsi que la gestion des risques climatiques.

La valeur ajoutée des résultats du projet ENSEMBLES provient de l'utilisation de meilleurs modèles, du développement de techniques nouvelles et meilleures pour analyser et diffuser les projections climatiques et leurs incertitudes, et de la démonstration de la façon dont cette information peut être appliquée dans les études d'impact. Les améliorations sont par exemple une meilleure performance de la prévision saisonnière et, pour la première fois, la production de projections probabilistes multi-décennales du changement climatique pour l'Europe.

Le projet ENSEMBLES s'est terminé en 2009. Immédiatement, un nouveau projet majeur a été lancé : **CORDEX**, qui est un projet international du WCRP (World Climate Research Programme).

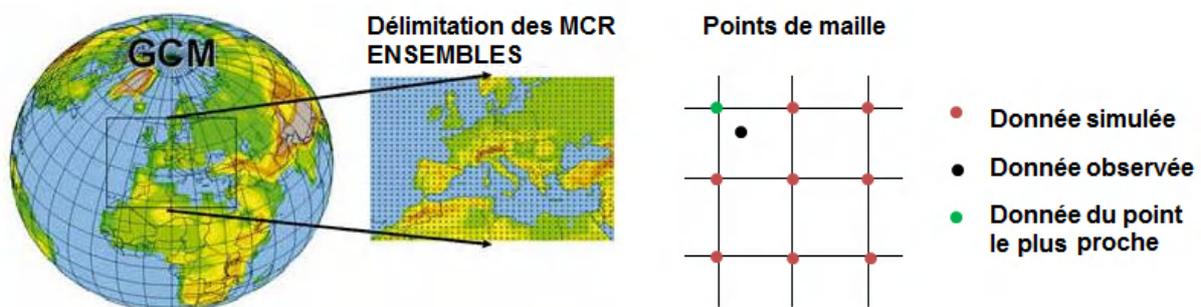
Dix modèles régionaux du projet ENSEMBLES (tableau 4.3) ont été utilisés dans le cadre de notre étude où deux modèles sont développés par deux institutions différentes (ALADIN et CLM).

**Tableau 4.3** : Nom et origine des modèles régionaux de climat (MCR), et leur acronyme

MCR	Institution	Acronyme
HIRAM	Danish Meteorological Institute (DMI)	DMI
RCA	Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI)	SMHI
HadRM3.0	UK Met Office, Hadley Centre for Climate Prediction and Research (HC)	HC
ALADIN	Météo-France (CNRM) Czech Hydrometeorological Institute (CHMI)	CNRM CHMI
REMO	Max-Planck-Institute for Meteorology (MPI)	MPI
CLM	Swiss Institute of Technology (ETHZ) GKSS Forschungszentrum Geesthacht GmbH (GKSS)	ETHZ GKSS
ReMCG	The Abdus Salam Intl. Centre for Theoretical Physics (ICTP)	ICTP
RCA3	Instituto Nacional de Meteorologia (INM)	INM
PROMES	Universidad de Castilla La Mancha (UCLM)	UCLM
CMCR	OURANOS	OURANOS

Les modèles climatiques utilisés fournissent des données de pluies journalières simulées à haute résolution (25-50 Km) sur la période 1961-2000.

Dans ce travail nous allons comparer les pluies moyennes et journalières observées et simulées par les 10 modèles à une résolution spatiale de 50 x 50 km. Pour ce faire, on extrait la valeur de la pluie du point de maille le plus proche à la station observée pour obtenir la pluie simulée par le MCR (fig.4.5).



**Fig. 4.5** : Représentation des points de maille des modèles climatiques régionaux

L'intérêt d'évaluer tous les modèles du projet ENSEMBLES est d'identifier le modèle qui reproduit le mieux la variabilité interannuelle des cumuls annuels d'une part, et, le nombre de jours pluvieux d'autre part. Si un choix est arrêté sur le meilleur modèle de simulation, ce

dernier sera utilisé pour l'analyse des projections futures des précipitations moyennes et des extrêmes en particulier.

L'évaluation de la performance des modèles à reproduire les pluies observées est opérée par **la méthode du biais** qui consiste en la différence de moyennes entre les pluies simulées et observées par rapport aux pluies observées. Il permet d'évaluer l'écart des pluies simulées aux observations.

$$= \frac{\text{---}}{\text{---}}$$

#### 4.3.2. Analyse des pluies interannuelles et saisonnières simulées

Dans un premier temps, une comparaison entre les cumuls de pluies annuelles observées et simulées a été effectuée. Il apparaît que les pluies annuelles sont sous-estimées par l'ensemble des modèles à Alger, Tenes et Annaba alors qu'ils sont surestimées à Oran et Constantine (tableau 4.4). Les MCR reproduisent différemment la variabilité temporelle des précipitations au sein d'une même station (certains modèles sous-estiment les pluies alors que d'autres les surestiment) et ne respectent pas souvent la variabilité spatiale des précipitations (par exemple les pluies annuelles simulées à Annaba et Oran par le modèle Ouranos sont respectivement de 540 mm et 697 mm, alors qu'en réalité Annaba reçoit le double des quantités de pluies d'Oran).

Le modèle ICTP se démarque clairement par une surestimation très importante des pluies annuelles pour toutes les stations, allant jusqu'à 162% à Constantine. Les deux modèles SMHI et INM sous-estiment assez fortement les pluies sauf à Oran et Constantine. Les variabilités interannuelles des cumuls sont dans l'ensemble bien reproduites avec des coefficients de variation qui se rapprochent des observations.

L'intérêt de prendre plusieurs jeu de données simulées permet de prendre compte des incertitudes qui peuvent être liées à la faible densité des stations d'observation ou encore à l'interpolation de station à l'échelle de la grille, d'où l'importance des écarts entre les valeurs simulées et observées (tableau 4.4).

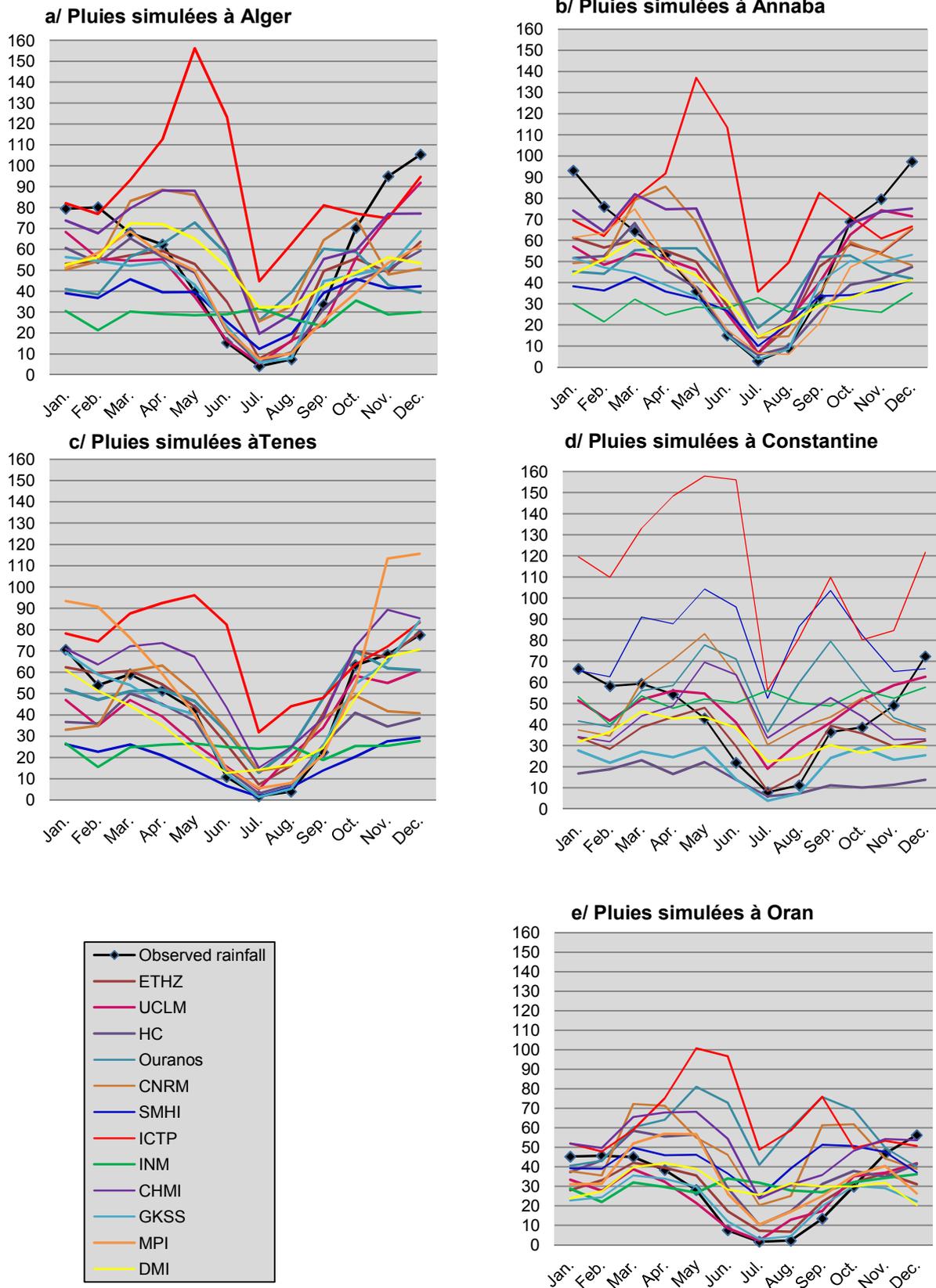
Les modèles qui donnent les résultats les moins biaisés sont DMI et CNRM à Alger, CNRM et CHMI à Annaba, ETHZ et DMI à Oran, GKSS et Ouranos à Ténès, DMI et CHMI à Constantine. Ce choix a été basé sur un modèle qui surestime le moins et un autre qui sous-estime le moins.

**Le cycle saisonnier** simulé par les MCR (fig. 4.6) montre clairement que ces derniers ont tendance à sous-estimer es précipitations en période humide et surestimer la période sèche. Ce

constat a été relevé par d'autres études en Méditerranée (Bargaoui *et al.*, 2014 ; Ceglar *et al.*, 2014 ; Zanis *et al.*, 2008 ; Coppola et Giorgi, 2010). L'origine des fortes pluies du Nord de l'Algérie n'est pas uniquement liée à la circulation générale mais aussi au relief, ce qui fait que les pluies de la période humide sont sous-estimées par les modèles, car l'effet orographique de méso-échelle n'est pas pris en compte dans les modèles climatiques. Aussi les pluies convectives qui se manifestent à une échelle fine (10 à 15 km) ne sont pas reproduites de façon explicite mais statistique par les modèles climatiques qui ont un maillage de plusieurs centaines de kilomètres. De ce fait chaque modèle régional représente à sa manière les systèmes convectifs après la réduction d'échelle. Nous pouvons donc constater que la moyenne des biais des modèles qui sous-estiment les précipitations des cinq stations est plus importante à Annaba et Constantine situées à l'Est du pays, région connue pour son relief accentué.

Le cycle saisonnier simulé par les différents modèles pour la station d'Alger montre qu'à l'exception des modèles ICTP et INM les autres MCR reproduisent dans l'ensemble une structure en phase avec les observations (Fig.4.6). Le constat est pratiquement le même pour Annaba et Tènes. A Oran et Constantine les pluies simulées par les MCR s'écartent fortement des observations (particulièrement en saison sèche) excepté pour les modèles GKSS, ETHZ, UCLM et CNRM.

Cette forte différence entre les pluies simulées de la période humide et les pluies simulées de la période sèche influence la variabilité des cumuls annuels, ainsi que le choix du modèle. Il est donc plus convenable de comparer les données simulées et observées de la période humide seulement (octobre à mai).



**Fig. 4.6** : Cycle saisonnier des pluies simulé par les MCR sur la période 1961-2000 à Alger (a), Annaba (b), Tenes (c), Constantine (d) and Oran (e); en mm.

**Tableau 4.4** : Evaluation des pluies annuelles simulées par les MCR sur la période 1961-2000  
(en gras: valeurs les moins biaisées, en gris: valeurs négatives)

Stations	Alger			Annaba			Oran			Tenes			Constantine		
Parameter	Moy. mm/an	Cv %	Bias%	Moy. mm/an	Cv %	Bias%									
<b>Observations</b>	660	30		628	25		360	30		526	35		518	27	
<b>Models</b>															
<b>ETHZ</b>	553	31	-16	563	25	-10	331	41	<b>-8</b>	586	29	12	384	32	-26
<b>UCLM</b>	556	25	-16	559	21	-11	308	25	-14	444	27	-15	561	20	8
<b>HC</b>	508	28	-23	441	25	-30	453	34	26	369	31	-30	171	27	-67
<b>Ouranos</b>	596	19	-10	540	16	-14	697	20	94	558	16	<b>6</b>	661	17	27
<b>CNRM</b>	718	24	<b>9</b>	597	28	<b>-5</b>	569	30	58	475	27	-10	593	21	14
<b>SMHI</b>	427	30	-35	389	25	-38	507	29	41	215	31	-59	963	21	86
<b>ICTP</b>	1079	23	63	920	22	47	768	29	113	854	23	63	1358	23	162
<b>INM</b>	345	31	-48	342	26	-46	362	27	<b>1</b>	291	34	-45	619	22	19
<b>CHMI</b>	775	26	17	718	23	<b>14</b>	604	26	68	717	23	36	531	22	<b>3</b>
<b>GKSS</b>	509	32	-23	436	26	-31	266	34	-26	515	29	<b>-2</b>	257	34	-50
<b>MPI</b>	505	22	-23	509	21	-19	408	28	14	693	23	32			
<b>DMI</b>	635	23	<b>-4</b>	456	17	-27	369	22	3	469	17	-11	402	18	<b>-23</b>

**Tableau 4.5** : Estimation du biais (%) entre les pluies totales observées en période humide (Octobre-Mai) et simulées par les MCR sur la période 1961-2000. (en gras: valeurs les moins biaisées, en gris: valeurs négatives)

Stations	ETHZ	UCLM	HC	Ouranos	CNRM	SMHI	ICTP	INM	CHMI	GKSS	MPI	DMI	Moy. biais (-)
<b>Alger</b>	-25,8	-17,7	-26,7	-31,3	<b>-10,7</b>	-45,0	27,9	-61,0	<b>1,8</b>	-28,7	-26,7	-20,6	-29,4
<b>Annaba</b>	-18,9	-18,1	-32,4	-30,1	<b>-13,1</b>	-47,6	12,5	-60,4	<b>3,3</b>	-35,1	-19,4	-36,5	<b>-31,2</b>
<b>Oran</b>	<b>-9,6</b>	-12,9	18,9	45,8	35,6	15,7	58,9	-21,5	49,5	-26,0	<b>7,5</b>	-17,3	-17,5
<b>Tenes</b>	<b>2,1</b>	-24,2	-34,5	-9,3	-23,2	-61,5	33,2	-59,2	22,3	<b>-3,3</b>	32,2	-17,7	-23,4
<b>Constantine</b>	-34,2	<b>-2,8</b>	-69,9	-6,1	<b>-5,5</b>	41,7	116,5	-6,4	-23,3	-52,8	-100	-35,1	<b>-33,6</b>

Le tableau 4.5 présente tous les biais calculé entre les pluies observées et simulées de la saison humide durant la période de contrôle 1961-2000. Il apparait que le Modèle ICTP surestime fortement les pluies de la période humide, alors que les autres modèles les sous-estiment. Les modèles les moins biaisés sont CNRM et CHMI à Alger et Annaba, ETHZ et MPI à Oran, ETHZ et GKSS à Ténès, UCLM et CNRM à Constantine.

**Les modèles qui reproduisent mieux les pluies totales de la saison humide sont CHMI, CNRM, et ETHZ.**

En été, les biais sont très élevés (tableau 4.6), la majorité des modèles surestiment fortement les pluies en période sèche alors que certains d'eux sont performants durant la période humide (ex : CNRM et CHMI). Les modèles HC, SMHI et GKSS sont les seuls à sous-estiment les pluies d'été (tableau 4.6).

**Tableau 4.6** : Estimation du biais (%) entre les pluies d'été observées et simulées par les MCR sur la période 1961-2000. (En gris: valeurs négatives)

Stations	ETHZ	UCLM	HC	Ouranos	CNRM	SMHI	ICTP	INM	CHMI	GKSS	MPI	DMI
Alger	119	42	38	360	341	114	761	227	307	37	47	334
Annaba	105	103	15	237	154	114	642	225	194	3	13	147
Oran	179	110	407	1457	719	800	1731	740	878	71	379	665
Ténès	197	149	49	315	276	-15	847	344	400	15	70	162
Constantine	33	124	-34	309	223	474	617	283	243	-39		108

*Au départ, nous avons supposé l'existence d'un seul modèle capable de reproduire la variabilité des précipitations du Nord de l'Algérie mais le constat est différent. Chaque station pluviométrique est expliquée par un modèle différent d'une autre station excepté pour Alger et Annaba. Dans l'ensemble, le choix pourrait porter sur les modèles CNRM qui reproduit la variabilité des précipitations annuelles du Nord-Est du pays (Alger, Annaba et Constantine) et le modèle ETHZ qui reproduit la variabilité du Nord-Ouest (Tènes et Oran).*

### 4.3.3. Analyse des pluies extrêmes simulées

L'analyse des pluies extrêmes simulées sur la période 1961-2000 a été effectuée par la comparaison du nombre d'évènements pluvieux observés et simulés aux trois seuils suivants :

- 90<sup>ème</sup> percentile
- $P \geq 10\text{mm}$
- $P \geq 20\text{mm}$

Le choix a porté sur ces trois critères seulement dans le but d'obtenir un échantillon avec un nombre d'évènements suffisant pour une comparaison statistiquement significative.

Toutefois avant d'évaluer la performance des modèles sur ces trois critères, nous devons analyser d'abord la tendance du nombre de jour de pluie observé et simulé de chaque critère sur la période 1961-2000.

#### 4.3.3.1. Tendance de la fréquence des jours de pluies observées et simulées durant la période 1961-2000

Le test de Mann-Kendall est utilisé pour évaluer la signification de la tendance, et la pente de Sen pour déterminer l'amplitude de la tendance.

Dans l'ensemble, nous relevons l'absence de tendance significative dans les séries observées et simulées durant la période 1961-2000. Les signes de tendance des séries observées sont négatives à Alger, Oran et Ténès et positives à Annaba et Constantine. Une tendance négative significative est observée seulement à Ténès avec une amplitude de 1,1 jour/10ans pour le 90<sup>ème</sup> percentile (tableau 4.7) et 2,5 jours/10 ans pour les pluies supérieures à 10 mm (tableau 4.8), ce qui coïncide avec les résultats mis en évidence dans la partie 2 qui montrent une réduction significative de la fréquence des jours pluvieux de la classe 10-20mm.

Concernant la fréquence des jours de pluie du 90<sup>ème</sup> percentile (tableau 4.7), il apparaît que les tendances simulées par les modèles CHMI et GKSS coïncident avec la tendance observée à Alger (-0,7 jr/10 ans). À Annaba, le modèle CNRM indique une augmentation de la fréquence des jours pluvieux d'environ 1 jr/10 ans. Le modèle ICTP montre une tendance similaire à celle observée (0,6 jr/10 ans). À Oran, le modèle Ouranos indique une tendance à la hausse de 1 jr/10 ans, alors que les autres modèles suivent plus ou moins la tendance de la fréquence des jours de pluies observés.

La station de Ténès indique une tendance significative à la baisse de 1 jr/10 ans. Les modèles CHMI, CNRM, DMI, ETHZ, et GKSS montrent aussi une tendance non significative à la baisse. À Constantine, aucune tendance n'est observée. Les modèles CHMI, CNRM, ETHZ, GKSS, HC et MPI ne montrent aucune tendance. Les modèles DMI et UCLM montrent une

tendance négative alors que les modèles ICTP, INM, Ouranos, et SMHI indiquent une tendance positive.

La fréquence de jours de pluies de l'indice  $P \geq 10$  mm simulée à Alger (tableau 4.8) montre une tendance à la hausse de 1jr/10 ans par le Modèle Ouranos, tandis que les autres modèles n'indiquent aucune tendance excepté GKSS et ETHZ qui enregistrent une tendance négative qui se rapproche des observations.

À Annaba, la tendance de la fréquence des jours pluvieux supérieure à 10 mm sur la période 1961-2000 est positive (mais non significative). Les modèles CHMI ICTP et UCLM montrent les mêmes tendances avec une augmentation significative de 1 jr/10 ans simulée par le modèle CNRM. Les modèles ICTP et Ouranos simulent une augmentation des jours de pluies à Oran d'environ 1jr/10 ans alors que les modèles ETHZ et UCLM indiquent une tendance négative similaire aux observations. La fréquence des jours de pluies à Ténès montre une tendance à la baisse d'environ 2 jr/10 ans sur la période 1961-2000. Le Modèle ETHZ est le seul à avoir simulé cette tendance et GKSS indique une baisse de 1jr/10ans. Les autres modèles indiquent soit une tendance négative soit l'absence de tendance. À Constantine, le modèle SMHI indique une augmentation d'environ 2 jr/10ans des jours de pluie supérieure à 10 mm. Les modèles INM et ICTP montrent une tendance positive similaire à celle observée.

Concernant la tendance de l'indice  $P \geq 20$  mm (tableau 4.9), la majorité des modèles indiquent l'absence de tendance pour les différentes stations. Il apparaît que le modèle CHMI simule la même tendance observée à Alger et Annaba avec une amplitude respective de -0,7 et 0,4 jr/10 ans. A Tenes, le nombre de jours de pluie simulé par le modèle ETHZ suit la même tendance observée.

**Il existe en moins un MCR par station qui simule de façon cohérente les signes de tendances observées des extrêmes et leur amplitude qui est située généralement entre -1 et 1 jr/10 ans. Le Modèle ETHZ reproduit les tendances significatives observées à Ténès.**

**Tableau 4.7 :** Tendances de la fréquence des pluies journalières du 90<sup>ème</sup> percentile observées et simulées par les modèles au cours de la période 1961-2000 estimées par la pente de Sen (j/10 ans) (en gras : valeurs significatives)

stations	Obs	CHMI	CNRM	DMI	ETHZ	GKSS	ICTP	INM	HC	MPI	OURANOS	SMHI	UCLM
Alger	-0,7	-0,8	0	0	0	-0,7	0	0	0	0,4	0,9	0	-0,5
Annaba	0,6	0,1	<b>1,1</b>	0	-0,6	0	0,6	0	0	0	0	0	-0,4
Oran	-0,3	0	-0,6	0,4	-0,7	-0,4	0	0	-0,8	0	<b>1,4</b>	0	0
Tenes	<b>-1,1</b>	-0,6	-0,4	-0,6	-0,7	-0,4	0,4	0	0	0	0	0	0
Constantine	0	0	0	-0,5	0	0	0,8	0,7	0	0	0,5	0,5	-0,9

**Tableau 4.8 :** Tendances de la fréquence des pluies journalières  $\geq 10$ mm observées et simulées par les modèles au cours de la période 1961-2000 estimées par la pente de Sen (j/10 ans) (en gras : valeurs significatives)

Stations	Obs	CHMI	CNRM	DMI	ETHZ	GKSS	ICTP	INM	HC	MPI	OURANOS	SMHI	UCLM
Alger	-0,9	0	0	0	-0,6	-0,6	0,3	0	0	0	1	0	0
Annaba	0,7	0,7	<b>1,1</b>	-0,3	-0,6	-0,6	0,9	0	0	-0,6	0	0	0,8
Oran	-0,8	0	-0,3	0	-0,7	0	<b>1,2</b>	0	-0,5	-0,1	<b>1,3</b>	0	-0,7
Tenes	<b>-2,5</b>	-0,6	0	-0,6	<b>-2,2</b>	-1	-0,3	-0,3	-0,4	-0,3	0	0	0
Constantine	0,9	0	0	-0,4	0	0	0,6	0,8	0	0	0	<b>1,9</b>	-0,7

**Tableau 4.9 :** Tendances de la fréquence des pluies journalières  $\geq 20$ mm observées et simulées par les modèles au cours de la période 1961-2000 estimées par la pente de Sen (j/10 ans) (en gras : valeurs significatives)

Stations	Obs	CHMI	CNRM	DMI	ETHZ	GKSS	ICTP	INM	HC	MPI	OURANOS	SMHI	UCLM
Alger	-0,6	-0,7	0	0	-0,3	0	0	0	0	0,3	0	0	-0,4
Annaba	0,5	0,4	0	0	0	0	0	0	0	-0,1	0	0	0
Oran	0	0	0	0	-0,4	0	0	0	-0,6	0	0	0	0
Tenes	-0,8	0	0	0	-0,7	0	0,4	0	0	0	0	0	0
Constantine	0	0	0	0	0	0	0,6	0	0	0	0	0	-0,5

#### 4.3.3.2. Evaluation de la performance des modèles à simuler les pluies extrêmes

Les indices de pluies extrêmes simulées par les MCR sont comparés aux observations par l'estimation du biais (%) sur la période 1961-2000.

La valeur de la pluie simulée associée au 90<sup>ème</sup> percentile de chaque modèle diffère de la valeur de pluie observée (tableau 4.10). Pour la plupart des modèles la valeur simulée est sous-estimée par rapport à la valeur observée, ce qui explique la surestimation du nombre de jours simulés de l'indice P90 par les modèles (tableau 4.11).

Dans la section précédente (section 4.3.2), les résultats ont montré que les quantités de pluies simulées durant la période humide sont généralement sous-estimées d'où une valeur de pluie du 90<sup>ème</sup> percentile sous-estimée aussi par rapport à la valeur observée.

À Alger, les modèles GKSS, ETHZ et MPI simulent pratiquement de la même manière la fréquence des jours pluvieux ( $\approx 7$  Ev/an) avec un coefficient de variation qui se rapproche de l'observé. Ces trois modèles ont la même valeur de pluie simulée ( $\approx 15$ mm) qui est sous-estimée par rapport à la pluie observée ( $\approx 22$  mm). Les modèles SMHI et INM sous-estiment la fréquence des jours pluvieux alors que la valeur de pluie simulée correspondant à P90 est fortement sous-estimée par rapport à la valeur observée (tableau 4.11).

À Annaba, ce sont les modèles ETHZ GKSS MPI et UCLM qui présentent les mêmes simulations avec une valeur de  $P_{90sim}$  d'environ 14 mm ( $P_{90obs} = 17,6$  mm) et un coefficient de variation simulé de 45% ( $C_{V_{obs}} = 52\%$ ).

À Oran, les résultats qui se rapprochent le plus des observations sont ceux simulés par les modèles GKSS et UCLM pour lesquels les valeurs de  $P_{90sim}$  sont respectivement de 11,6 mm et 24,2 mm, alors que  $P_{90obs}$  est de 16,5 mm.

À Tenes, les modèles INM et SMHI sous-estiment la fréquence des événements du 90<sup>ème</sup> percentile, alors que la valeur  $P_{90sim}$  est fortement sous-estimée par rapport à l'observation.

La fréquence simulée par les modèles INM et UCLM se rapproche des observations mais avec des coefficients de variation divergents et une valeur  $P_{90sim}$  fortement sous-estimée.

À Constantine, les modèles DMI et ETHZ simulent une fréquence de jours de pluvieux qui se rapproche des observations alors que ce nombre correspond à des valeurs sous-estimées de  $P_{90sim}$ .

**Tableau 4.10: Valeur des pluies observées et simulées correspondant au seuil 90<sup>ème</sup> percentile pendant la période 1961-2000**  
(en gris les valeurs simulées inférieures aux valeurs observées)(en mm)

Stations	observation	ETHZ	UCLM	HC	Ouranos	CNRM	SMHI	ICTP	INM	CHMI	GKSS	MPI	DMI
Alger	<b>22,3</b>	15,2	15,3	12,9	24,2	11,3	12,1	20,6	9,7	13,9	15,7	15,2	10,7
Annaba	<b>17,6</b>	14,2	14,0	12,2	7,3	11,4	10,5	24,2	24,2	13,2	14,1	14,4	7,9
Oran	<b>16,5</b>	12,1	24,2	11,9	10,4	10,9	12,3	15,9	9,5	12,2	11,6	11,0	7,3
Tenes	<b>25,4</b>	17,2	16,2	11,7	10,5	10,3	9,6	17,5	10,2	13,9	17,6	22,7	10,1
Constantine	<b>16,9</b>	10,7	10,8	6,6	7,5	10,4	17,1	20,1	9,3	9,6	10,3	10,3	6,8

**Tableau 4.11: Evaluation des nombres de jours de pluie du 90<sup>ème</sup> percentile simulés par les MCR sur la période 1961-2000.**  
(en gris Les valeurs négatives du biais)

stations	Alger			Annaba			Oran			Tenes			Constantine		
	paramètre	Moy /an	Cv %	Biais%	Moy /an	Cv %									
<b>OBS</b>	<b>7</b>	<b>48</b>		<b>7</b>	<b>52</b>		<b>4</b>	<b>49</b>		<b>5</b>	<b>67</b>		<b>7</b>	<b>47</b>	
CHMI	12	40	74	12	42	75	10	44	129	11	39	126	8	40	22
CNRM	11	37	65	10	48	48	9	48	109	8	54	71	9	42	36
DMI	10	41	44	10	36	46	8	41	78	9	38	79	8	46	20
ETHZ	7	51	2	8	45	16	5	67	20	7	51	38	6	54	-10
GKSS	7	49	-1	6	46	-4	5	55	5	6	46	31	4	59	-36
ICTP	9	40	29	9	46	37	7	46	72	8	41	68	11	42	64
INM	5	63	-24	6	64	-16	6	64	29	4	83	-12	9	48	37
HC	8	48	15	7	45	13	7	53	73	6	65	28	4	54	-38
MPI	7	44	6	7	45	13	7	44	65	8	39	55	4	58	-37
OURANOS	10	41	51	11	38	72	11	48	144	9	38	91	13	36	89
SMHI	6	54	-11	6	48	-7	7	57	67	4	53	-17	9	37	38
UCLM	8	51	14	7	45	9	4	52	2	5	52	10	9	41	27

L'inter-comparaison des modèles par rapport à l'indice P90 met en évidence la difficulté d'évaluer correctement la performance des MCR particulièrement quand les simulations correspondent à des valeurs de  $P_{90sim}$  différentes entre les modèles et généralement sous-estimée par rapport à la valeur observée. Des corrections du biais sont nécessaires dans ce cas-là.

Il est probablement plus simple de faire une inter-comparaison par rapport à un seuil fixe de précipitations à savoir 10 mm et 20 mm.

Le nombre de jours de pluie simulée de l'indice  $P \geq 10$  mm suit la même tendance que les cumuls annuels simulés. Les modèles sous-estiment dans l'ensemble le nombre de jours de pluies, excepté le modèle ICTP qui se démarque par une surestimation du nombre de jours de pluies pour toutes les stations (tableau 4.12).

Le modèle CHMI est le moins biaisé à Alger et Annaba avec un coefficient de variation qui se rapproche des observations. La chronique temporelle simulée par ce modèle durant la période 1961-2000 suit pratiquement la même structure que la chronique temporelle observée à Alger et Annaba (Fig.4.7).

À Oran, les modèles HC et CNRM reproduisent le même nombre de jours de pluie observés sur la période 1961-2000 (respectivement 11 et 12 évènements/an (Ev/an) mais avec un coefficient de variation plus important qui est respectivement de 49 et 47% ( $Cv_{obs}=35\%$ ). L'évolution temporelle de ces deux modèles montre que le modèle HC se rapproche plus de la structure de la chronique temporelle de l'indice  $P \geq 10$ mm observée à Oran, particulièrement à partir des années 80 (Fig.4.7).

À Ténès, ce sont les modèles GKSS et ETHZ qui reproduisent la fréquence moyenne des jours de pluie avec un coefficient de variation proche des observations. Ces deux modèles présentent quasiment la même structure de leur chronique temporelle mais c'est surtout le modèle GKSS qui se rapproche des observations particulièrement à partir des années 80 (Fig.4.7).

À Constantine, les modèles sous-estiment fortement les observations par rapport aux autres stations, seuls les simulations des modèles UCLM et CNRM convergent vers les observations. La structure de l'évolution temporelle de l'indice  $P \geq 10$ mm simulé par le modèle CNRM est plus en phase avec les observations que le modèle UCLM (Fig.4.7).

4. Evaluation de la performance des modèles climatiques régionaux d'ENSEMBLES

**Tableau 4.12 :** Evaluation de la fréquence des pluies  $\geq 10$ mm simulée par les MCR sur la période 1961-2000

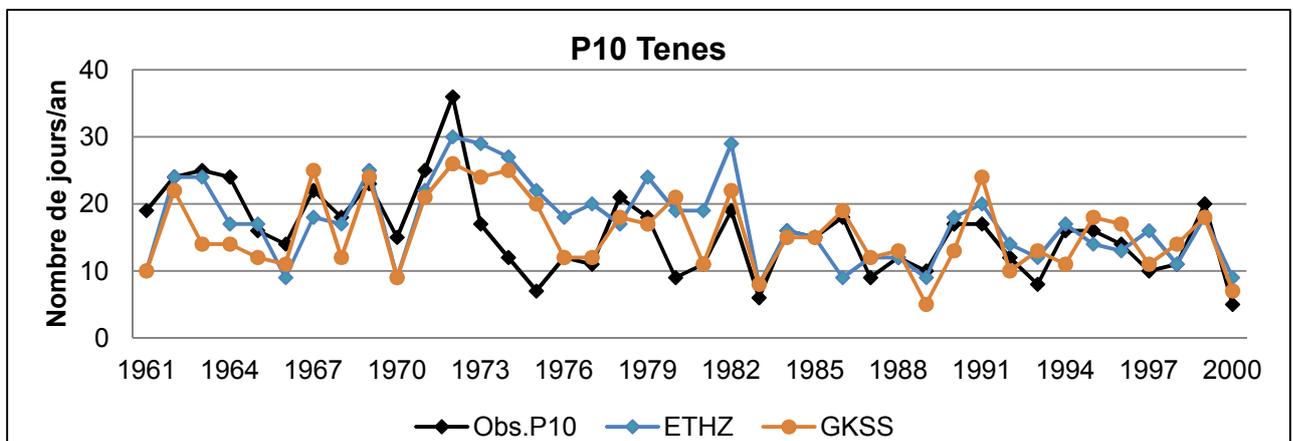
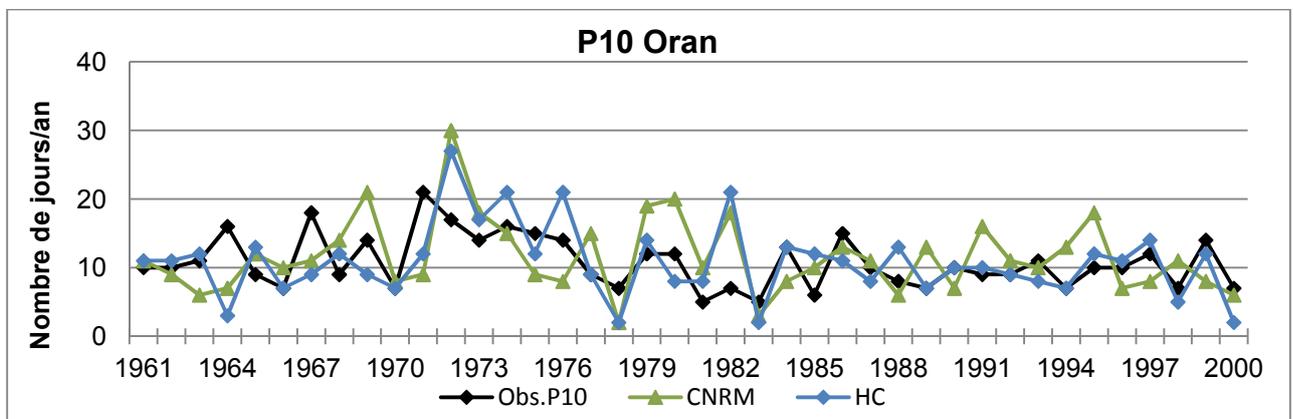
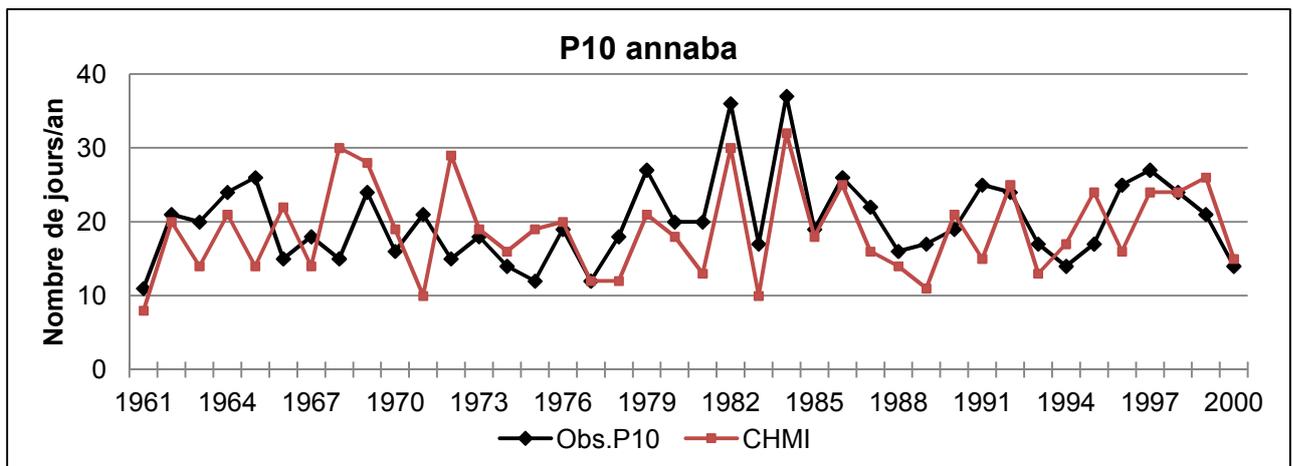
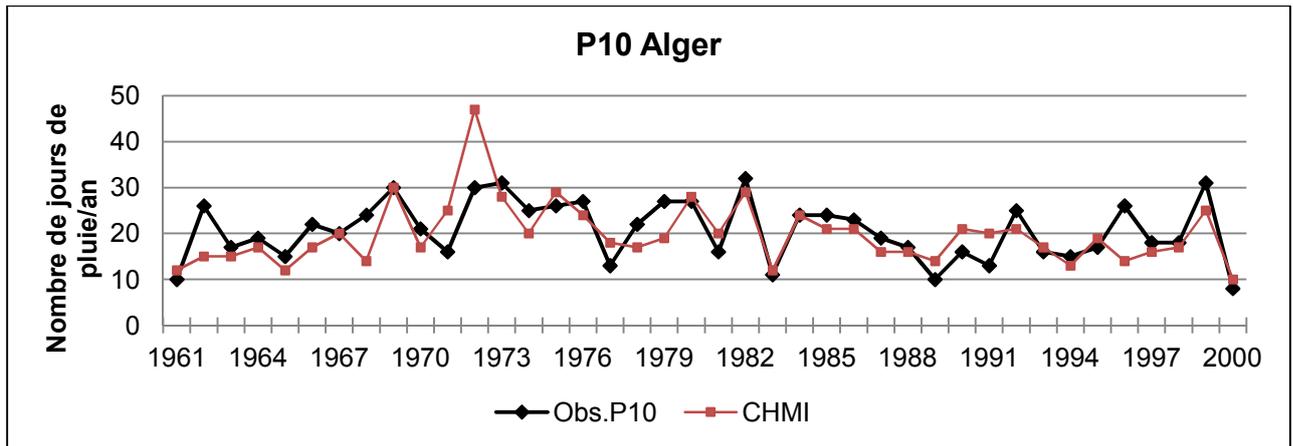
(valeurs négatives en gris, en gras : valeurs les moins biaisées)

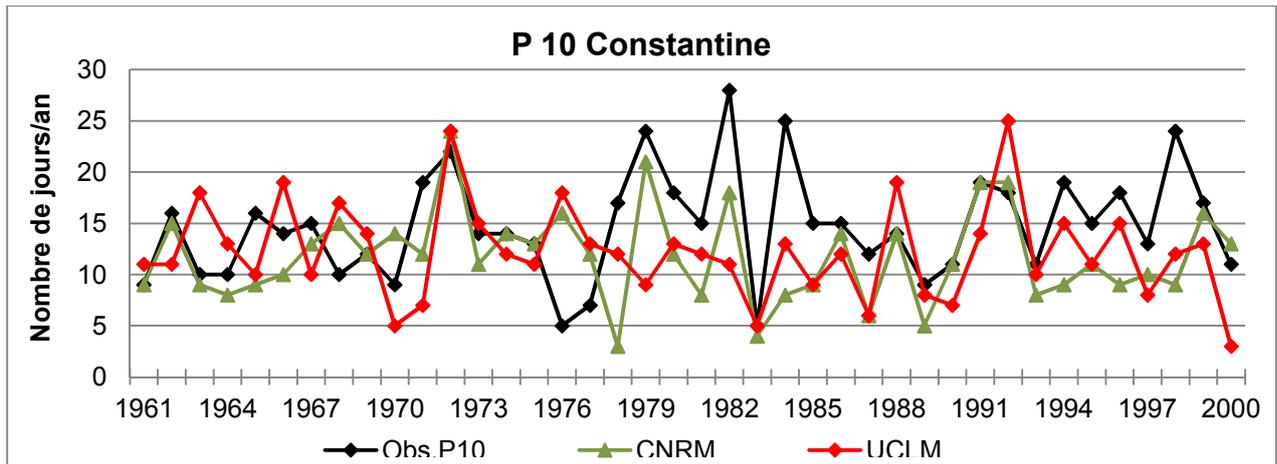
Stations	Alger			Annaba			Oran			Tenes			Constantine		
Paramètres	Moy. j/an	Cv %	Biais%	Moy. j/an	Cv %	Biais%	Moy.j/an	Cv %	Biais%	Moy. j/an	Cv %	Biais%	Moy. j/an	Cv %	Biais%
<b>Observations</b>	21	31		20	29		11	35		15,75	40		16,0	34	
<b>ETHZ</b>	15	40	-28	15	31	-26	8	58	-27	17,23	35	<b>9</b>	7,8	53	-51
<b>UCLM</b>	17	31	-20	17	32	-15	8	39	-30	12,10	38	-23	12,3	39	<b>-23</b>
<b>HC</b>	13	41	-40	11	38	-47	11	49	<b>0</b>	8,23	44	-48	1,8	83	-89
<b>Ouranos</b>	10	41	-52	6	50	-69	15	38	39	11,38	34	-28	7,8	46	-51
<b>CNRM</b>	17	35	-20	13	42	-35	12	47	<b>7</b>	9,45	55	-40	11,8	38	<b>-26</b>
<b>SMHI</b>	10	47	-49	8	49	-59	13	48	20	3,93	58	-75	23,5	29	60
<b>ICTP</b>	31	27	48	24	30	22	21	34	98	25,20	29	60	33,1	30	125
<b>INM</b>	6	63	-69	5	61	-75	6	65	-40	5,85	77	-63	7,9	51	-46
<b>CHMI</b>	20	34	<b>-4</b>	19	33	<b>-6</b>	15	40	36	19,33	32	23	7,6	43	-48
<b>GKSS</b>	15	37	-30	12	34	-43	6	58	-43	15,63	36	<b>-1</b>	4,5	58	-70
<b>MPI</b>	14	32	-32	15	35	-26	9	40	-13	20,63	27	31			
<b>DMI</b>	13	37	-36	6	43	-69	4	54	-61	8,93	37	-43	3,0	67	-79

**Tableau 4.13 :** Evaluation de la fréquence des pluies  $\geq 20$ mm simulée par les MCR sur la période 1961-2000

(Valeurs négatives en gris, en gras : valeurs les moins biaisées)

Stations	Alger			Annaba			Oran			Tenes			Constantine		
Paramètres	Moy. j/an	Cv %	Biais%	Moy.j/an	Cv %	Biais%	Moy.j/an	Cv %	Biais%	Moy j/an	Cv %	Biais%	Moy.j/an	Cv %	Biais%
<b>Observations</b>	8	43		6	58		4	49		7	56		4,6	52	
<b>ETHZ</b>	5	63	-45	4	57	-24	2	81	-46	6	55	<b>-18</b>	2,5	87	<b>-45</b>
<b>UCLM</b>	4	59	-48	3	54	-43	2	80	-52	4	64	-46	2,4	75	-48
<b>HC</b>	4	73	-57	3	66	-54	3	81	<b>-2</b>	2	85	-66	0,4	159	-91
<b>Ouranos</b>	1	99	-83	1	124	-90	2	77	-49	1	90	-80	0,6	135	-87
<b>CNRM</b>	5	46	-42	4	66	-34	4	69	<b>1</b>	3	76	-62	2,6	71	<b>-44</b>
<b>SMHI</b>	2	116	-75	2	91	-72	2	102	-31	1	124	-91	6,7	47	53
<b>ICTP</b>	11	32	34	7	45	21	5	57	37	8	49	23	15	39	245
<b>INM</b>	1	153	-90	1	175	-91	1	108	-73	1	182	-88	1,1	97	-75
<b>CHMI</b>	6	55	<b>-30</b>	5	58	<b>-8</b>	4	62	12	6	47	<b>-15</b>	1,3	108	-70
<b>GKSS</b>	4	64	-47	3	60	-40	1	82	-65	5	50	-25	1,3	123	-71
<b>MPI</b>	4	57	-54	3	58	-43	2	78	-51	9	38	34			
<b>DMI</b>	2	91	-71	1	112	-85	0	178	-90	2	95	-74	0,3	175	-94





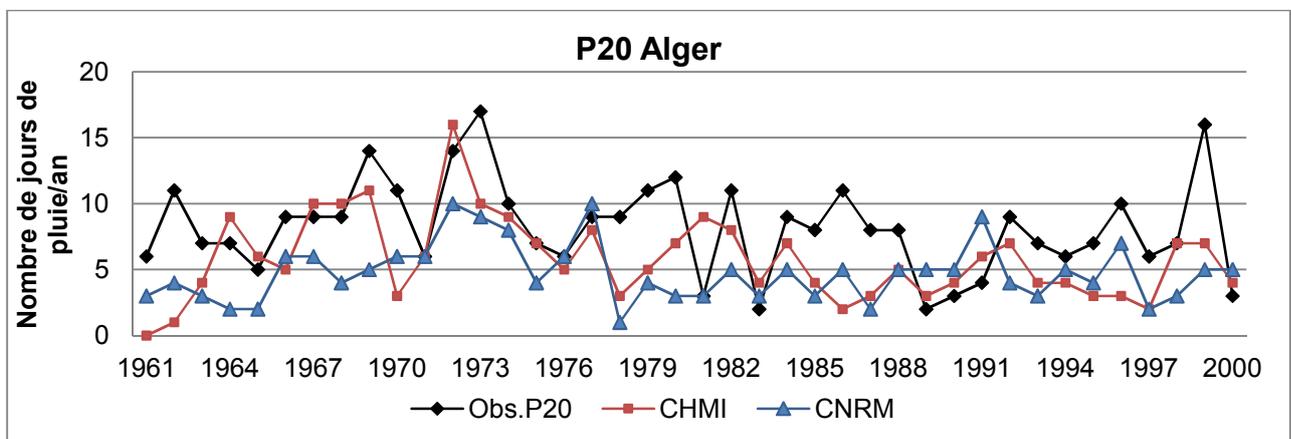
**Fig. 4.7** : Evolution de la fréquence des jours de pluies  $\geq 10$ mm simulée par les MCR performants sur la période 1961-2000 à Alger, Annaba, Ténès, Oran et Constantine

Concernant l'évaluation de l'indice  $P \geq 20$  mm, on constate tout d'abord que la moyenne du nombre de jour de pluie observé par année diminue de plus de 50% par rapport au seuil de 10 mm.

La majorité des modèles sous-estiment les fortes pluies (supérieure à 20 mm) excepté le modèle ICTP (Fig. 4.8). Certains modèles se démarquent par un biais négatif très important qui atteint 90%. Ceci est dû d'une part aux caractéristiques du modèle et sa paramétrisation mais aussi au nombre réduit d'évènements de cet indice.

**Le Modèle CHMI est celui qui reproduit le mieux l'évolution et la fréquence des pluies supérieures à 20 mm à Alger, Annaba et Tènes, alors que le modèle CNRM est le moins biaisé à Oran et Constantine** (tableau 4.13).

Les modèles CNRM et CHMI reposent sur le modèle climatique régional ALADIN issu du modèle global ARPEGE de météo France.



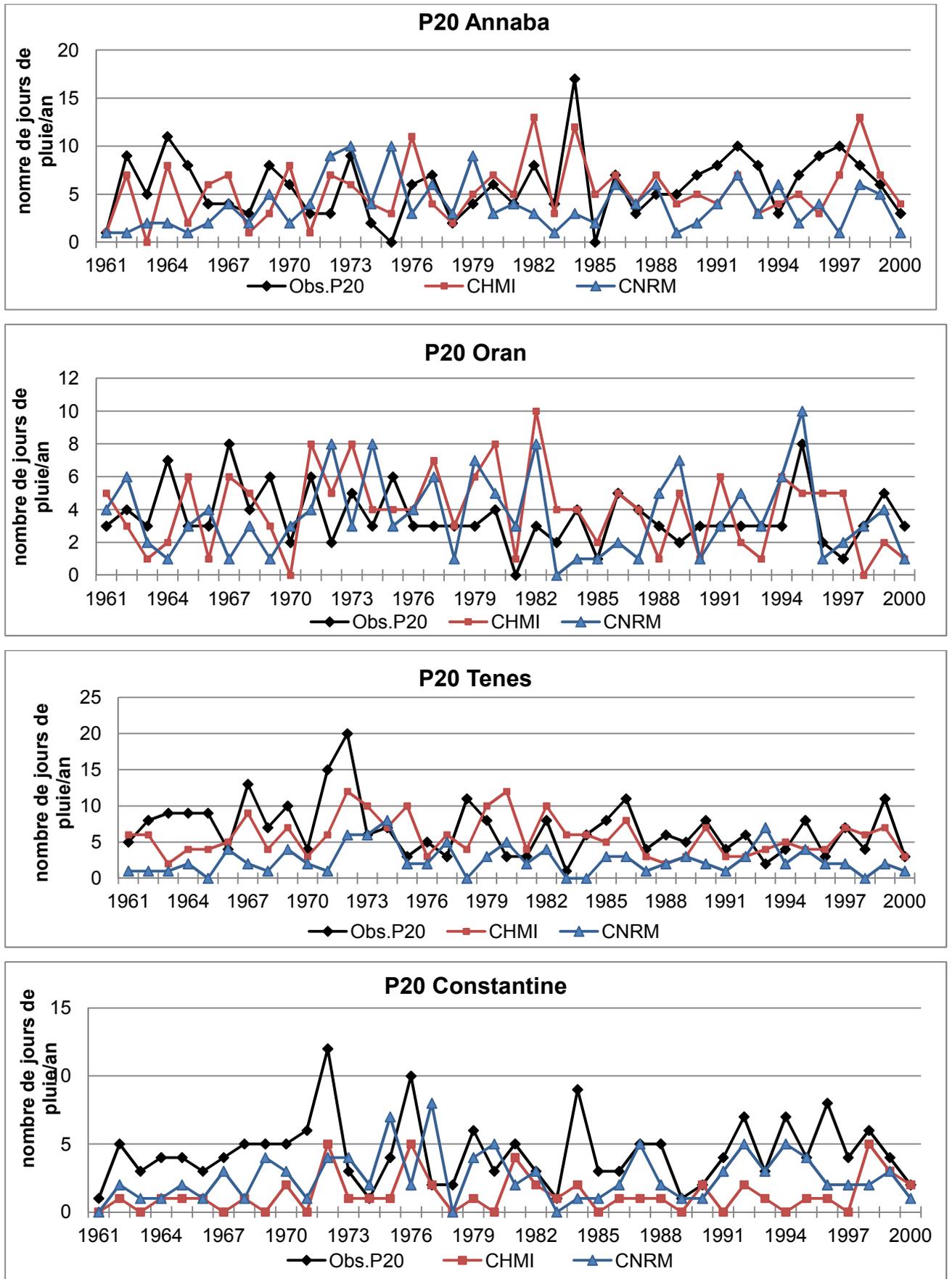


Fig. 4.8 : Evolution de la fréquence des jours de pluies  $\geq 20$ mm simulée par les MCR performants sur la période 1961-2000 à Alger, Annaba, Oran, Ténès et Constantine

**Finalement les résultats mis en évidence dans les sections 4.2 et 4.3 ont montré qu'un seul modèle climatique ne peut pas être performant pour l'ensemble des stations. Il existe en moins un modèle capable de reproduire la variabilité temporelle des précipitations et pour chaque échelle de temps.**

Le tableau suivant (tableau 4.14) synthétise les modèles performants à chaque pas de temps et pour chaque station. Ceci permet de valider les modèles suivants pour la phase de projection climatique :

- **CNRM**
- **CHMI**
- **GKSS**
- **ETHZ**

**Tableau 4.14 : Liste des modèles performants retenues pour chaque station**

Echelle de temps	Alger	Annaba	Oran	Ténès	Constantine
<b>Annuelle</b>	DMI CNRM	CNRM CHMI	ETHZ DMI	GKSS Ouranos	DMI CHMI
<b>Mensuelle</b>	CNRM CHMI	CNRM CHMI	ETHZ MPI	ETHZ GKSS	UCLM CNRM
<b>P90</b>	GKSS ETHZ	GKSS ETHZ	GKSS UCLM	INM UCLM	DMI ETHZ
<b>P≥10</b>	CHMI	CHMI	HC CNRM	GKSS ETHZ	UCLM CNRM
<b>P≥20</b>	CHMI	CHMI	CNRM HC	CHMI ETHZ	CNRM ETHZ

#### **4.4. Projections climatiques et inter-comparaison des modèles**

L'évaluation des 10 modèles climatiques sur la période de contrôle 1961-2000 a permis d'analyser la performance de chaque modèle à reproduire les précipitations du Nord de l'Algérie aux différents pas de temps.

Le projet ENSEMBLES propose des sorties de modèles de différentes variables climatiques jusqu'à l'horizon 2100.

Nous analysons dans cette section les pluies futures du Nord de l'Algérie issues des sorties de modèles aux horizons 2021-2050 et 2070-2099. Dans le cadre de notre étude, nous avons sélectionné les modèles qui ont été les plus performants sur la période de validation 1961-2000 et dont les données projetées sont disponibles sur les deux périodes futures (car certains

modèles ne proposent pas de données projetées dans le projet Ensembles, mais sont disponibles dans le projet CORDEX).

Les modèles sélectionnés sont :

- CNRM
- ETHZ
- GKSS
- HC (ce modèle est performant pour simuler les pluies extrêmes à Oran, il a été sélectionné à titre comparatif suite à la disponibilité des données)

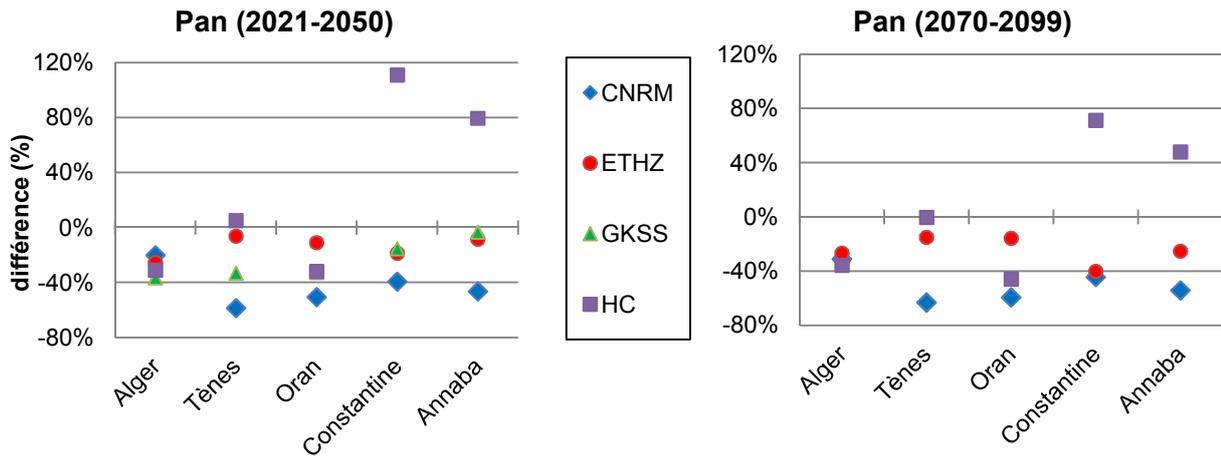
Les données de pluies futures des deux périodes 2021-2050 et 2070-2099 sont comparées aux données simulées de la période de référence 1961-1990 aux différentes échelles de temps.

Le modèle GKSS propose des projections climatiques jusqu'à l'horizon 2050.

#### 4.4.1. Projections futures des pluies annuelles

la différence entre les pluies passées et futures montrent une réduction des pluies annuelles à l'horizon 2050 et 2099, excepté le modèle HC qui prévoit une augmentation des précipitations à Annaba et Constantine (Fig. 4.9). À moyen terme, les modèles prévoient une réduction de 20% à 30% à Alger. À Ténès, les modèles CNRM et GKSS projettent respectivement une réduction significative des précipitations de 59% et 33%, alors que le modèle ETHZ ne prévoit qu'une baisse de 6%, et le modèle HC indique une légère augmentation de 5%. Les modèles CNRM, GKSS et HC indiquent aussi une réduction significative des précipitations. À Oran et Constantine, le modèle CNRM prévoit une baisse significative des précipitations d'environ 40%. Les modèles ETHZ et GKSS montrent une baisse moins significative, tandis que le modèle HC prévoit une augmentation des précipitations de 79% et 111% à Annaba et Constantine. À long terme, les projections prévues pour les pluies annuelles d'Alger se rapprochent des projections de la période 2021-2050, tandis que pour les autres stations la réduction des précipitations est plus importante.

cette tendance à la baisse a été aussi mise en au Sud de la Méditerranée par Giorgio et Coppola (2008), au Portugal par Zanis *et al.*, (2008), et au Sud de l'Italie par Coppola et Giorgi (2010).



**Fig. 4.9** : Différence de précipitations annuelles entre les deux périodes futures et la période de référence 1961-1990

#### 4.4.2. Projections futures des pluies saisonnières

Les projections des précipitations de chaque saison sont comparées aux précipitations simulées de la période de référence 1961-1990. Il apparaît dans l'ensemble que ce sont les saisons d'hiver et de printemps qui montrent une réduction importante des précipitations (Fig.4.10). En été et en automne certains modèles projettent une augmentation des précipitations et d'autres une diminution des précipitations, mais cela a peu d'incidence sur le total annuel, car les pluies sont faibles durant cette période (Fig.4.10).

En automne, les modèles CNRM et GKSS simulent une diminution des précipitations sur la période 2021-2050 (CNRM ne montre pas de changement significatif des pluies à Alger) qui varie de 8% à 49%. Le modèle GKSS indique une augmentation des précipitations qui atteint 52% à Ténès. Le modèle HC ne montre pas de changement significatif des précipitations à Alger et à Oran et simule une augmentation des précipitations de 51% à Ténès, 189% à Annaba et 235% à Constantine, ce qui représente des augmentations beaucoup trop importantes pour être crédibles, dans un contexte général où la tendance qui prévaut dans la région est la diminution à long terme des pluies. Ceci est probablement dû à la paramétrisation du Modèle HC qui a du mal à simuler les pluies futures de la partie Est de la zone d'étude.

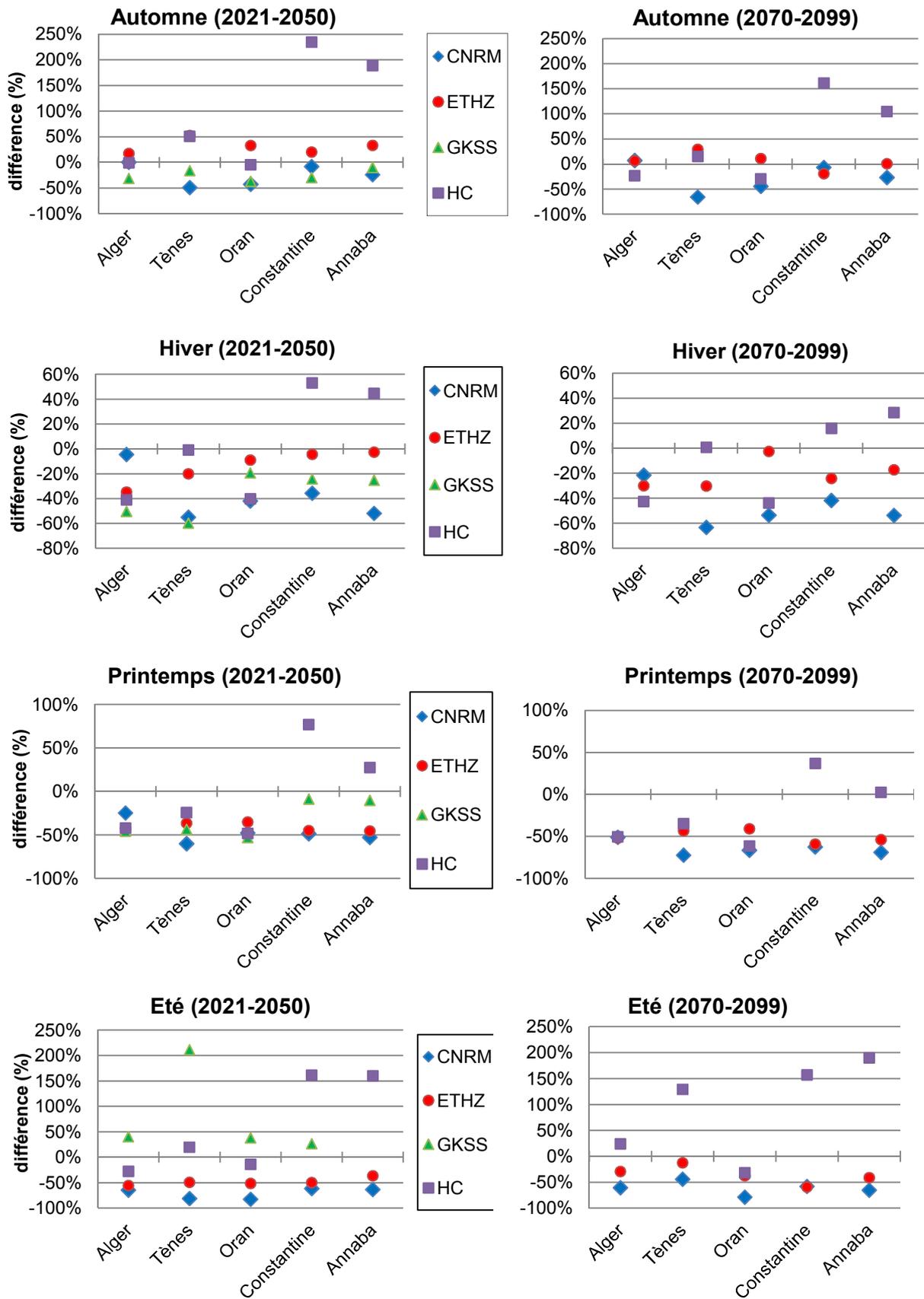


Figure 4.10: Différence des précipitations saisonnières entre les deux périodes 2021-2050, 2070-2099 et la période de référence 1961-1990

En hiver, l'ensemble des modèles simulent une diminution des précipitations pour toutes les stations (excepté le modèle HC qui simule une augmentation des pluies à Annaba et Constantine). La réduction des précipitations simulée par ETHZ est la moins significative. Pour certaines stations, les modèles prédisent une baisse de plus de 50% des précipitations hivernales pour la période 2021-2050. GKSS simule une baisse de 50% à Alger et 60% à Ténès. Le modèle CNRM simule une baisse de 42% à Oran et 52% à Annaba (fig. 4.10).

Au printemps, les modèles simulent une réduction très significative des précipitations qui varie entre 30% et 60%. Le modèle GKSS simule une réduction de moins de 10% à Constantine et Annaba (Fig.4.10).

En été, les modèles CNRM et ETHZ simulent une réduction importante des précipitations, mais si la différence est aussi importante c'est à cause des faibles pluies de cette saison. GKSS simule une augmentation des précipitations qui dépasse 100% à Annaba et Ténès.

Concernant la période 2070-2099, les simulations suivent la même tendance que la période 2021-2050. En hiver et en printemps la baisse des précipitations est encore plus importante par rapport à la période 2021-2050. En automne, la baisse des précipitations est généralement plus importante et l'augmentation des précipitations est moins importante que la période 2021-2050. Tandis qu'en été les simulations varient d'un modèle à l'autre et d'une station à l'autre. La réduction ou l'augmentation des précipitations lors de la période 2070-2099 peut être plus importante ou moins importante que la période 2021-2050 (Fig. 4.10).

Ces résultats se rapprochent de certains travaux menés en Méditerranée (Ceglar *et al.*, 2014, Zanis *et al.*, 2008 ;Coppola et Giorgi, 2010) qui mettent en évidence une diminution des pluies saisonnières futures en hiver et en été.

#### 4.4.3. Projections des pluies extrêmes

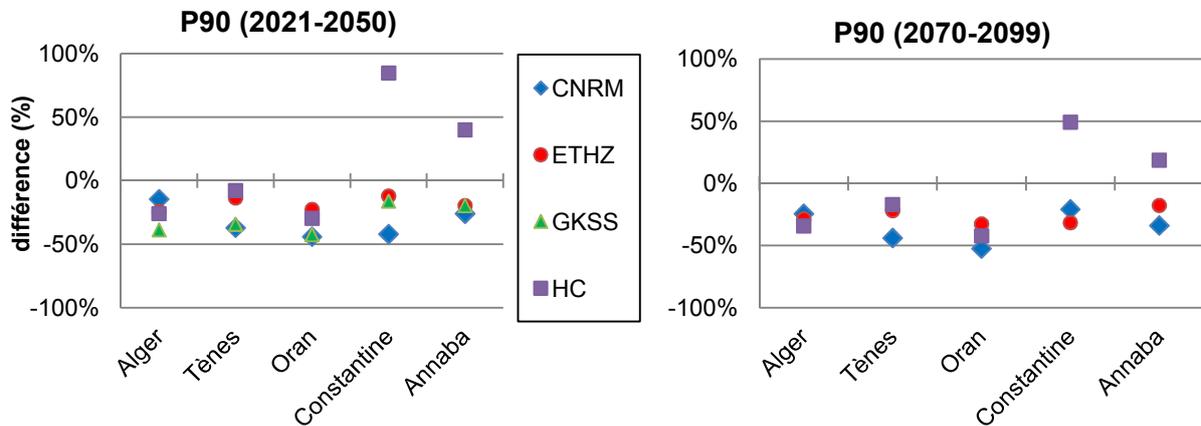
Prédire l'évolution future des extrêmes est le principal objectif des modèles climatiques régionaux. C'est pour cette raison que ces modèles sont en amélioration à travers différents projets.

Dans le cadre de notre travail nous comparons l'évolution de 3 indices de pluies extrêmes entre les deux périodes futures 2021-2050, 2070-2099 et la période de référence 1961-1990.

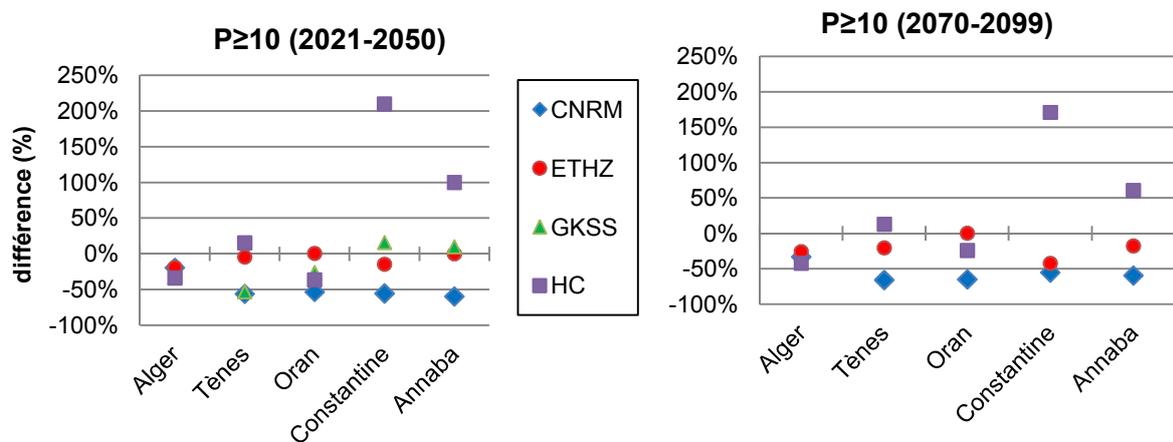
Les indices de pluies extrêmes sélectionnés sont :

- P90 : fréquence de jours de pluies du 90<sup>ème</sup> percentile
- $P \geq 10$  : fréquence de jours de pluies supérieure ou égale à 10 mm
- $P \geq 20$  : fréquence de jours de pluies supérieure ou égale à 20 mm

la différence entre les jours de pluies de la période projetée et la période de référence montre une baisse du nombre de jours de pluies du 90<sup>ème</sup> percentile pendant la période 2021-2050 qui varie entre 14% et 39% à Alger, 8% et 37% à Ténès, 23% et 44% à Oran, 12% et 42% à Constantine, 19% et 26% à Annaba. Cette diminution est souvent plus importante durant la période 2070-2099 (Fig. 4.11).



**Fig. 4.11 :** Différence entre la fréquence des jours de pluies du 90<sup>ème</sup> percentile des périodes futures et la période de référence 1961-1990



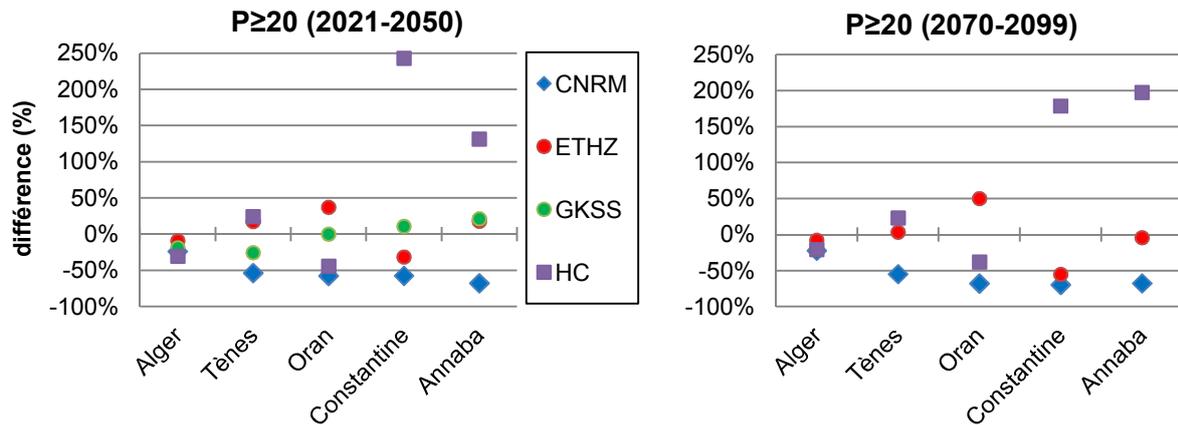
**Fig. 4.12:** Différence entre la fréquence des jours de pluies supérieure à 10mm des périodes futures et la période de référence 1961-1990

Le modèle CNRM simule une baisse importante de l'indice  $P \geq 10$  mm qui dépasse 50% pour l'ensemble des stations (excepté à Alger) à l'horizon 2050 (Fig. 4.12). À Alger, les modèles GKSS et HC simulent une diminution de plus de 30%. À Ténès, les modèles CNRM et GKSS simulent une baisse de plus de 50% de l'indice  $P > 10$ , tandis que ETHZ indique une baisse non significative et le modèle HC simule une augmentation de 16%.

À Oran, le modèle ETHZ ne montre pas de changement significatif de l'indice  $P \geq 10$  (augmentation de 1%) tandis que les autres modèles simulent une baisse de cet indice de 26%

à 56%. À Constantine et à Annaba, les simulations sont différentes d'un modèle à l'autre. Le modèle CNRM simule une baisse de plus de 50%, GKSS simule une légère augmentation, tandis que le modèle HC simule une augmentation importante de l'indice  $P \geq 10$  qui dépasse 200% à Constantine.

À l'horizon 2099, l'ensemble des modèles simulent généralement une baisse (augmentation) plus importante (moins importante) que la période 2021-2050 (Fig.4.12).



**Fig. 4.13** : différence entre la fréquence des jours de pluies supérieure à 20mm des périodes futures et la période de référence 1961-1990

L'évolution de l'indice  $P \geq 20$  sur la période 2021-2050 semble à la baisse à Alger. Toutefois la différence par rapport à la période de référence diffère d'un modèle à l'autre. Les modèles ETHZ, GKSS, CNRM et HC simulent respectivement une diminution des jours de pluies supérieures à 20 mm d'environ 9%, 19%, 24% et 30% (Fig. 4.13).

À Tènes, les modèles ETHZ et HC simulent respectivement une augmentation de 17% et 24% tandis que les modèles CNRM et GKSS simulent une diminution de 54% et 26% de l'indice  $P \geq 20$ . À Oran, les modèles CNRM et HC simulent une baisse de 58% et 44%, le modèle GKSS n'indique aucune tendance future de l'indice  $P > 20$  et le modèle ETHZ simule une augmentation de 37%. À Constantine, CNRM et ETHZ simulent une diminution respective de l'indice  $P > 20$  de 58% et 32% alors que GKSS indique une légère augmentation de 11%.

A Annaba le modèle CNRM est le seul à indiquer une baisse importante de l'indice  $P > 20$  d'environ 70%, tandis que les modèles ETHZ et GKSS simulent respectivement une augmentation de 18% et 21%.

À l'horizon 2099 les modèles CNRM et HC simulent presque les mêmes tendances que la période 2021-2050. Le modèle ETHZ ne montre pas un grand changement de l'indice  $P > 20$  pour la période 2070-2099 par rapport à la période 2021-2050 à Alger et à Tènes alors qu'il

indique une augmentation plus importante des jours de pluies supérieures à 20 mm à Oran et une diminution à Annaba et Constantine.

Ces résultats se rapprochent des travaux de Bargaoui *et al.* (2014) qui ont mis en évidence une diminution des pluies futures du 90<sup>ème</sup> percentile en Tunisie pendant les saisons d'hiver et de printemps alors qu'aucun changement significatif n'est prévu en automne et en été. Tandis qu'au Maroc Tramblay *et al.* (2012) ont trouvé une grande variabilité entre les modèles concernant les changements prévus pour les stations exposées à la Méditerranée. Beniston *et al.* (2007) ont aussi montré une diminution des pluies extrêmes au Sud de l'Europe.

## Synthèse

Ce travail est une première approche de l'évaluation des sorties des modèles climatiques sur la partie Nord de l'Algérie. Les pluies simulées par 10 MCR du projet ENSEMBLES ont été évaluées par rapport à la variabilité des pluies moyennes et extrêmes observées sur la période de contrôle 1961-2000. La plupart des modèles montrent une structure en phase avec le cycle saisonnier observé. Toutefois la majorité des modèles ont tendance à sous-estimer les pluies de la période humide et à surestimer les pluies de la période sèche ce qui influence la répartition des jours de pluies entre les deux périodes. La moitié des MCR est incapable de reproduire le gradient pluviométrique Est-Ouest des précipitations pendant la période humide (Octobre-Mai). Les modèles simulent différemment les précipitations d'une station à une autre, c'est pour cette raison que les MCR les plus performants sont aussi différents d'une station à l'autre.

Pour la plupart des modèles, les pluies extrêmes simulées n'indiquent pas de tendance significative dans leur évolution temporelle au cours de la période de référence et suivent en général la tendance des observations. Le choix d'un seuil fixe relatif (P90) et d'un seuil fixe absolu (P>10, P>20mm) pour l'inter-comparaison des modèles conduit à des résultats divergeant. À cet effet, notre conclusion se base sur les résultats des seuils absolus qui mettent en évidence une sous-estimation du nombre de jours de pluie. Il est clair que les MCR sont incapables de reproduire la chronologie des extrêmes (la date de l'évènement extrême), mais certains d'entre eux arrivent à reproduire la moyenne interannuelle des extrêmes observés sur la période de contrôle 1961-2000.

**Les modèles performants qui ressortent de cette analyse sont : CHMI, CNRM, ETHZ et GKSS pour la variabilité interannuelle et CHMI et CNRM pour les extrêmes.**

À l'issu de ces résultats, d'éventuelles investigations méritent d'être menées particulièrement pour expliquer la sous-estimation des modèles. Certains facteurs sont à prendre en considération tels que la densité du réseau d'observation qui est important pour une meilleure inter-comparaison des modèles à l'échelle de la zone d'étude qui couvre 360 000 km<sup>2</sup>. Certaines études ont montré que les modèles à plus haute résolution (25 km, 12 km) représentent mieux la topographie et donc les précipitations. D'autres études ont démontré que la combinaison de plusieurs modèles améliorerait les simulations.

L'analyse des projections climatiques simulées par les quatre modèles CNRM, ETHZ, GKSS et HC à l'horizon 2021-2050 et 2070-2099 a permis d'une part de faire une inter-comparaison entre les modèles au sein d'une même station (variabilité temporelle) et de comparer d'autre part les projections simulées par un même modèle d'une station à une autre (variabilité spatiale).

Les résultats ont montré qu'à l'échelle annuelle la baisse des précipitations simulées par l'ensemble des modèles au cours la période 2021-2050, va empirer durant la période 2070-2099 et pour l'ensemble des stations (excepté le modèle HC qui simule une importante augmentation à Annaba et Constantine). Le modèle CNRM est celui qui simule une différence importante des pluies annuelles futures par rapport à la période de référence tandis que le modèle ETHZ simule une diminution modérée des précipitations futures. Dans l'ensemble la baisse des précipitations simulée par les modèles est moins importante à Annaba et Constantine par rapport aux simulations des autres stations.

À l'échelle saisonnière, les pluies d'hiver et de printemps simulées par les 4 MCR suivent pratiquement la même tendance que les pluies annuelles à l'horizon 2050 et 2099 et indiquent une baisse importante des précipitations.

En automne les modèles ETHZ et HC simulent une augmentation des précipitations pour toutes les stations, tandis que les modèles CNRM et GKSS simulent une baisse des précipitations.

En été le modèle GKSS simule une augmentation des précipitations pour l'ensemble des stations et les modèles CNRM et ETHZ indiquent une baisse des précipitations.

L'évolution des extrêmes dans les projections a mis en évidence une baisse générale de l'indice P90 pendant les deux périodes.

Une différence est observée dans l'évolution projetée des indices  $P \geq 10$  et  $P \geq 20$  pour lesquels la tendance des simulations est différente pour la même station (les 4 modèles simulent

différemment les extrêmes d'une même station) et entre les 5 stations (le même modèle indique des tendances différentes d'une station à l'autre).

Toutefois si on tient compte uniquement des projections du modèle CNRM (choisit lors de l'étape de validation), une réduction de plus de 50% est prévue pour les pluies moyennes et extrêmes futures.

Cette étude met en évidence la fiabilité ou le degré de certitude des simulations passées et futures des précipitations issues des sorties de modèles climatiques régionaux aux différentes échelles de temps. Même si l'intérêt des modèles climatiques régionaux est évident quant à la prédiction de l'impact des changements climatiques pour caractériser la vulnérabilité de la région et anticiper sur les mesures d'atténuation et d'adaptation, les résultats de notre étude ont montré que la fiabilité de ces modèles laisse à désirer particulièrement pour la prédiction des événements extrêmes. Il est important aussi de revenir sur les incertitudes qui conditionnent d'une façon ou d'une autre les résultats de ce travail. En plus des incertitudes liées aux MCR et leur paramétrisation, la qualité des séries observées et leur position par rapport aux points de maille d'un MCR sont à prendre en considération.

## Conclusion générale

## Conclusion générale

Le climat a connu une variabilité notable au cours de ces dernières décennies, et l'impact de ses changements a été observé dans plusieurs régions du monde et sur plusieurs secteurs (l'eau, l'agriculture, l'environnement...etc.). Selon le GIEC, l'impact des changements climatiques va encore s'accroître dans les années futures. Les modèles climatiques prédisent ainsi une augmentation des événements extrêmes (inondations, sécheresse, ouragans, tempêtes...etc.).

Le bassin Méditerranéen figure parmi les « hot-spots » des changements climatiques, les effets attendus y sont particulièrement importants, et les impacts environnementaux et socio-économiques risquent d'y être très prononcés. Toutefois, les effets locaux restent imparfaitement décrits dans certaine région du bassin Méditerranéen. C'est dans ce sens que ce travail de thèse a été mené, afin d'approfondir les connaissances sur la variabilité pluviométrique dans la rive sud de ce bassin en l'occurrence le Nord de l'Algérie.

Trois grandes questions ont été traitées dans cette thèse :

- *Comment ont varié les pluies moyennes et journalières au cours des 70 dernières années ?*
- *Quelles sont les facteurs climatiques influençant cette variabilité ?*
- *Quelle sera l'évolution future des précipitations moyennes et extrêmes dans le Nord de l'Algérie ?*

Les précipitations du Nord de l'Algérie sont caractérisées par une variabilité spatio-temporelle remarquable. La régionalisation d'environ 100 séries pluviométriques réparties sur l'ensemble du Nord de l'Algérie au cours de la période 1940-2010 a mis en évidence 6 régions homogènes. Ce découpage spatial exprime la variabilité du comportement pluviométrique d'une région à l'autre. La méthode du vecteur régional a fourni un champ de vecteurs régionaux dont chacun caractérise l'évolution temporelle de l'indice des précipitations régionales. Les vecteurs régionaux ont été soumis à une série de tests statistiques pour analyser leur évolution temporelle. Il apparaît que chaque région homogène est associée à une variabilité temporelle qui la caractérise. Les trois régions Ouest, hauts plateaux Ouest et Chélif ont connu respectivement une réduction des pluies annuelles à partir de la moitié des années 70 d'environ 25%, 18% et 23%, qui est associée à une réduction des précipitations en hiver et au printemps. La région centre est caractérisée par une baisse d'environ 14%, tandis

que les deux régions Est et hauts plateaux Est montrent une stabilité du régime pluviométrique.

L'analyse des pluies journalières par la méthode de classification supervisée (seuillage par percentile) et non supervisée (classes de pluies) a montré en générale une baisse de la fréquence des jours pluvieuxne dépassant pas 20 mm entre les années 70 et 80.

Ceci veut dire que les extrêmes de pluies caractérisés par les percentiles 90%, 95% et 99% n'ont pas connu de changement significatif au cours des 70 dernières années.

A l'issu de ces premiers résultats caractérisant la variabilité spatio-temporelle des précipitations du Nord de l'Algérie, nous avons cherché après les causes ou l'origine de cette variabilité. Plusieurs études ont mis en évidence l'influence de la circulation atmosphérique à grande échelle sur la variabilité des précipitations. C'est dans ce sens que nous avons analysé les relations entre les précipitations et 4 types de circulation atmosphérique influençant en général la variabilité climatique des différentes régions du bassin méditerranéen. Il s'agit d'El Nino SouthernOscillation (ENSO), l'Oscillation Nord Atlantique (NAO), l'Oscillation Méditerranéenne (MO) et l'Oscillation Méditerranéenne Ouest (WeMO). Chaque mode de circulation est caractérisé par un indice qui exprime la différence de pression entre deux points de la Méditerranée. Ces indices climatiques ont été corrélés aux précipitations à différentes échelles de temps dans le but d'expliquer principalement la baisse significative des précipitations dans la partie Nord-Ouest de l'Algérie. L'ENSO semble influencer la variabilité interannuelle des précipitations du Nord-Ouest de l'Algérie. La phase négative d'ENSO qui correspond au phénomène El Nino coïncide avec la période déficitaire des précipitations annuelle à partir de la moitié des années 70. Les trois autres modes de circulation influencent généralement la variabilité saisonnière des précipitations. Effectivement, il ressort que la MO est le mode de circulation dominant influençant la variabilité des précipitations en période humide particulièrement en hiver. Les précipitations des régions Ouest se trouvent aussi influencées par la NAO, car elles sont plus proches de l'Atlantique. L'influence d'ENSO et MO apparait aussi à l'échelle journalière dans la variabilité de la fréquence des jours pluvieux en hiver.

Toutefois, il apparait que la circulation atmosphérique n'explique qu'une partie de la variabilité des précipitations du Nord de l'Algérie (coefficients de corrélation inférieur à 30%). Ceci veut dire qu'il existe d'autres facteurs agissant à différentes échelles spatio-temporelle tels que la topographie ou d'autres facteurs climatiques régionaux.

Avant de s'intéresser à l'étude des évolutions futures des précipitations moyennes et extrêmes, en utilisant les sorties de modèles climatiques régionaux du Projet Ensemble, l'étape de validation est primordiale. Il s'agit d'évaluer la performance ou la capacité des différents modèles climatiques à reproduire la variabilité des précipitations passées. Les pluies simulées sont comparées aux pluies observées sur la période de contrôle 1961-2000 par l'estimation du biais. De façon générale, il ressort que les modèles climatiques régionaux ont tendance à sous-estimer les pluies en période humide et les surestimer en période sèche; un modèle climatique peut ne pas être performant pour l'ensemble des stations; et certains modèles ne reproduisent pas la variabilité spatiale des précipitations. Les modèles sous-estiment aussi la fréquence des événements extrêmes et sont incapables de reproduire leur chronologie, mais certains d'entre eux estiment de façon cohérente la moyenne interannuelle de la fréquence des extrêmes.

Les modèles CNRM, CHMI, GKSS et ETHZ ont été jugé performants et ils ont été sélectionnés par rapport à la plus faible valeur du biais relatif calculé entre les données observées et simulées.

L'évolution future des précipitations moyennes et extrêmes est basée sur les sorties des 4 modèles performants aux périodes de projection 2021-2050 et 2070-2099.

L'ensemble des modèles simulent une réduction des pluies annuelles d'ici la fin du 21<sup>ème</sup> siècle. Les saisons d'hiver et de printemps connaîtront une baisse significative des précipitations d'environ 30% à 60%. En automne et en été, certains modèles simulent une baisse des précipitations, alors que d'autres simulent une augmentation des précipitations futures. Cette différence peut être liée à la répartition spatiale des stations voir aussi les conditions de paramétrage de chaque modèle. Il faut noter aussi la présence d'incertitudes qui influencent ces résultats. Comprendre, quantifier et apprivoiser les incertitudes permettront une meilleure appréciation des projections climatiques.

Finalement cette thèse a permis d'apporter des réponses aux questions posées précédemment liées à la compréhension de la variabilité spatio-temporelle de la pluviométrie dans le Nord de l'Algérie :

- Les précipitations du Nord de l'Algérie sont caractérisées par une variabilité spatio-temporelle remarquable; la partie Nord-Ouest a subi les conséquences de la sécheresse en enregistrant une baisse significative des précipitations tandis que le régime pluviométrique de l'Est n'a pas connu de changement significatif ;
- La réduction des précipitations est associée à la baisse de la fréquence des jours pluvieux ne dépassant pas 20 mm pendant les saisons d'hiver et de printemps ;

- Les extrêmes de pluies n'ont pas connu de changement significatif dans leur évolution temporelle ;
- L'ENSO et la MO sont les modes de circulation atmosphérique qui influencent en partie la variabilité pluviométrique des précipitations ;
- Les modèles climatiques simulent une baisse des précipitations d'ici la fin du 21<sup>ème</sup> siècle qui sera plus accentué en hiver et au printemps.

Toutes ses réponses peuvent contribuer à la mise en place d'un outil de planification et de gestion des ressources en eau pour faire face à l'impact des changements climatiques futures et prendre des mesures d'adaptation pour maintenir la durabilité des ressources en eau et des différentes activités (agricoles et autres) dans les régions les plus vulnérables.

Aujourd'hui, nous sommes conscients des pressions que subissent les ressources en eau et des conséquences engendrées sur leur disponibilité et leur répartition spatiale qui commence à prendre une dimension socio-économique remarquable.

Les prévisions climatiques permettent d'anticiper sur l'impact des changements climatiques sur la variabilité hydro-climatique à l'échelle régionale, particulièrement les événements extrêmes dont la connaissance est utilisée dans plusieurs projets pour définir les normes de construction des bâtiments, la conception et l'exploitation des ouvrages, et l'élaboration des plans d'intervention d'urgence. Cependant, cette première approche menée dans le cadre de ce travail de thèse ne permet pas de confirmer la fiabilité des modèles quant aux prévisions futurs des événements extrêmes.

Enfin, nous proposons quelques recommandations que nous jugeons nécessaires pour améliorer les résultats des différents travaux menés dans le cadre de cette thèse et qui se résument en les points suivants :

- La densification du réseau pluviométrique dans le cadre de l'étude des pluies journalières, particulièrement dans la région Ouest touchée par la sévérité de la sécheresse des dernières années ;
- l'exploration d'éventuels indices climatiques ; dans ce travail, nous avons utilisés l'indice climatique MO définie par Conté *et al.* Les autres indices concernant l'oscillation méditerranéenne définie par Brunetti, Palutikof et Papadopoulos n'ont pas été explorés. Aussi, dans le cadre de cette thèse nous proposons l'investigation d'un nouvel indice climatique méditerranéen qui expliquerait mieux la variabilité pluviométrique particulièrement dans la région Est du Nord de l'Algérie ;

-l'intérêt des modèles climatiques dans la prévision de la variabilité climatique et l'anticipation sur l'impact des changements climatiques à l'échelle régionale est évident. Cependant la fiabilité de ces modèles reste à discuter, particulièrement pour la prédiction des évènements extrêmes. Pour renforcer les résultats obtenus dans le cadre de ce travail, nous proposons de l'appliquer sur un réseau d'observations plus dense, pour une meilleure évaluation spatio-temporelle et à une résolution plus fine qui tient compte des processus régionaux.

# Glossaire

---

## Glossaire

**Anticyclone (zone de haute pression):** Zone où la pression atmosphérique est plus forte qu'aux alentours. Elle est caractérisée par des vents qui soufflent dans le sens des aiguilles d'une horloge, tout en s'éloignant du centre.

**Conditions anticycloniques :** type de temps associé à un anticyclone, généralement bien ensoleillé (du moins en été), sec et avec un faible vent météo, laissant prédominer les brises thermiques.

**Adaptation :** Ajustement des systèmes naturels ou des systèmes humains face à un nouvel environnement ou un environnement changeant. L'adaptation aux changements climatiques indique l'ajustement des systèmes naturels ou humains en réponse à des stimuli climatiques présents ou futurs ou à leurs effets, afin d'atténuer les effets néfastes ou d'exploiter des opportunités bénéfiques. On distingue divers types d'adaptation, notamment l'adaptation anticipée et réactive, l'adaptation publique et privée, et l'adaptation autonome et planifiée.

**Atténuation :** Intervention anthropique pour réduire les sources ou augmenter les puits de gaz à effet de serre.

**Changements climatiques :** Les changements climatiques désignent une variation statistiquement significative de l'état moyen du climat ou de sa variabilité persistant pendant de longues périodes (généralement, pendant des décennies ou plus). Les changements climatiques peuvent être dus à des processus internes naturels ou à des forçages externes, ou à des changements anthropiques persistants de la composition de l'atmosphère ou de l'affectation des terres. On notera que la Convention-cadre des Nations unies sur les changements climatiques (CCNUCC), dans son Article 1, définit « changements climatiques » comme étant des « changements de climat 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. » La CCNUCC fait ainsi une distinction entre les « changements climatiques » qui peuvent être attribués aux activités humaines altérant la composition de l'atmosphère, et la « variabilité climatique » due à des causes naturelles.

**Circulation générale :** Mouvement à grande échelle de l'atmosphère et de l'océan provoqué par le réchauffement différentiel propre à une Terre en rotation et visant à rétablir l'équilibre énergétique du système par transfert de chaleur et de quantité de mouvement.

**Climat :** Au sens étroit du terme, le climat désigne généralement le <temps moyen>; il s'agit plus précisément d'une description statistique en fonction de la moyenne et de la variabilité de grandeurs pertinentes sur des périodes variant de quelques mois à des milliers, voire à des millions d'années. Ces grandeurs sont le plus souvent des variables de surface telles que la température, les précipitations et le vent. Dans un sens plus large, le climat est la description statistique de l'état du système climatique.

**Cyclogenèse :** La cyclogenèse est le processus qui conduit à la formation d'une dépression. Son opposé, pour la formation des anticyclones est l'anticyclogénèse. La cyclogenèse s'applique à la formation des dépressions des latitudes moyennes, ou extratropicales.

**Dépression (zone de basse pression):** Désigne une zone de basse pression ou un cyclone souvent associée à une perturbation et à du vent plus ou moins fort. Dans l'hémisphère nord,

les vents soufflent dans le sens inverse des aiguilles d'une montre autour et vers l'intérieur d'une zone de basse pression.

**ENSO :** Dans son sens originel, El Niño est un courant d'eaux chaudes qui circule périodiquement le long de la côte de l'Equateur et du Pérou, perturbant les pêcheries locales. Ce phénomène océanique est associé à une fluctuation du régime de pression de surface intertropicale et à la circulation dans l'océan Indien et le Pacifique, dénommée Oscillation australe. Collectivement, ce phénomène couplé Atmosphère-océan est désigné sous le nom d'Oscillation australe El Niño, ou ENSO. Lorsqu'un phénomène El Niño se produit, les alizés dominants diminuent et le contrecourant équatorial se renforce ; en conséquence, les eaux chaudes de surface dans la zone de l'Indonésie se déplacent vers l'est pour recouvrir les eaux froides du courant péruvien. Ce phénomène a des incidences importantes sur le vent, la température de la mer à la surface et les régimes de précipitations dans le Pacifique tropical. Il a des effets climatiques dans toute la région du Pacifique et dans nombre de régions du monde. L'inverse d'un phénomène El Niño est dénommé La Niña.

**Evénement extrême (phénomène climatique extrême):** Un phénomène climatique extrême est un phénomène qui est rare dans le cadre de sa distribution de référence statistique à un endroit spécifique. Les définitions de « rare » varient, mais un phénomène climatique extrême serait normalement aussi rare ou plus rare que le 10e ou 90e percentile. Par définition, les caractéristiques d'un extrême climatique peuvent varier selon les endroits. Un phénomène climatique extrême est une moyenne d'un nombre de phénomènes climatiques pendant un certain temps, une moyenne qui est-elle même extrême (précipitations pendant une saison, par exemple).

**Géo-potentiel :** Désigne en météorologie, la distance verticale d'un point donné de l'atmosphère au niveau moyen de la mer qui n'est pas mesurée par son altitude mais par un nombre qui en est généralement voisin et qui s'appelle l'altitude géopotentielle. Le géo-potentiel représente la variation de pression en altitude. Par exemple, le géo-potentiel 500hPa désigne la variation de pression à une altitude standard de 5500 m.

**GIEC :** Le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) a été créé en 1988 en vue de fournir des évaluations détaillées de l'état des connaissances scientifiques, techniques et socio-économiques sur les changements climatiques, leurs causes, leurs répercussions potentielles et les stratégies de parade. Son appellation anglaise est **IPCC** : Intergovernmental Panel on Climate Change. Le rôle du GIEC est "d'expertiser l'information scientifique, technique et socio-économique qui concerne le risque de changement climatique provoqué par l'homme".

**Jet stream (courant jet):** Le jet-stream est un courant d'air très rapide de quelques centaines de kilomètres de large, et de seulement quelques kilomètres d'épaisseur. Il est habituellement situé au niveau de la tropopause entre 10-15 kilomètres au-dessus de la surface de la Terre. Ces courants soufflent de l'Ouest vers l'Est selon la rotation de la Terre. La vitesse des vents à l'intérieur de ces courants est d'environ 200 à 300 km/h mais ils peuvent dépasser 400 km/h.

**Modèle climatique:** Représentation numérique du système climatique basée sur les propriétés physiques, chimiques et biologiques de ses composants, leurs processus d'interaction et de rétroaction, et représentant la totalité ou une partie de ses propriétés connues. Le système climatique peut être représenté par des modèles présentant divers niveaux de complexité - une « hiérarchie » de modèles peut être identifiée pour un composant individuel ou un ensemble

de composants, et ces modèles présentent des différences telles que le nombre de dimensions spatiales, l'étendue de la représentation explicite des processus physiques, chimiques ou biologiques ou le degré d'inclusion des paramétrages empiriques. Des modèles de circulation mondiale couplés Atmosphère/océan/glace marine (AOGCM) fournissent une représentation générale du système climatique. Il existe une évolution vers des modèles plus complexes à chimie et biologie actives. Les modèles climatiques sont des outils de recherche utilisés pour l'étude et la simulation du climat, mais également dans des buts opérationnels, notamment des prévisions climatiques mensuelles, saisonnières et interannuelles.

**Modèle climatique régional (Modèle à air limitée) :** Modèle dont la grille de calcul ne couvre qu'une portion restreinte de la planète (continent ou portion plus ou moins grande d'un continent). Le but de ce type de modèle est de raffiner de façon substantielle la résolution horizontale, verticale et parfois temporelle de la simulation climatique. Ce type de modèle doit être alimenté à ses frontières par une autre source de données dont la résolution plus grossière et l'étendue géographique plus grande que la grille de calcul (ex. MCGAO, réanalyses) via différentes techniques appelées pilotage. Les modèles à aire limitée peuvent être utilisés pour les projections climatiques et les prévisions météorologiques.

**NAO :** L'Oscillation de l'Atlantique Nord consiste en variations opposées de la pression barométrique près de l'Islande et près des Açores. En moyenne, un courant de l'ouest, entre la zone de basse pression de l'Islande et la zone de haute pression des Açores, pousse des cyclones et leurs systèmes frontaux associés vers l'Europe. Cependant, la différence de pression entre l'Islande et les Açores fluctue sur des échelles temporelles allant de jours à des décennies, et peut quelquefois être inversée. C'est le mode dominant de variabilité climatique hivernale dans la région de l'Atlantique Nord, allant du centre de l'Amérique du Nord à l'Europe.

**Paramétrage (paramétrisation) :** Dans le contexte des modèles climatiques, ce terme désigne la technique qui permet de représenter les processus qui ne peuvent pas être traduits explicitement à l'échelle spatiale ou temporelle du modèle (processus d'échelle inférieure à la maille), en établissant des relations entre les effets moyennés sur une zone ou dans le temps et la circulation à plus grande échelle.

**Précipitation convective :** La convection est un phénomène de la mécanique des fluides, qui se produit dans notre atmosphère lorsqu'une masse d'air augmente de température et qu'elle aura tendance à se déplacer alors verticalement vers le haut. De tels déplacements s'appellent des mouvements de convection. Ils sont à l'origine de certains phénomènes météorologiques comme les orages. Tout mouvement convectif aura tendance à amener des pluies assez fortes sous des nuages convectifs : Ces nuages sont appelés nuages cumuliformes comme les cumulus congestus et les cumulonimbus, qui, en élevant des masses d'air chaudes gorgées d'humidité, auront tendance à se refroidir nettement en montant en altitude et de favoriser la condensation et de générer des averses, voire des phénomènes électriques et/ou de la grêle. Ces précipitations résultantes, appelées précipitations convectives, sont difficiles à prévoir au niveau quantité : elles dépendront de la force de convection au moment de l'averse (de la maturité du nuage). De plus, les précipitations convectives sont souvent fortes mais brèves dans le temps et localisées, ce qui implique que des zones peuvent être fortement arrosées, alors qu'à quelques kilomètres de distance, peu ou pas de précipitations auront été mesurées au pluviomètre.

---

**Prévision climatique :** Une prévision climatique est le résultat d'un essai de description ou d'estimation, avec un maximum de probabilité, de l'évolution réelle future du climat (à des échelles temporelles saisonnières, interannuelles, ou à long terme, par exemple).

**Projection climatique :** Projection de la réponse du système climatique aux scénarios d'émissions ou de concentration de gaz à effet de serre et d'aérosols, ou de scénarios de forçage radiatif, souvent fondée sur des simulations par des modèles climatiques. La différence faite entre projections climatiques et prévisions climatiques souligne le fait que les projections climatiques dépendent des scénarios d'émissions/des concentrations/du forçage radiatif utilisé, eux-mêmes basés sur des hypothèses, concernant, par exemple, de futurs développements socio-économiques et technologiques susceptibles ou non de se produire, et pour lesquels il existe une incertitude importante.

**Ré-analyses :** La réanalyse est une méthode utilisée pour obtenir un portrait exhaustif de l'état du système terrestre. Cette méthode consiste à combiner un modèle de prévision météorologique et des observations pour produire, généralement pour l'ensemble du globe, des archives d'un grand nombre de variables atmosphériques et océaniques sur des grilles à une résolution temporelle de quelques heures pour plusieurs décennies. On appelle les données ainsi produites des réanalyses. La production de réanalyses demande un effort colossal en termes de ressources financières et techniques qui ne sont à la portée que de quelques grands centres de prévision, les plus connus sont le National Center for Environmental Prediction (NCEP, pour les réanalyses : NCEP, NCEP-DOE Reanalysis-2, CFSR, NARR) ou le European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF, pour les réanalyses ERA15, ERA40 , ERA-Interim).

**Réchauffement climatique (ou global ou planétaire):** Phénomène d'augmentation de la température moyenne des océans et de l'atmosphère terrestre, mesuré à l'échelle mondiale sur plusieurs décennies.

**Réduction d'échelle (downscaling) :** Une méthode qui consiste à dériver des informations à l'échelle locale ou à régionale (10 à 100 km) à partir de modèles de projection climatique ou d'analyses de données à plus grande échelle 200 km et plus.

**Rétroaction climatique :** Le mécanisme d'interaction entre des processus au sein du système climatique est intitulé rétroaction climatique lorsque le résultat d'un processus initial déclenche des changements dans un second processus, lequel, à son tour, influe sur le processus initial. Une rétroaction positive renforce le processus initial, et une rétroaction négative le réduit.

**Système climatique :** Système extrêmement complexe formé de cinq composants principaux : l'atmosphère, l'hydrosphère, la cryosphère, la surface terrestre et la biosphère, et les interactions entre eux. Le système climatique évolue dans le temps sous l'effet de ses propres éléments dynamiques internes et en raison de forçages externes tels que les éruptions volcaniques, variations solaires, et de forçages anthropiques tels que la modification de la composition de l'atmosphère et les changements d'affectation des terres.

**Variabilité climatique :** Désigne des variations de l'état moyen et d'autres statistiques (écarts standards, phénomènes extrêmes, etc.) du climat à toutes les échelles temporelles et spatiales au-delà des phénomènes climatiques individuels. La variabilité peut être due à des processus internes naturels au sein du système climatique (variabilité interne), ou à des variations des forçages externes anthropiques ou naturels (variabilité externe).

## Références bibliographiques

## Références bibliographiques

- **Aguilar, A., Aziz Barry, A., Brunet, M., Ekang, L., Fernandes, A., Massoukina, M., Mbah, J., Mhanda, A., Do Nascimento, D.J., Peterson, T.C., Thamba Umba, O., Tomou, M. & Zhang, X., 2009.** Changes in temperature and precipitation extremes in western central Africa, Guinea Conakry and Zimbabwe, 1955-2006. *Journal of geophysical research*, 114, D02115, doi:10.1029/2008JDO11010.
- **Alila Y., 1999.** A hierarchical approach for the regionalization of precipitation annual maxima in Canada. *J. Geophys. Res.*, 104(D24), p.31645-31655.
- **Alpert P., Ben-gai T., Baharad A., Benjamini Y., Yekutieli D., Colacino M., Diodato L., Ramis C., Homar V., Romero R., Michaelides S., Manes A., 2002.** The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values. *Geophysical research letters*, v. 29, n. 0, 10.1029/2001GL013554.
- **Altava-Ortiz V., Llasat M.C., Ferrari E., Atencia A. and Sirangelo B., 2011.** Monthly rainfall changes in Central and Western Mediterranean basins, at the end of the 20<sup>th</sup> and beginning of the 21st centuries. *Int. J. Climatol.*, v.31, p.1943–1958
- **ANRH, 2009.** Impact des changements climatiques sur les ressources en eaux. Note de synthèse, 12p.
- **Assaba M., 2004.** La connaissance des pluies mensuelles au service de la modélisation hydrologiques des apports mensuelles en eau de surface : Application à l'Algérie du Nord, au sud de la France et à la Corse. Thèse de doctorat, université de Nice Sophia Antipolis, France, 399p.
- **Badreldin G. H. H. and Feng P., 2012.** Formation of Homogenous Regions for Luanhe Basin by Using L-Moments and Cluster Techniques. *International Journal of Environmental Science and Development*, v. 3, n. 2, p. 205-210.
- **Badreldin G. H. H., Isameldin A. A., Li J., Feng P., 2012.** At site and regional frequency analysis for Sudan annual rainfall by using the L-moments and nonlinear regression techniques. *International Journal of Engineering Research and Development*, v.3, n. 6, p.13-19.
- **Bargaoui Z., Trambly Y., Lawin E. A. and Servat E., 2014.** Seasonal precipitation variability in regional climate simulations over Northern basins of Tunisia. *Int. J. Climatol.*, 34, p.235–248
- **Bekkoussa B., Meddi M., Jourde H., 2008.** Forçage climatique et anthropique sur la ressource en eau souterraine d'une région semi-aride : cas de la plaine de Ghriss (Nord-Ouest algérien). *Sécheresse*, n.18, v.3, p.173-184.
- **Benabdesselam T. et Amarchi H., 2013.** Approche régionale pour l'estimation des précipitations journalières extrêmes du Nord Est Algérien. *Courrier du Savoir*, n.17, p.175-184
- **Benassi M., 2001.** Drought and climate change in Morocco. Analysis of precipitations field and water supply. *Options Méditerranéennes, série A*, n.80, p 83-86.
- **Benhattab K., Bouvier C., Meddi M., 2014.** Regional analysis for the estimation of low frequency daily rainfalls in Cheliff catchment, Algeria. *Proceedings of the Mediterranean*

Meeting on "Monitoring, modelling and early warning of extreme events triggered by heavy rainfalls", University of Calabria, Cosenza (Italy), June 26th-28th, 2014.

- **Beniston M., Stephenson D.B., Christensen O.B., Ferro C.A.T., Frei C., Goyette S., Halsnaes K., Holt T., Jylhä K., Koffi B., Palutikof J., Schöll R., Semmler T., Woth K., 2007.** Future extreme events in European climate: An exploration of regional climate model projections. *Climatic Change*, 81, p.71-95
- **Beniston, M. and Stephenson, D., 2004.** Extreme climatic events and their evolution under changing climatic conditions. *Global and Planetary Change*, 44, p.1-9.
- **Benkhaled A., 2007.** Distributions statistiques des pluies maximales annuelles dans la région du Cheliff : comparaison des techniques et des résultats. *Courrier du Savoir*, n.8, p.83-91.
- **Brandimarte L., Di Baldassarre G., Bruni G., D’Odorico P., Montanari A., 2011.** Relation between the north-atlantic oscillation and hydroclimatic conditions in mediterranean areas. *Water resour manage*, n.25, p. 1269-1279, doi 10.1007/s11269-010-9742-5.
- **Brunet-Moret, Y., 1979.** Homogénéisation des précipitations. *Cahiers ORSTOM, Série Hydrologie*, vol. XVI, n. 3-4, p.147-170.
- **Brunetti M., Maugeri M., Monti F., Nanni T., 2004.** Changes in daily precipitation frequency and distribution in Italy over the last 120 years. *Journal of Geophysical research*, v.109, D05102, doi:10.1029/2003JD004296
- **Brunetti M., Maugeri M., Nanni T., 2001.** Changes in total precipitation, rainy days and extreme events in northeastern Italy. *Int. J. Climatol.*, 21, p.861–871
- **Brunetti M., Maugeri M., Nanni T., 2002.** Atmospheric circulation and precipitation in Italy for the last 50 years. *International Journal of Climatology*, v.22, n.12, p.1455–1471.
- **Caloiero T., Coscarelli R., Ferrari E., Mancini M., 2011.** Precipitation change in Southern Italy linked to global scale oscillation indexes. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, v.11, p.1683–1694
- **Ceglar A., Honzak L., Žagar N., Skok G., Žabkar R. and Rakovec J., 2014.** Evaluation of precipitation in the ENSEMBLES regional climate models over the complex orography of Slovenia. *Int. J. Climatol.* DOI: 10.1002/joc.4158
- **Chaouche K., Neppel L., Dieulin C., Pujol N., Ladouche B., Martin E., Salas D., Caballero Y., 2010.** Analyses of precipitation, temperature and evapotranspiration in a French Mediterranean region in the context of climate change. *Comptes Rendus Geoscience*, 342,p.234–243
- **Clavet-Gaumont J., 2012.** Analyse de fréquence régionale des débits de crue du québec simulés par le modèle régional canadien du climat. Mémoire présenté comme exigence partielle de la maîtrise en sciences de l’atmosphère, Université du Québec, Montréal, 87p.
- **Conte M., Giuffrida A., Tedesco S., 1989.** The Mediterranean Oscillation. Impact on precipitation and hydrology in Italy *Climate Water*, Publications of the Academy of Finland, Helsinki.
- **Conway, D.P., Persechino, A., Ardoin-Bardin, S., Hamandawana, H., Dieulin, C., Mahé, G. 2009.** Rainfall and river flow variability in sub-Saharan Africa during the 20th century. *Journal of Hydrometeorology*, 10, 1, p. 41-59.

- **Coppola E. et Giorgi F., 2010.** An assessment of temperature and precipitation change projections over Italy from recent global and regional climate model simulations. *Int. J. Climatol.* 30, p.11–32.
- **Costa A.C. et Soares A., 2009.** Trends in extreme precipitation indices derived from a daily rainfall database for the South of Portugal. *Int. J. Climatol.*, 29, p.1956–1975
- **Criado-Aldeanueva F. et Soto-Navarro F.J., 2013.** The Mediterranean Oscillation Teleconnection Index: Station-Based versus Principal Component Paradigms, *Advances in Meteorology*, p.1-10. <http://dx.doi.org/10.1155/2013/738501>
- **De Luis M., Ravento J., Gonzalez-Hidalgo J.C., Sanchez J.R. and Cortina J., 2000.** Spatial analysis of rainfall trends in the region of valencia (east spain). *Int. J. Climatol.*, 20, p.1451-1469
- **Dechemi N., Ait Mouhoub D., Souag D., 2000.** Contribution à l'analyse du régime pluviométrique sur le littoral algérien. *Sécheresse*, vol.11, n.1, p 5-10.
- **Delfino B., 2012.** L'oscillation Nord atlantique : Les conséquences sur les ressources de la méditerranée. Licence SME (Sciences de la Mer et de l'Environnement) : océan – atmosphère – climat, Université de la Méditerranée, Aix-Marseille II, France, 12p.
- **Demmak A. et Ould Amara A., 2001.** La sécheresse en Algérie des années 1970/1990 et son impact sur les ressources en eau. Table ronde : sécheresse-changement climatique-désertification, 10p.
- **Descroix L., Nouvelot J. F., Estrada J. et Lebel T., 2001.** Complémentarités et convergences de méthodes de régionalisation des précipitations : application à une région endoréique du Nord-Mexique. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, vol. 14, n° 3, 2001, p. 281-305.
- **Diello, P., Paturel J.E., Mahé G., 2003.** Approche d'identification d'un réseau climatique pour le suivi des modifications du climat au Burkina Faso. *Sud Sciences & Technologies*, n.10, p.18-25
- **Douguédroit A., 1998.** Que peut-on dire d'une oscillation méditerranéenne ? In *climate and environmental change*, Alcoforado MJ (ed.). Evora : 135-136
- **Drriouech F., Déqué M., Sánchez-Gómez M., 2010.** Weather regimes-Moroccan precipitation link in a regional climate change simulation. *Global and Planetary Change*, 72, p.1–10
- **Dubois C., Somot, S., Calmanti, S., Carillo, A., Déqué, M., Dell'Aquila A., Elizalde-Arellano A., Gualdi S., Jacob, D., Lheveder B., Li L., Oddo, P., Sannino G., Scoccimarro, E., and Sevault F., 2012.** Future projections of the surface heat and water budgets of the Mediterranean sea in an ensemble of coupled atmosphere-ocean regional climate models. *Clim. Dynam.*, 39, p.1859–1884, doi: 10.1007/s00382-011-1261-4, 2012.
- **Düneloh A., Jacobeit J., 2003.** Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability 1948-98. *Int. J. Climatol.*, 23, p.1843-1866
- **Eslamian S.S., 2006.** Maximum monthly rainfall analysis using l-moments for an arid region in Isfahan Province, Iran. *Journal of applied meteorology and climatology*, v.46, p.494-503.

- **Feidas H., Nouloupoulou Ch., Makrogiannis T., Bora-Senta E., 2007.** Trend analysis of precipitation time series in Greece and their relationship with circulation using surface and satellite data: 1955–2001. *Theor. Appl. Climatol.*, 87, p. 155–177
- **Ferrari E., Caloiero T., Coscarelli R., 2013.** Influence of the North Atlantic Oscillation on Winter rainfall in Calabria (southern Italy). *Theoretical and Applied Climatology*, 114, p.479-494
- **Fowler H.J., Blenkinsop S. et Tebaldi, C., 2007.** Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. *International Journal of Climatology*, 27, p.1547-1578.
- **GIEC, 2007.** Bilan 2007 des changements climatiques. Rapport de synthèse n.4, 114p.
- **Giorgi F., 2008:** Régionalisation de l'information sur les changements climatiques pour les évaluations des incidences et l'adaptation. *Bulletin de l'OMM*, 57, 2, p.86-92.
- **Giorgi, F. and Mearns L.O., 1991.** Approaches to the simulation of regional climate change: a review. *Reviews of Geophysics*, 29, p.191-216.
- **Giorgio F. et Lionello P., 2008.** Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary Change*, v.63, p. 90–104.
- **Griffiths, G.M., Salinger, M.J. & Leleu, I., 2003.** Trends in extreme daily rainfall across the South Pacific and relationship to the South Pacific Convergence Zone. *International Journal of Climatology*, 23, p.847-869.
- **Groisman P.Y., Knight R.W., Easterling D. R., Karl T.R., Hegerl G.C., Razuvaev V.N., 2005.** Trends in intense precipitation in the climate record. *Journal of climate*, v.18, p.1326-1350.
- **Habets F., boe J., Deque M., Ducharne A., Gascoïn S., Hachour A., Martin E., Pagé C., Sauquet E., Terray L., Thiéry D., Oudin L., Viennot P., Théry S., 2011.** Impact du changement climatique sur le bassin versant de la seine. Programme Interdisciplinaire de Recherche sur l'Environnement de la Seine, 47p.
- **Habibi B., Meddi M., Boucefiane A., 2012.** Analyse fréquentielle des pluies journalières maximales Cas du Bassin Chott-Chergui. *Revue Nature & Technologie, C- Sciences de l'Environnement*, n.8, p. 41-48
- **Hallouz, F., Meddi, M., Mahe, G., 2013.** Modification du régime hydroclimatique dans le bassin de l'oued Mina (Nord Ouest d'Algérie). *Revue des Sciences de l'Eau*, 26, 1, pp 33-38.
- **Herrera S., Fita L., Fernández J. and Gutiérrez J. M., 2010.** Evaluation of the mean and extreme precipitation regimes from the ENSEMBLES regional climate multimodel simulations over Spain, *J. Geophys. Res.*, 115, D21117, doi:10.1029/2010JD013936
- **Hewitson B.C., Crane R.G., 2006.** Consensus between GCM climate change projections with empirical downscaling: precipitation downscaling over South Africa. *Int. J. Climatol.*, 26, p.1315-1337
- **HIEZ G., 1977.** L'homogénéité des données pluviométriques. *Cahiers ORSTOM. Série Hydrologie*, 14, 2, p. 129-172.
- **Hiez, G., Cochonneau, G., Sechet, P., Medeiros Fernandes, U., 1992.** Application de la méthode du vecteur régional à l'analyse de la pluviométrie annuelle du bassin Amazonien. *Veille Climatique Satellitaire (Ed. ORSTOM/Météo France*, 43, p. 39-52

- **Hosking J.R.M. and Wallis J.R., 1993.** Some Statistics Useful in Regional Frequency Analysis. *Water Resources Research*, Vol 29, No. 2, p.271-281
- **Hosking J.R.M., 1990.** L-Moments: Analysis and Estimation of Distributions using Linear Combinations of Order Statistics, *Journal Royal Statistical Society, Ser B*, 52, p.105-124
- **Hosking J.R.M., and Wallis J.R., 1997.** *Regional Frequency Analysis: An Approach Based on L-Moments*, Cambridge Press.
- **Hulme M., Wigley T.M.L. and Jones P.D., 1990.** Limitations of regional climate scenarios for impact analysis. In: *Landscape-Ecological Impact of Climatic Change*, M.M Boer and R. de Groot (Eds.), IOS Press, Agricultural University of Wageningen, p. 111-129.
- **Jacobeit J., 2000.** Rezente Klima entwicklungim Mittelmeerraum. *Petermanns Geogr. Mittl.* 144, 22–33.
- **Karahaçane H., et Meddi M., 2014.** Evolution de la pluviométrie journalière dans le nord-ouest Algérien. *Revue Agro-Ecologie*, v.2/2, p.124-132
- **Kendall M.G., 1938.** A new measure of rank correlation. *Biometrika*, v. 30, n. 1/2, p. 81-93.
- **Khomsi, K., Mahe, G., Sinan, M., Snoussi, M., Trambly, Y., 2015.** Trends in rainfall and temperature extremes in Morocco. *Natural Hazards and Earth System Sciences, Discussions*, 3, p.1175–1201
- **Kiladis G.N., Diaz H.F., 1989.** Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. *J. Climate*, n.2, p.1069-1090
- **Kingumbi A., Bargaoui Z. et Hubert P., 2005.** Investigation of the rainfall variability in central Tunisia. *Hydrological Sciences Journal*, 50, 3, p.493-508
- **Kioutsoukis I., Melas D. and Zerefos C., 2010.** Statistical assessment of changes in climate extremes over Greece (1955–2002). *Int. J. Climatol.*, 30, p.1723–1737
- **Knippertz P., Ulbrich U., Marques F., Corte-Real J., 2003b.** Decadal changes in the link between El Niño and spring time North Atlantic Oscillation and European–North African rainfall. *Int. J. Climatol*, n.23, p.1293-1311.
- **Kutiél H., Maheras P., Guika S., 1996.** Circulation indices over the Mediterranean and Europe and their relationship with rainfall conditions across the Mediterranean. *Theor. Appl. Climatol.*, 54, p.125-138
- **Laborde J.P., 1998.** Rainfall maps of Northern Algeria at the scale of 1/500 000, sheet memoir. National Agency of Hydraulic resources, project PNUD/ALG/88/021, 1993.
- **Lloyd-Hughes B., Saunders M.A., 2002.** Seasonal prediction of European spring precipitation from ElNiño–Southern Oscillation and local sea surfaces temperatures. *Int. J. Climatol.*, n.22, p.1–14
- **Longobardi A. et Villani P., 2009.** Trend analysis of annual and seasonal rainfall time series in the Mediterranean area. *Int. J. Climatology*, 30, p.1538–1546.
- **Lopez J. et Frances F., 2010.** Influence of the North Atlantic Oscillation and the western mediterranean oscillation in the maximum flow events in Spain. International workshop advances in statistical hydrology, may 23-25, 2010 Taormina, Italy.
- **Lupikasza E., 2010.** Spatial and temporal variability of extreme precipitation in Poland in the period 1951–2006. *Int. J. Climatol.*, 30, p.991–1007

- **Mahé G., L'Hôte Y., Olivry J.C., Wotling G., 2001.** Trends and discontinuities in regional rainfall of west and central Africa – 1951-1989. *Hydrological Sciences Journal*, 46, 2, 211-226.
- **Mahé G., Singla S., Driouech F. et Khomsi K., 2011.** Analyse de la persistance de ruptures dans des séries pluviométriques au Maroc en fonction de l'échelle spatiale et de la reconstitution des données. Conférence CIRED4, Blida, Algérie.
- **Maheras P., Tolika K. et Anagnostopoulou C., 2008.** Relations entre les précipitations moyennes et extrêmes et les types de circulation atmosphérique en Belgique. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 51, p.115-125
- **Maheras P., Xoplaki E., Kutiel H., 1999.** Wet and dry monthly anomalies across the mediterranean basin and their relationship with correlation, 1860-1990. *Theoretical and applied climatology*, 64, p.189-199
- **Majone B., Bovolo C. I., Bellin A., Blenkinsop S., and Fowler H. J., 2012.** Modeling the impacts of future climate change on water resources for the Gallego river basin (Spain). *Water Resour. Res.*, 48, W01512, doi: 10.1029/2011WR010985.
- **Mariotti A., Struglia M.V., Zeng N., Lau K.M., 2002.** The hydrological cycle in the Mediterranean region and implications for the water budget of the Mediterranean Sea. *J. Clim.*, 15, 1674-1690.
- **Martinez M. D., Lana X., Burguenoc A., Serra C., 2007.** Spatial and temporal daily rainfall regime in Catalonia (NE-Spain) derived from four precipitation indices, years 1950–2000. *Int. J. Climatol.*, 27, p.123–138
- **Martín-Vide J. et Lopez-Bustins J.A., 2006.** The Western Mediterranean Oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula. *Int. J. Climatol.*, 26, p.1455–1475.
- **Mearns L.O., Giorgi F., Whetton P., Pabon D., Hulme M. and Lal M., 2003.** Guidelines for use of climate scenarios developed from Regional Climate Model experiments. Data Distribution Centre of the International Panel of Climate Change, 38 p. Available for download from: <http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk>.
- **Mearns L.O., Rosenzweig C. and Goldberg, R., 1997.** Mean and variance change in climate scenarios: methods, agricultural applications, and measures of uncertainty. *Climatic Change* 35, p.367-396.
- **Meddi H., Meddi M., 2007.** Variabilité spatiale et temporelle des précipitations du Nord-Ouest de l'Algérie. *Géographia Technica*, n°2, p 49-55.
- **Meddi H., Meddi M., 2009.** Variabilité des précipitations annuelles du Nord-Ouest de l'Algérie. *Science et changements planétaires / Sécheresse*, n.1, v.20, p 57-65.
- **Meddi M. and Toumi S., 2015.** Spatial variability and cartography of maximum annual daily rainfall under different return periods in the North of Algeria, *Journal of Mountain Science*. DOI 10.1007/s11629-014-3084-3.
- **Meddi M., Assani A. A., Meddi H., 2010.** Temporal variability of annual rainfall in the Macta and Tafna catchments, Northwestern Algeria. *Water Resour Manage*, n.24, p.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, p. 278 : 1-7.

- **Meddi M., Talia A., 2007.** Pluviometric regime evolution in the North of Algeria. Arab Gulf Journal of Scientific Research 01/2008; 26, p 152-162.
- **Meddi M. and Talia A., 2014.** Evolution of the rainy days number in Algeria from 1947 to 2007. Proceedings of the 2nd International Conference "Water resources and wetlands", September 11-13, 2014 Tulcea (Romania), p.271-277
- **Medjerab A., 2005.** Étude pluviométrique de l'Algérie Nord-Occidentale. Thèse de doctorat, Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et Aménagement du Territoire, USTHB, Alger, 569p.
- **Medjerab A. et Henia L., 2005.** Régionalisation des pluies annuelles dans l'Algérie Nord-Occidentale. Revue géographique de l'Est, Climat, sécheresse et canicule, v.45/2, URL : <http://rge.revues.org/501>
- **Milano M., Ruelland D., Fernandez S., Dezetter A., Fabre J., and Servat E., 2007.** Facing global changes in the Mediterranean basin: How could the current water stress evolve by the medium-term? C. R. Geosci., 344, p.432–440.
- **Milano, M., Ruelland, D., Fernandez, S., Dezetter, A., Fabre, J. Servat, E., Fritsch, J.-M., Ardoin-Bardin, S., and Thivet, G., 2013.** Current state of Mediterranean water resources and future trends under global changes, Hydrolog. Sci. J., 58, p.498-518, doi:10.1080/02626667.2013.774458.
- **New M., Hewiston B., David B., Tsiga S.A., Kruger A., Manhinsue A., Gomez B., Coelho C.A.S., Masisi D.N., Kalulanga E., Bulane E., Fortunata L., Mdoka M.L. et Lajoie R., 2006.** Evidence of trends in daily climate extremes over southern and West Africa. Journal of Geophysical Research, 111, D14102, doi:10.1029/2005JD006289.
- **Norrrant C. et Douguédroit A., 2003.** Tendances récentes des précipitations et des pressions de surface dans le Bassin méditerranéen. Annales de géographie, 112, 631, p.298–305.
- **Norrrant C. et Douguédroit A., 2004.** Tendances des précipitations mensuelles et quotidiennes dans le Sud-Est méditerranéen français. Anales de l'association internationale de météorologie, v.1, p. 45-64
- **Norrrant C. et Douguédroit A., 2006.** Monthly and daily precipitation trends in the Mediterranean (1950–2000). Theor. Appl. Climatol. 83, p.89-106
- **Norrrant C., 2007.** Relations entre le niveau du géopotential 500 hPa de l'hémisphère nord et les précipitations du bassin méditerranéen (1950–2000). Climatologie 4, p.91–104.
- **Nouaceur Z., 2009.** Évolution des précipitations depuis plus d'un demi-siècle en Mauritanie. Geographia Technica, numéro spécial, p 361-366.
- **Onibon H., Ouarda T.B.M.J., Barbet M., St-Hilaire A., Bobée B., Bruneau P., 2004.** Analyse fréquentielle régionale des précipitations journalières maximales annuelles au Québec. Hydrol. Sci. J., 49, 4, p.717-735.
- **Ouachani R., Bargaoui Z. and Ouarda T., 2011.** Power of teleconnection patterns on precipitation and streamflow variability of upper Medjerda Basin. Int. J. Climatol., DOI: 10.1002/joc.3407.
- **Ozer P., Hountondji Y.C., Laminou Manzo O., 2007.** Evolution des caractéristiques pluviométriques dans l'est du Niger de 1940 à 2007. Geo-Eco-Trop., 2009, v.33, p.11 -30.

- **Pagé C., 2008.** Format des données SAFRAN et scénarios climatiques désagrégés au CERFACS. Technical Report TR/CMGC/08/27, Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique (CERFACS).
- **Palutikof J.P., 2003.** Analysis of Mediterranean climate data: measured and modelled. In: Bolle, H.J. (ed): Mediterranean climate: Variability and trends. Springer-Verlag, Berlin
- **Papadopoulos V., Josey S., Bartzokas A., Somot S., Ruiz S., Drakopoulou P., 2012.** Large-scale atmospheric circulation favoring deep –and intermediate- water formation in the Mediterranean Sea. *Journal of Climate*, 25, 6079–6091.
- **Paturel J.E., Boubacar I., Laouar A., Mahé G., 2010.** Analyses de grilles pluviométriques et principaux traits des changements survenus au 20ème siècle en Afrique de l'Ouest et Centrale. *Hydrological Sciences Journal*, 55, 8, p. 1281-1288.
- **Philandras C.M., Nastos P.T., Kapsomenakis J., Douvis K.C., Tselioudis G., Zerefos C.S., 2011.** Long term precipitation trends and variability within the Mediterranean region. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, p.3235–3250
- **Price C., Stone L., Rajagopalan B., Alpert P., 1998.** A possible link between El Nino and precipitation in Israel. *Geophys. Res. Let.*, 25, p.3963-3966.
- **Puma M.J. et Gold S., 2011.** Formuler des scénarios climatiques pour éclairer des stratégies de développement résilient au climat : Guide à l'intention des praticiens, Programme des Nations Unies pour le développement, New York, NY, USA.
- **Quintana Seguí P., Ribes A., Martin E., Habets F. and Boé, J., 2010.** Comparison of three downscaling methods in simulating the impact of climate change on the hydrology of Mediterranean basins, *J. Hydrol.*, 383, p.111–124.
- **Reale O., Feudale L., Turato B., 2001.** Evaporative moisture sources during a sequence of floods in the Mediterranean region. *Geophys. Res. Let.*, 28, p.2085-2088.
- **Robock A., Turco R., Harwell M., Ackerman T.P., Andressen R., Chang H.S. and Sivakumar M.V.K., 1993.** Use of general circulation model output in the creation of climate change scenarios for impact analysis. *Climatic Change*, 23, p.293-335.
- **Rodo X., Baert E., Comin F.A., 1997.** Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during the present century: relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Niño–Southern Oscillation. *Clim. Dyn.*, n.13, p.275-28
- **Rodwell M.J., Hoskins B.J., 1996.** Monsoons and the dynamics of deserts. *Q. J. Roy Met. Soc.*, 122, p.1385-1404.
- **Rostami R., 2013.** Regional Flood Frequency Analysis Based on L-Moment Approach (Case Study West Azarbayjan Basins). *Journal of Civil Engineering and Urbanism*, v. 3, n.3, p.107-113.
- **Roudier P. et Mahé G., 2010.** Study of water stress and droughts with indicators using daily data on the Bani basin (Mali). *Int. J. Climatology*, 30, 11, p.1689–1705.
- **Sahani M., Moeyersons J., Vandecasteele I., Trefois P., Ozer P., 2012.** Evolution des caractéristiques pluviométriques dans la zone urbaine de Butembo (RDC) de 1957 à 2010. *Geo-Eco-Trop.*, 2012, 36, p.121-136
- **Salama H., 2011.** Régionalisation pluviométrique du bassin Tensift (MAROC). *Larhyss Journal*, n° 09, p. 111-119

- **Salameh T., 2008.** Modélisation multi-échelles de la circulation atmosphérique hivernale sur le bassin méditerranéen : rôle des interactions d'échelles. Thèse de doctorat, école polytechnique, France, 156p.
- **Sanchez-Gomez E., Somot S. and Mariotti A., 2009.** Future changes in the Mediterranean water budget projected by an ensemble of Regional Climate Models. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L21401, doi: 10.1029/2009GL040120.
- **Sen P. K., 1968.** Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau, *Journal of the American Statistical Association*, 63, p.1379-1389.
- **Senatore A., Mendicino G., Smiatek G., and Kunstmann, H., 2011.** Regional climate change projections and hydrological impact analysis for a Mediterranean basin in Southern Italy. *J. Hydrol.*, 399, p.70–92
- **Servat E., Ardoin-Bardin S., Paturel J.E., Dezetter A., Mahé G., 2007.** Modèles climatiques et évolution pluviométrique envisageable sur le bassin méditerranéen. *Le Journal de l'Eau et de l'Environnement*, n.9-10, p.14-25.
- **Singla S., Mahé G., Dieulin C., Driouech F., Milano M., El Guelai F.Z., Ardoin-Bardin S., 2010.** Evolution des relations pluie-débit sur des bassins versants du Maroc. In: *Global Change: Facing Risks and Threats to Water Resources (Proc. of the Sixth World FRIEND Conference, Fez, Morocco, October 2010)*, IAHS Publ. 340, 679-687.
- **Sinoga J.D.R, Marin R.G., Murillo J.F.M and Galeote M.A.G., 2011.** Precipitation dynamics in southern Spain: trends and cycles. *Int. J. Climatol.* 31, p.2281–2289
- **St-Hilaire A., Ouarda T.B.M.J., Lachance M., Bobee, B., Barbet M., Bruneau P., 2003.** La régionalisation des précipitations: une revue bibliographique des développements récents. *Rev. Sci. Eau*, 16, 1, p.27-54
- **Szalai S., 2003.** Oscillation Nord Atlantique. Hungarian Meteorological Service. <http://klimat.czn.uj.edu.pl/>.
- **Taibi S. et Souag D., 2011.** Regionalization of drought in Northern Algeria using a standardized precipitation index (1936-2010). In: *From prediction to prevention of hydrological risk in Mediterranean countries (E. Ferrari & P. Versace, Sci. Eds)*, 4<sup>th</sup> international Workshop on Hydrological extremes MEDFRIEND group, University of Calabria; EdiBios, Cosenza, Italia; 169-182.
- **Taibi S., 2011.** Analyse du régime climatique au Nord de l'Algérie. Mémoire de Magister, Ecole Nationale Supérieure Agronomique, El-Harrach, Alger, 197p.
- **Taibi S., Meddi M., Souag D., Mahe G., 2013.** Évolution et régionalisation des précipitations au nord de l'Algérie (1936-2009). In: *Climate and land surface changes in hydrology*, IAHS Publ. 359, 191-197.
- **Talia, A., 2002.** Evolution des régimes pluviométrique et hydrologique du Nord de l'Algérie. Mémoire de magister, Centre Universitaire de Mascara, Algérie, 162 p.
- **Tramblay Y., Badi W., Driouech F., El Adlouni S., Neppel L., Servat E., 2012.** Climate change impacts on extreme precipitation in Morocco. *Global and Planetary Change*. 82-83, p.104–114
- **Tramblay Y., El Adlouni S., Servat E., 2013.** Trends and variability in extreme precipitation indices over Maghreb countries. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13, p.3235-3248

- **Van Oldenborgh G.J., Burgers G., Tank A.K., 2000.** On the El Niño teleconnection to spring precipitation in Europe. *Int. J. Climatol.*, n.20, p.565-574
- **Vannitsem S. et Demarée G., 1991.** Détection et modélisation des sécheresses au Sahel: Propositions d'une nouvelle méthodologie. *Hydrologie Continentale.*, 6, 2, p.155-171.
- **Vauchel, P., 2005.** Hydraccess version 4.3. Aide disponible sur le logiciel.
- **Wilby R.L. and Wigley T.M.L., 1997.** Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations. *Progress in Physical Geography*, 21, p.530-548
- **Wilby R.L., Charles S.P., Zorita E., Timbal B., Whetton P. and Mearns L.O., 2004.** Guidelines for Use of Climate Scenarios Developed from Statistical Downscaling Methods, 27 p. Available for download from: <http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk>.
- **Wotling G., Mahé G., L'Hôte Y., Le Barbé L., 1995.** Analysis by regional vectors of spatio-temporal variability of annual precipitation associated with the African monsoon. *Veille Climatologique Satellitaire*, 52, 58-73.
- **Xoplaki E., Gonzalez-Rouco J.F., Luterbacher J., Wanner H., 2004.** Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large-scale dynamics and trends. *Climate dynamics*, n.23, p 63-78.
- **Xoplaki E., Luterbacher J., Patrikas J., Maheras P., 2000.** Les précipitations hivernales en Grèce et leurs relations avec la circulation atmosphérique au niveau de 500 hPa. *Climate Research*, v.14, p 129-146.
- **Zanis P., Kapsomenakis I., Philandras C., Douvis K., Nikolakis D., Kanellopoulou E., Zerefos C. and Repapis C., 2010.** Analysis of an ensemble of present day and future regional climate simulations for Greece. *Int. J. Climatol.* DOI: 10.1002/joc.1809

## Webographie

- <http://chez.mana.pf/>
- <http://eduscol.education.fr/>
- <http://etccdi.pacificclimate.org/>
- <http://la.climatologie.free.fr/>
- <http://www.cnrs.fr/>
- <http://www.futura-sciences.com>
- <http://www.laterredufutur.com>
- <http://www.ma-meteo.info>
- <http://www.universalis.fr/>

## Annexes

**Annexe A****Caractéristiques statistiques de toutes les stations pluviométriques**

<b>Code</b>	<b>Nom des stations</b>	<b>Moyenne</b>	<b>Écart-type</b>	<b>Cv</b>	<b>Min</b>	<b>Max</b>
10703	RECHAIGA	267,94	84,85	0,32	107,20	494,50
10704	KSAR CHELLALA	244,12	99,91	0,41	51,60	677,39
10803	MEHDIA	371,54	101,55	0,27	161,60	735,20
10901	SOUGUEUR	361,95	116,89	0,32	115,50	730,50
11003	COLONEL BOUGARA	330,18	76,77	0,23	162,50	525,60
11004	KHEMISTI	370,74	175,06	0,47	37,75	929,47
11302	DERRAG	539,51	157,00	0,29	190,66	1152,85
11404	ZOUBIRIA	527,33	138,81	0,26	238,40	937,20
11605	TENEIT EL HAD	526,31	138,61	0,26	83,40	799,87
11803	SIDI MEDJAHED	699,47	185,74	0,27	370,10	1208,10
12503	SIDI HOSNI	355,02	136,36	0,38	128,40	805,47
12605	AMMI MOUSSA	376,93	106,91	0,28	192,30	617,70
12703	KENENDA FERME	416,33	166,67	0,40	102,90	894,00
12804	SIDI LAKHDAR	320,63	113,04	0,35	153,40	786,30
13004	AIN EL HADDID	350,09	104,91	0,30	194,80	605,70
13404	SM BENAOUA	255,04	69,31	0,27	141,40	423,02
20205	TENES	533,90	159,62	0,30	274,29	1111,90
20306	MEURAD BGE	654,35	168,62	0,26	377,10	1196,60
20312	CHERCHELL PHARE	564,11	159,89	0,28	178,26	947,50
20313	SIDI GHILES	623,07	166,00	0,27	341,00	1099,10
20315	GOURAYA	576,65	137,45	0,24	275,90	983,40
20406	FOUKA VILLE	556,11	187,68	0,34	180,00	1040,50
20509	BIRMANDREIS ANRH	755,97	180,20	0,24	421,00	1265,40
20511	MAHELMA FERME	652,33	169,98	0,26	336,60	1122,50
20601	DEUX BASSINS	758,51	241,25	0,32	286,10	1535,40
20602	HAMIZ BARRAGE	759,85	207,46	0,27	341,40	1389,50
20607	PEPINIERE D'ALGER	639,93	190,60	0,30	256,50	1216,07
20908	BEDJAIA	850,03	200,31	0,24	435,80	1273,40
21014	OUED ZEBODJ	569,35	136,58	0,24	282,50	951,70
21017	BOUMEDFAA MF	512,04	132,82	0,26	226,70	961,07
21020	AMEUR EL AIN	588,55	169,38	0,29	217,10	1014,00
21115	EL HAMDANIA	915,51	205,45	0,22	407,40	1432,60
21209	BOUFARIK PEPINIERE	648,69	166,27	0,26	384,70	1087,38
21403	LARBAA	680,68	217,02	0,32	201,10	1357,29
21601	AGHRIBS	1079,30	263,02	0,24	631,10	1833,30
21705	LARBAA NATH IRATHEN	957,70	261,87	0,27	522,70	1983,10
21801	BOUSSEM	867,81	192,94	0,22	508,00	1389,62
21903	BOGHNI	739,61	193,56	0,26	351,80	1305,62
22002	BAGHLIA VILLAGE	793,33	199,66	0,25	456,90	1359,60
30204	AMOUCAS	586,24	160,02	0,27	293,90	1015,50
30205	AIN ROUA	589,15	121,58	0,21	330,30	918,19
30301	JIJEL SECTEUR	927,38	193,36	0,21	398,50	1347,30
30302	TEXENNA	1188,99	276,34	0,23	646,99	1934,90
30504	TAHER	974,71	196,69	0,20	513,53	1410,90
30906	EL HARROUCH	578,06	134,20	0,23	179,30	932,20
30909	RAMDANE DJAMEL	602,64	157,70	0,26	358,70	1200,47
31302	BERRAHAL	656,23	147,93	0,23	299,19	1065,42
31503	BOU HADJAR	624,36	195,96	0,31	125,90	1100,80
40103	SIDI BOUDJENANE	412,84	124,95	0,30	142,54	806,10
40104	MARSA BEN M HIDI	333,31	132,42	0,40	54,09	696,83
40203	OUED BERKECHE	408,73	101,20	0,25	177,72	625,00

40301	BOUSFER	414,60	176,15	0,42	44,40	789,50
40402	ES SENIA ANRH	366,64	87,82	0,24	152,44	561,00
40405	TAMZOURAH	386,89	114,02	0,29	146,04	739,60
40406	AIN EL ARBA	354,10	95,69	0,27	79,90	583,50
40415	HAMMAM BOU HADJAR	374,44	118,80	0,32	171,51	640,50
40418	TLELAT BARRAGE	337,68	112,90	0,33	90,60	541,50
40502	ORAN PEPINIÈRE	395,60	106,07	0,27	121,90	605,20
40504	EL BRAYA	315,76	107,39	0,34	34,30	502,51
40518	BOUFATIS	310,85	79,60	0,26	145,05	490,59
40612	MOSTAGUANEM	375,00	109,13	0,29	154,00	688,20
50101	AIN NESSISSA	244,81	81,86	0,33	102,00	442,01
50905	BORDJ BOU ARRIRIDJ	365,32	85,01	0,23	231,10	633,00
51111	SIDI OUADAH	312,37	106,25	0,34	133,70	605,24
51203	OUED EL MA	323,77	119,36	0,37	135,90	775,50
61304	MENAA	243,60	89,84	0,37	88,37	502,70
61601	FOUM EL GHERZA	122,98	67,57	0,55	40,70	395,70
62301	CHERIA	293,22	89,86	0,31	120,67	577,07
70201	AIN DJASSER	282,75	89,95	0,32	112,99	603,98
70306	AIN YAGOUT	331,06	109,48	0,33	165,10	672,80
70316	BATNA	365,52	108,34	0,30	185,33	609,50
70406	FOUM TOUB	456,26	128,67	0,28	203,80	771,00
70704	AIN MIMOUN M.F	412,54	128,05	0,31	99,60	704,40
80102	EL ARICHA	225,70	64,96	0,29	86,80	404,55
80201	EL AOUEDJ	214,68	73,07	0,34	85,20	432,40
81202	EL BAYADH	266,36	88,54	0,33	93,00	492,60
81401	MECHERIA	256,52	71,59	0,28	72,80	429,90
81404	NAAMA	224,25	79,14	0,35	49,70	459,40
90203	TABLAT	627,58	198,17	0,32	298,70	1314,15
90302	BENI SLIMANE	388,59	110,22	0,28	194,70	659,49
90403	DJEBAHIA	634,22	186,10	0,29	254,30	1389,10
90503	BOUHADDADA	789,85	227,29	0,29	360,60	1535,25
100303	TADJENANET	370,33	99,10	0,27	151,20	606,40
100401	BOU MALEK	536,12	195,79	0,37	203,50	1557,30
110201	SID ALI BEN YOUB	384,52	115,77	0,30	79,60	660,20
110802	DAOUD YOUB	298,80	104,97	0,35	107,50	545,00
111113	DJEBEL KAROUS	288,75	77,96	0,27	172,90	485,20
111130	SAIDA	295,50	93,74	0,32	87,85	612,50
111219	BOUCHIKHI	389,08	114,41	0,29	119,00	709,38
111413	TIZI	387,26	118,91	0,31	180,40	740,58
111503	BOU HANIFIA BGE	310,11	91,10	0,29	135,00	505,87
120301	TEBESSA	344,15	114,58	0,33	155,90	624,00
120504	EL KOUIF	277,08	82,19	0,30	90,70	509,00
140205	AIN MAKHLOUF	572,43	163,37	0,29	110,65	944,26
140505	BOUCHEGOUF	553,51	140,18	0,25	279,30	884,00
150101	SOUR EL GHOZLANE	442,37	124,50	0,28	221,56	840,10
150204	EL ESNAM	359,54	113,87	0,32	98,90	725,70
150608	BOUHIRA	402,84	95,60	0,24	202,20	622,73
150703	BOU BIREK	518,70	145,04	0,28	239,70	987,96
160303	BENI OUASSINE	309,58	105,38	0,34	121,40	544,80
160403	BENI BAHDEL BGE	477,94	147,02	0,31	179,90	763,19
160406	KHEMIS OULD MOUSSA	490,53	179,91	0,37	114,40	919,90
160702	BENSEKRANE	445,02	131,72	0,30	194,93	753,30
170102	CHAREF	170,84	92,65	0,54	11,30	555,60
170208	DJELFA	247,52	110,36	0,45	42,30	600,00

## Annexe B

### Résultats des tests de rupture à l'échelle annuelle

Stations	Kendall	Pettitt	Hubert	Moy. avant	Moy.après	Différence
<b>Région Centre : R1</b>						
11404	-	-	-	-	-	-
11605	-	-	-	-	-	-
20306	-	-	1986	690,3	570,9	-17,3
20312	rupture	1980	1984	612,8	464,7	-24,2
20313	rupture	1975	1975	687,1	545,4	-20,6
20315	-	1980	1986 2004	601,7	478,5 699,6	-20,5 16,3
20509	-	1980	1980	805,3	676,8	-16,0
20511	rupture	1984	1984	699,5	556,1	-20,5
20601	-	-	-	-	-	-
20602	rupture	1975	1972	841,8	675,7	-19,7
20607	-	-	-	-	-	-
21014	rupture	1980	1986	602,8	491,8	-18,4
21017	-	-	-	-	-	-
21020	-	-	-	-	-	-
21115	-	-	-	-	-	-
21209	rupture	1986	1986	691,8	548,7	-20,7
21403	-	-	-	-	-	-
21601	-	-	-	-	-	-
21705	-	-	1975	1033,5	865,8	-16,2
21801	-	-	-	-	-	-
21903	-	-	1975	796,6	670,5	-15,8
22002	-	1975	1975	857,5	715,6	-16,6
90203	rupture	1973	1973	694,1	555,4	-20,0
90302	-	-	-	-	-	-
90403	rupture	1975	1975	693,6	562,2	-18,9
90503	-	-	-	-	-	-
150101	-	-	2001	430,2	557,0	-29,5
<b>Région Ouest : R2</b>						
12804	rupture	1979	1975	372,9	263,4	-29,4
13004	rupture	1976	1976	403,6	281,5	-30,3
20205	rupture	1980	1972	610,7	455,0	-25,5
40203	rupture	1980	1980	448,1	345,5	-22,9
40301	rupture	1972	1972	524,6	305,6	-41,7
40402	rupture	1974	1974	406,1	321,4	-20,9
40405	rupture	1974	1974	439,7	326,3	-25,8
40406	rupture	1970	1970	386,7	324,1	-16,2
40415	rupture	1986	1986	422,5	263,0	-37,8
40502	rupture	1974	1974	441,4	343,0	-22,3
40504	rupture	1975	1975	367,0	253,6	-30,9
40612	-	-	-	-	-	-
110201	rupture	1975	1975 2006	430,1	309,7 632,8	-28,0 47,1
110802	rupture	1964	1964	376,3	247,8	-34,2
111219	-	-	-	-	-	-
111413	rupture	1974	1974	446,2	329,8	-26,1
111503	rupture	1976	1976	358,4	248,3	-30,7
160406	rupture	1974	1974 2007	575,5	377,1 919,9	-34,5 59,8
<b>Région des hauts plateaux Ouest : R3</b>						

40103	rupture	1980	1980	444,83	361,4	-18,8
40104	rupture	1976	1950	414,81	312,2	-24,7
80102	rupture	1975	1975	247,33	199,5	-19,4
80201	-	1976	1976 2007	235,36	184,0 432,4	-21,8 83,7
81202	-	-	-	-	-	-
81401	-	-	-	-	-	-
160303	rupture	1980	1980	356,17	234,7	-34,1
160403	rupture	1974	1974	549,48	395,9	-28,0
<b>Région Est : R4</b>						
30204	-	-	2001	569,9	734,6	28,9
30205	-	-	-	-	-	-
30301	-	-	-	-	-	-
30302	-	1961	1961	1317,1	1111,4	-15,6
30504	-	-	-	-	-	-
30906	-	-	-	-	-	-
30909	-	-	-	-	-	-
31302	-	-	2001	640,9	793,8	23,9
31503	-	-	-	-	-	-
50905	-	-	2001	356,5	448,5	25,8
100303	-	1969	1969	406,2	339,0	-16,5
100401	-	-	2001	509,8	749,7	47,0
140205	-	-	-	-	-	-
140505	-	-	-	-	-	-
150204	rupture	1972	1972	407,2	310,5	-23,7
150608	-	-	1995	418,4	338,7	19,0
150703	-	-	-	-	-	-
<b>Région des hauts plateaux Est : R5</b>						
50101	rupture	1976	1976	271,5	210,6	-22,4
51111	-	-	-	-	-	-
51203	-	-	2001	309,5	460,9	49,0
70201	-	-	-	-	-	-
70306	-	-	-	-	-	-
70316	-	-	-	-	-	-
70406	-	-	-	-	-	-
70704	-	-	2001	345,2	439,8	27,4
120301	-	-	2001	331,4	464,3	40,1
120504	-	-	2002	269,5	361,5	34,1
<b>Région du Chéiff : R6</b>						
10703	rupture	1976	1977	311,0	209,6	-32,6
10704	rupture	1977	1977	279,0	196,9	-29,4
10803	rupture	1979	1979	411,7	310,7	-24,5
11004	-	-	-	-	-	-
11302	-	-	-	-	-	-
11803	rupture	1980	1980	776,1	576,3	-25,7
12503	rupture	1974	1974	432,2	266,5	-38,3
12605	rupture	1979	1979	416,8	321,7	-22,8
12703	rupture	1978	1978	508,7	288,5	-43,3
13004	rupture	1976	1976	403,6	281,5	-30,3
170102	rupture	1977	1977	215,7	108,3	-49,8
170208	rupture	1975	1975 2004	304,9	156,1 337,0	-48,8 10,5

**Annexe C :**  
**Corrélation entre les indices climatiques et les pluies mensuelles des stations**  
**de chaque région du Nord de l'Algérie**

**C.1. Coefficient de corrélation de Kendall entre les pluies mensuelles et l'indice SOI**

stations	indice	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
<b>Région Centre : R1</b>													
11404	SOI	0,02	-0,05	0,09	-0,03	0,04	<b>0,18</b>	-0,04	-0,09	-0,05	0,00	-0,13	0,08
11605	SOI	0,00	-0,05	0,10	0,02	-0,05	0,07	-0,07	-0,07	-0,02	-0,05	-0,06	0,15
20306	SOI	0,07	-0,07	0,02	0,02	0,00	0,13	-0,09	<b>-0,20</b>	0,06	-0,02	-0,11	0,05
20312	SOI	0,02	-0,02	0,03	0,07	0,00	0,12	0,00	<b>-0,21</b>	0,09	-0,06	0,01	0,09
20313	SOI	0,00	-0,03	0,04	0,02	0,01	0,04	0,01	-0,13	0,02	-0,02	-0,02	0,10
20315	SOI	0,05	-0,01	0,03	0,00	-0,03	0,08	0,02	-0,03	0,04	-0,03	0,01	0,12
20509	SOI	0,02	-0,04	0,08	-0,02	-0,03	0,01	-0,02	-0,08	0,05	0,00	-0,07	0,07
20511	SOI	0,03	-0,03	0,08	0,04	-0,03	0,05	-0,02	-0,16	0,04	-0,08	-0,03	0,05
20601	SOI	0,02	-0,08	0,03	-0,01	0,07	0,06	-0,02	-0,08	-0,12	-0,06	-0,06	-0,05
20602	SOI	0,06	-0,04	0,12	-0,04	0,01	0,01	-0,09	-0,06	0,04	-0,01	-0,10	-0,03
20607	SOI	0,08	-0,06	0,15	-0,02	0,03	0,11	0,10	-0,06	-0,02	-0,07	-0,12	0,01
21014	SOI	-0,01	-0,06	0,08	0,05	-0,04	0,09	0,05	-0,08	-0,09	-0,02	-0,08	0,08
21017	SOI	0,07	-0,08	0,01	0,02	-0,01	0,02	-0,02	<b>-0,21</b>	0,05	-0,03	-0,13	0,02
21020	SOI	0,09	-0,06	0,01	0,03	0,00	0,15	0,06	-0,14	-0,05	0,01	-0,12	0,02
21115	SOI	0,06	-0,09	0,04	-0,02	0,04	-0,01	-0,09	-0,14	0,03	-0,10	-0,10	-0,01
21209	SOI	0,06	-0,04	0,07	0,06	-0,03	0,00	0,09	-0,15	0,02	-0,04	-0,07	0,03
21403	SOI	0,05	-0,02	0,04	-0,05	0,01	0,02	-0,02	-0,14	-0,04	-0,13	-0,12	-0,01
21601	SOI	0,09	-0,05	0,13	-0,09	-0,01	0,04	0,04	<b>-0,16</b>	0,02	0,01	-0,09	0,04
21705	SOI	0,03	-0,04	0,15	-0,06	-0,06	0,11	0,06	-0,15	0,01	-0,13	-0,12	0,04
21801	SOI	0,06	-0,05	0,12	-0,05	0,02	0,08	0,06	-0,10	-0,04	-0,03	-0,09	-0,08
21903	SOI	0,04	-0,09	<b>0,17</b>	-0,06	0,02	0,11	-0,11	-0,06	-0,04	0,04	-0,13	-0,03
22002	SOI	0,07	-0,07	0,10	-0,06	-0,03	0,06	0,04	-0,11	0,02	-0,02	-0,05	-0,01
90203	SOI	-0,01	-0,07	<b>0,17</b>	-0,06	0,01	0,10	-0,09	-0,06	-0,02	-0,05	-0,11	0,00
90302	SOI	-0,04	-0,08	<b>0,18</b>	0,00	0,09	-0,02	-0,03	-0,08	-0,12	-0,06	-0,15	0,05
90403	SOI	0,01	-0,04	<b>0,16</b>	-0,03	0,06	0,03	-0,09	-0,14	-0,07	-0,03	-0,12	-0,01
90503	SOI	0,05	-0,10	0,15	-0,04	0,03	0,03	0,03	-0,12	0,06	-0,05	-0,07	-0,03
150101	SOI	0,03	-0,10	0,16	-0,02	0,07	0,00	-0,04	<b>-0,22</b>	-0,08	0,00	-0,13	-0,06
<b>Région Ouest : R2</b>													
12804	SOI	0,00	-0,07	0,12	0,02	-0,01	0,09	0,02	-0,05	0,05	0,01	-0,08	0,13
13404	SOI	0,00	-0,05	0,09	-0,01	0,00	0,03	-0,16	-0,08	-0,03	-0,01	-0,07	0,08
20205	SOI	0,02	-0,09	0,03	-0,02	-0,02	0,02	0,10	-0,08	0,08	0,02	-0,05	0,00
40203	SOI	-0,01	-0,09	0,07	0,06	0,05	0,03	-0,14	0,17	0,01	-0,03	-0,12	-0,15
40301	SOI	0,02	-0,11	0,01	0,03	0,03	0,10	-0,07	0,06	0,00	-0,02	-0,04	0,07
40402	SOI	0,03	-0,08	0,07	0,09	0,02	0,05	<b>-0,20</b>	0,00	-0,02	-0,05	-0,01	0,08
40405	SOI	0,01	-0,06	0,11	0,10	0,04	0,05	0,00	0,01	-0,10	-0,04	-0,01	0,05
40406	SOI	-0,03	-0,08	0,00	0,15	0,08	0,00	-0,02	0,04	-0,05	-0,01	-0,09	0,07
40415	SOI	0,00	-0,10	0,04	0,13	0,07	0,07	-0,13	0,14	-0,08	0,01	-0,07	0,07
40502	SOI	0,08	-0,08	0,00	0,10	0,08	0,06	-0,09	-0,04	0,04	-0,08	-0,04	0,09
40504	SOI	0,08	-0,03	0,05	0,11	0,05	-0,01	-0,16	-0,12	0,00	-0,01	-0,01	0,09
40612	SOI	0,04	-0,12	0,11	0,01	-0,05	-0,04	0,00	0,00	-0,01	0,00	0,02	0,04
110201	SOI	0,05	-0,04	0,14	0,12	0,15	0,08	-0,02	0,09	-0,18	0,07	-0,14	0,16
110802	SOI	-0,02	-0,09	-0,01	0,04	0,04	0,00	-0,05	<b>-0,17</b>	-0,15	0,00	-0,06	0,07
111219	SOI	0,01	-0,07	0,11	0,02	0,11	0,07	-0,04	<b>-0,22</b>	<b>-0,21</b>	-0,03	0,03	-0,01
111413	SOI	0,02	0,01	0,10	0,08	0,03	0,02	<b>-0,21</b>	-0,01	-0,03	-0,05	-0,06	-0,01
111503	SOI	0,00	-0,08	0,07	0,09	0,06	0,12	<b>-0,20</b>	-0,01	-0,12	-0,06	-0,02	0,03

160406	SOI	0,05	-0,06	0,09	0,01	0,06	0,02	0,06	-0,10	-0,07	-0,05	<b>-0,21</b>	0,05
<b>Région des hauts plateaux Ouest : R3</b>													
40103	SOI	0,02	-0,02	0,03	0,11	0,04	-0,15	-0,12	0,03	0,04	-0,08	-0,02	0,10
40104	SOI	0,03	-0,04	0,06	0,09	0,02	0,03	-0,09	0,00	0,03	-0,02	-0,08	0,07
80102	SOI	0,03	-0,05	0,07	0,04	0,06	0,08	0,03	-0,14	-0,10	0,03	-0,15	<b>0,20</b>
80201	SOI	0,08	-0,06	0,08	0,10	0,12	-0,04	0,16	-0,06	-0,12	0,02	-0,12	0,20
81202	SOI	0,10	0,08	0,06	0,13	<b>0,26</b>	0,16	-0,06	-0,02	-0,01	0,01	<b>-0,31</b>	0,20
81401	SOI	0,11	0,14	0,12	0,05	0,06	0,20	-0,04	-0,09	0,10	0,14	<b>-0,25</b>	0,19
160303	SOI	0,05	-0,03	0,06	0,05	0,10	0,09	0,01	-0,10	-0,11	-0,03	-0,06	0,12
160403	SOI	0,05	-0,06	0,10	0,05	0,09	0,02	-0,06	-0,10	-0,03	-0,02	<b>-0,18</b>	0,11
<b>Région Est : R4</b>													
30204	SOI	0,05	0,05	<b>0,25</b>	-0,06	0,01	0,03	0,00	0,06	0,06	0,02	-0,14	0,07
30205	SOI	0,02	0,03	<b>0,18</b>	-0,03	0,04	0,01	0,01	-0,03	-0,04	-0,12	-0,16	0,07
30301	SOI	0,08	-0,08	0,15	-0,07	-0,01	-0,08	0,06	-0,13	0,11	-0,12	-0,06	0,00
30302	SOI	0,04	0,02	0,14	-0,06	-0,02	-0,01	0,02	-0,04	0,13	-0,02	-0,09	0,10
30504	SOI	0,07	-0,02	<b>0,24</b>	-0,05	0,02	-0,06	0,10	-0,11	0,07	-0,14	-0,08	-0,02
30906	SOI	0,05	-0,03	0,10	-0,07	0,00	0,01	0,05	-0,11	0,15	-0,06	-0,13	-0,02
30909	SOI	0,03	0,04	0,12	-0,02	0,03	-0,06	-0,06	-0,10	0,09	-0,10	-0,11	0,04
31302	SOI	0,06	0,01	0,08	-0,02	-0,04	-0,10	0,01	-0,15	-0,01	0,00	-0,13	-0,01
31503	SOI	0,01	0,16	0,13	-0,05	0,07	0,13	-0,04	<b>-0,23</b>	0,02	-0,03	<b>-0,22</b>	-0,08
50905	SOI	-0,02	-0,05	0,16	0,05	0,08	-0,01	0,04	0,03	-0,06	0,00	<b>-0,24</b>	0,05
100303	SOI	-0,04	0,01	<b>0,18</b>	0,07	-0,01	-0,05	-0,09	-0,04	-0,04	-0,05	-0,04	-0,06
100401	SOI	-0,03	0,08	<b>0,21</b>	-0,08	0,00	-0,04	-0,08	0,03	-0,01	0,01	-0,03	-0,07
140205	SOI	0,04	0,04	0,11	-0,07	0,02	-0,08	-0,07	-0,06	-0,05	0,05	-0,12	-0,02
140505	SOI	-0,02	0,06	0,16	-0,11	0,02	-0,08	-0,14	-0,10	-0,06	0,00	-0,13	-0,05
150204	SOI	-0,01	-0,05	<b>0,18</b>	-0,09	-0,02	0,04	-0,03	-0,01	-0,11	0,02	<b>-0,18</b>	-0,03
150608	SOI	-0,04	-0,06	<b>0,18</b>	0,02	0,02	-0,02	-0,11	-0,05	-0,09	-0,06	<b>-0,21</b>	0,02
150703	SOI	0,00	-0,03	0,16	-0,07	0,02	0,02	-0,07	-0,03	-0,03	0,04	-0,07	-0,04
<b>Région des hauts plateaux Est : R5</b>													
50101	SOI	0,01	-0,06	0,13	0,01	0,13	0,07	-0,15	0,01	<b>-0,16</b>	0,06	<b>-0,17</b>	0,07
51111	SOI	-0,02	-0,06	0,05	<b>0,16</b>	0,03	-0,01	-0,09	-0,03	-0,15	-0,03	-0,15	0,04
51203	SOI	-0,04	-0,06	-0,01	0,13	0,02	-0,05	-0,12	-0,09	-0,12	-0,02	-0,16	0,07
70201	SOI	-0,01	0,02	0,06	0,08	-0,02	0,00	-0,05	-0,03	0,04	-0,02	-0,13	0,07
70306	SOI	-0,02	-0,06	-0,04	0,02	-0,02	-0,04	-0,11	<b>-0,18</b>	-0,02	-0,06	-0,13	0,02
70316	SOI	-0,01	-0,01	0,03	0,04	0,03	-0,10	-0,06	0,04	-0,12	-0,05	-0,13	0,09
70406	SOI	0,00	-0,05	-0,10	0,03	0,05	-0,13	0,09	-0,06	-0,09	0,00	-0,10	0,08
70704	SOI	0,07	-0,08	-0,15	-0,03	0,01	0,01	-0,04	-0,03	-0,03	-0,04	<b>-0,16</b>	-0,02
120301	SOI	0,08	0,03	-0,05	0,05	-0,03	0,07	-0,07	-0,01	0,03	0,00	-0,05	-0,05
120402	SOI	0,01	0,04	-0,05	0,00	-0,02	-0,06	-0,07	0,02	0,04	0,01	-0,12	0,03
<b>Région du Chélif : R6</b>													
10703	SOI	-0,03	0,09	<b>0,23</b>	0,08	0,04	0,03	-0,10	-0,05	-0,08	-0,02	-0,10	0,13
10704	SOI	0,03	-0,01	0,07	-0,01	0,06	0,14	<b>0,20</b>	-0,04	-0,11	0,05	-0,11	0,09
10803	SOI	-0,06	0,01	0,07	0,05	0,02	0,05	<b>-0,19</b>	<b>-0,18</b>	-0,15	0,00	-0,12	0,14
11004	SOI	-0,01	-0,10	0,15	0,00	-0,06	0,03	-0,13	-0,11	<b>-0,19</b>	0,07	-0,15	0,02
11302	SOI	0,00	-0,05	0,11	0,03	0,09	0,10	-0,11	<b>-0,19</b>	-0,05	-0,05	-0,14	0,15
11803	SOI	0,01	-0,07	0,13	0,00	-0,01	0,08	0,00	-0,12	-0,01	0,00	-0,06	0,15
12503	SOI	-0,10	-0,02	<b>0,18</b>	0,04	0,07	0,11	-0,05	0,03	-0,11	0,05	-0,10	0,11
12605	SOI	0,04	-0,07	0,15	-0,02	0,01	0,01	-0,14	-0,11	-0,08	-0,06	-0,03	0,05
12703	SOI	0,02	0,08	<b>0,18</b>	0,05	0,10	-0,02	-0,16	-0,06	0,00	-0,02	-0,07	0,05
13004	SOI	0,04	-0,01	0,15	0,02	0,14	0,13	-0,08	0,00	-0,13	0,00	-0,13	0,00
170102	SOI	-0,03	0,02	-0,04	0,09	0,03	0,10	-0,04	0,04	-0,02	0,02	-0,16	0,02
170208	SOI	0,02	-0,01	0,08	0,07	<b>0,18</b>	0,08	-0,12	0,08	0,06	-0,01	<b>-0,28</b>	0,08

## C.2. Coefficient de corrélation de Kendall entre les pluies mensuelles et l'indice NAO

stations	indice	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
<b>Région Centre : R1</b>													
11404	NAOI	<b>-0,23</b>	<b>-0,28</b>	<b>-0,17</b>	0,03	<b>-0,21</b>	-0,06	0,13	0,00	<b>-0,17</b>	-0,02	<b>-0,16</b>	<b>-0,16</b>
11605	NAOI	<b>-0,20</b>	<b>-0,24</b>	-0,11	-0,01	<b>-0,27</b>	-0,06	0,09	-0,05	<b>-0,25</b>	-0,04	<b>-0,17</b>	-0,11
20306	NAOI	-0,13	<b>-0,18</b>	-0,09	0,00	-0,10	0,00	0,05	0,03	-0,16	0,06	-0,06	0,07
20312	NAOI	-0,13	<b>-0,19</b>	-0,15	0,03	-0,15	-0,08	-0,03	0,01	-0,16	0,07	-0,02	0,03
20313	NAOI	-0,16	<b>-0,22</b>	-0,13	0,04	-0,16	-0,03	-0,01	-0,13	<b>-0,23</b>	0,11	-0,09	0,01
20315	NAOI	-0,14	<b>-0,25</b>	-0,13	0,04	<b>-0,17</b>	-0,02	-0,07	-0,07	-0,15	0,10	-0,12	0,00
20509	NAOI	<b>-0,17</b>	<b>-0,22</b>	<b>-0,19</b>	0,07	<b>-0,25</b>	-0,03	-0,08	-0,12	<b>-0,22</b>	0,07	-0,09	0,05
20511	NAOI	<b>-0,17</b>	<b>-0,19</b>	-0,14	0,00	<b>-0,23</b>	-0,04	0,05	-0,09	<b>-0,21</b>	0,08	-0,10	0,05
20601	NAOI	-0,06	<b>-0,20</b>	-0,05	0,00	<b>-0,22</b>	-0,01	-0,07	-0,13	<b>-0,19</b>	0,04	-0,08	<b>0,16</b>
20602	NAOI	-0,10	<b>-0,26</b>	<b>-0,17</b>	0,10	<b>-0,18</b>	-0,10	-0,08	-0,08	-0,08	0,01	-0,06	0,15
20607	NAOI	-0,16	<b>-0,21</b>	-0,16	0,04	<b>-0,21</b>	-0,04	-0,01	-0,03	-0,10	0,04	-0,03	0,11
21014	NAOI	<b>-0,18</b>	<b>-0,22</b>	-0,13	-0,02	<b>-0,22</b>	-0,03	-0,04	-0,07	<b>-0,24</b>	0,05	-0,14	0,01
21017	NAOI	-0,07	-0,15	-0,04	0,08	<b>-0,19</b>	0,01	-0,11	-0,06	<b>-0,19</b>	0,05	-0,11	0,10
21020	NAOI	-0,02	<b>-0,19</b>	-0,06	0,02	<b>-0,16</b>	0,04	0,02	-0,12	<b>-0,19</b>	0,08	-0,06	0,09
21115	NAOI	-0,12	<b>-0,23</b>	-0,05	0,06	<b>-0,20</b>	-0,12	-0,03	0,01	-0,11	0,03	-0,06	0,10
21209	NAOI	<b>-0,17</b>	<b>-0,23</b>	-0,11	0,01	<b>-0,17</b>	-0,09	0,07	-0,04	-0,14	0,06	-0,10	0,07
21403	NAOI	-0,12	<b>-0,20</b>	-0,05	0,03	<b>-0,27</b>	-0,08	0,02	-0,05	-0,07	-0,08	-0,07	0,10
21601	NAOI	-0,08	<b>-0,22</b>	-0,10	0,07	<b>-0,18</b>	-0,11	0,10	0,00	-0,10	0,12	-0,03	0,08
21705	NAOI	-0,14	<b>-0,22</b>	-0,14	0,03	-0,16	-0,04	0,04	-0,14	-0,10	-0,04	-0,10	0,03
21801	NAOI	-0,14	<b>-0,23</b>	-0,11	0,05	<b>-0,18</b>	-0,06	0,15	-0,09	-0,11	0,00	-0,12	0,11
21903	NAOI	-0,11	<b>-0,17</b>	<b>-0,25</b>	0,04	-0,15	-0,01	0,07	-0,07	-0,15	0,13	-0,07	0,12
22002	NAOI	-0,15	<b>-0,25</b>	<b>-0,19</b>	0,03	<b>-0,18</b>	-0,04	0,09	-0,09	-0,07	0,02	-0,13	0,07
90203	NAOI	-0,12	<b>-0,21</b>	-0,01	-0,02	<b>-0,18</b>	0,07	-0,01	-0,04	<b>-0,21</b>	0,03	-0,08	0,15
90302	NAOI	-0,08	<b>-0,21</b>	-0,09	0,10	<b>-0,17</b>	-0,12	0,03	-0,12	<b>-0,27</b>	-0,05	-0,06	0,04
90403	NAOI	-0,16	<b>-0,18</b>	-0,07	-0,04	<b>-0,17</b>	0,05	0,06	0,01	<b>-0,18</b>	0,03	-0,09	0,14
90503	NAOI	-0,12	<b>-0,25</b>	-0,13	0,06	<b>-0,16</b>	0,05	0,14	-0,01	-0,11	-0,01	-0,12	0,14
150101	NAOI	-0,15	<b>-0,16</b>	-0,11	0,04	-0,16	-0,06	<b>0,21</b>	-0,03	<b>-0,22</b>	0,01	-0,08	0,11
<b>Région Ouest : R2</b>													
12804	NAOI	<b>-0,19</b>	<b>-0,31</b>	-0,15	-0,14	<b>-0,31</b>	-0,06	0,11	0,02	<b>-0,27</b>	0,07	-0,17	-0,01
13404	NAOI	<b>-0,17</b>	<b>-0,23</b>	-0,15	-0,09	<b>-0,25</b>	-0,07	0,09	-0,06	<b>-0,21</b>	0,06	-0,10	-0,01
20205	NAOI	-0,13	<b>-0,26</b>	-0,16	-0,04	<b>-0,19</b>	0,04	-0,01	-0,11	<b>-0,19</b>	0,05	<b>-0,21</b>	0,06
40203	NAOI	<b>-0,16</b>	<b>-0,18</b>	-0,15	-0,14	-0,16	-0,04	-0,05	-0,04	<b>-0,19</b>	0,04	-0,12	-0,14
40301	NAOI	-0,14	<b>-0,21</b>	-0,15	-0,03	-0,09	-0,03	<b>-0,20</b>	-0,05	<b>-0,18</b>	-0,04	-0,13	-0,09
40402	NAOI	-0,14	<b>-0,22</b>	<b>-0,18</b>	-0,07	-0,12	-0,06	0,12	-0,03	-0,14	-0,04	<b>-0,16</b>	-0,08
40405	NAOI	<b>-0,17</b>	<b>-0,24</b>	<b>-0,20</b>	-0,15	-0,13	-0,08	-0,10	-0,03	<b>-0,19</b>	-0,01	<b>-0,18</b>	-0,07
40406	NAOI	-0,11	<b>-0,22</b>	<b>-0,21</b>	-0,12	-0,14	-0,14	0,06	0,01	-0,15	0,00	-0,14	-0,09
40415	NAOI	-0,10	<b>-0,19</b>	-0,16	-0,13	-0,12	-0,12	-0,01	0,02	<b>-0,18</b>	-0,01	-0,12	-0,13
40502	NAOI	-0,13	<b>-0,23</b>	-0,16	-0,08	-0,06	-0,08	-0,03	-0,10	-0,10	-0,01	<b>-0,17</b>	-0,10
40504	NAOI	-0,10	<b>-0,21</b>	-0,14	-0,03	-0,03	-0,15	0,05	-0,07	-0,11	-0,02	<b>-0,16</b>	-0,07
40612	NAOI	-0,13	<b>-0,21</b>	<b>-0,19</b>	-0,09	<b>-0,17</b>	<b>-0,17</b>	0,11	0,00	<b>-0,16</b>	0,01	<b>-0,23</b>	-0,06
110201	NAOI	<b>-0,26</b>	<b>-0,32</b>	-0,22	-0,08	-0,14	-0,08	-0,04	0,07	-0,13	0,08	-0,18	-0,13
110802	NAOI	-0,10	<b>-0,20</b>	<b>-0,22</b>	-0,01	<b>-0,18</b>	-0,08	-0,07	-0,05	<b>-0,20</b>	0,01	-0,09	-0,05
111219	NAOI	<b>-0,21</b>	<b>-0,23</b>	-0,13	-0,04	-0,12	-0,04	0,03	-0,02	<b>-0,21</b>	-0,01	-0,07	-0,03
111413	NAOI	<b>-0,17</b>	<b>-0,20</b>	-0,17	-0,13	<b>-0,26</b>	-0,08	-0,02	-0,08	<b>-0,23</b>	0,01	-0,12	-0,01
111503	NAOI	-0,15	<b>-0,20</b>	-0,16	-0,04	-0,15	0,01	-0,01	0,06	<b>-0,21</b>	-0,05	-0,11	-0,11
160406	NAOI	<b>-0,25</b>	<b>-0,27</b>	<b>-0,21</b>	-0,06	<b>-0,17</b>	0,03	0,09	-0,07	<b>-0,17</b>	-0,11	-0,05	-0,15
<b>Région des hauts plateaux Ouest : R3</b>													
40103	NAOI	-0,16	-0,13	-0,10	-0,12	-0,16	-0,04	0,05	-0,10	<b>-0,26</b>	-0,05	-0,09	-0,08

40104	NAOI	-0,16	<b>-0,17</b>	-0,10	-0,12	<b>-0,17</b>	-0,09	-0,12	-0,05	<b>-0,17</b>	-0,10	<b>-0,17</b>	-0,15
80102	NAOI	<b>-0,26</b>	-0,16	<b>-0,20</b>	0,00	-0,12	0,08	0,07	-0,01	<b>-0,18</b>	0,02	-0,05	-0,09
80201	NAOI	<b>-0,26</b>	-0,20	<b>-0,26</b>	-0,02	-0,18	0,02	0,01	0,11	-0,15	-0,02	-0,06	-0,17
81202	NAOI	<b>-0,25</b>	-0,14	-0,18	0,16	-0,08	0,20	-0,09	0,19	-0,19	-0,03	-0,17	-0,17
81401	NAOI	<b>-0,29</b>	-0,14	-0,15	-0,03	-0,15	0,20	-0,13	-0,11	0,00	0,09	-0,12	<b>-0,24</b>
160303	NAOI	<b>-0,19</b>	<b>-0,17</b>	-0,14	-0,08	-0,15	0,02	0,12	0,02	<b>-0,17</b>	-0,03	-0,08	-0,15
160403	NAOI	<b>-0,20</b>	-0,15	<b>-0,20</b>	-0,09	<b>-0,24</b>	-0,03	0,11	0,05	<b>-0,23</b>	-0,07	-0,02	-0,12
<b>Région Est : R4</b>													
30204	NAOI	-0,03	<b>-0,18</b>	-0,02	0,12	<b>-0,23</b>	0,05	-0,18	-0,08	<b>-0,19</b>	<b>0,17</b>	-0,03	<b>0,17</b>
30205	NAOI	-0,12	-0,16	-0,03	0,06	<b>-0,18</b>	0,04	0,07	-0,02	<b>-0,19</b>	0,07	-0,06	0,05
30301	NAOI	-0,05	<b>-0,29</b>	-0,10	0,02	<b>-0,22</b>	-0,01	0,05	-0,03	-0,12	0,08	-0,03	<b>0,19</b>
30302	NAOI	-0,12	-0,14	-0,06	0,14	<b>-0,28</b>	0,10	0,06	0,02	-0,14	0,14	0,00	0,13
30504	NAOI	-0,04	<b>-0,24</b>	-0,14	0,08	<b>-0,24</b>	-0,03	0,08	-0,02	-0,15	0,06	0,06	<b>0,22</b>
30906	NAOI	-0,06	-0,13	-0,02	<b>0,21</b>	<b>-0,21</b>	-0,06	0,04	0,00	<b>-0,19</b>	0,12	0,07	<b>0,24</b>
30909	NAOI	-0,02	-0,17	-0,01	0,15	<b>-0,19</b>	-0,03	0,09	0,08	-0,16	0,08	0,06	0,14
31302	NAOI	-0,04	<b>-0,17</b>	-0,05	0,07	-0,15	-0,10	0,03	-0,03	-0,13	0,05	0,08	0,12
31503	NAOI	0,00	-0,08	0,01	0,11	-0,13	0,02	0,11	-0,04	-0,07	0,17	0,06	<b>0,21</b>
50905	NAOI	-0,14	-0,13	-0,06	0,07	-0,13	-0,14	0,06	-0,03	<b>-0,23</b>	-0,01	-0,16	0,04
100303	NAOI	-0,06	-0,16	0,04	0,10	-0,11	-0,03	0,00	0,08	<b>-0,18</b>	-0,01	-0,09	0,14
100401	NAOI	0,00	-0,13	0,03	0,08	-0,09	-0,01	-0,02	-0,09	-0,16	0,06	0,02	<b>0,17</b>
140205	NAOI	0,01	-0,09	0,03	<b>0,17</b>	-0,14	-0,02	-0,04	-0,04	-0,15	0,09	<b>0,17</b>	<b>0,24</b>
140505	NAOI	-0,06	-0,10	-0,02	0,14	-0,13	-0,05	-0,04	0,04	<b>-0,18</b>	0,16	0,15	<b>0,20</b>
150204	NAOI	-0,13	<b>-0,24</b>	-0,13	0,00	<b>-0,20</b>	0,01	0,11	-0,05	<b>-0,23</b>	0,04	-0,15	0,12
150608	NAOI	-0,09	<b>-0,17</b>	-0,07	0,08	<b>-0,17</b>	-0,10	0,08	0,06	-0,12	0,01	-0,10	0,13
150703	NAOI	-0,05	<b>-0,20</b>	-0,14	0,09	<b>-0,20</b>	-0,08	0,15	0,04	<b>-0,24</b>	0,05	-0,10	0,05
<b>Région des hauts plateaux Est : R5</b>													
50101	NAOI	<b>-0,23</b>	<b>-0,21</b>	<b>-0,21</b>	0,02	<b>-0,17</b>	0,09	0,03	-0,02	-0,16	0,07	-0,04	0,00
51111	NAOI	<b>-0,21</b>	<b>-0,20</b>	-0,02	0,05	-0,08	-0,08	0,08	0,09	<b>-0,22</b>	-0,03	-0,14	-0,16
51203	NAOI	-0,09	<b>-0,17</b>	-0,15	0,12	-0,15	-0,04	-0,03	0,01	<b>-0,26</b>	-0,03	-0,02	0,03
70201	NAOI	0,00	-0,14	-0,10	0,06	-0,15	0,00	0,09	0,03	-0,16	-0,02	-0,05	0,06
70306	NAOI	-0,04	-0,12	-0,04	<b>0,16</b>	-0,08	-0,07	0,04	0,09	-0,10	0,03	-0,02	0,11
70316	NAOI	-0,15	<b>-0,20</b>	0,02	<b>0,17</b>	-0,04	-0,08	0,05	0,08	<b>-0,16</b>	0,01	-0,02	-0,01
70406	NAOI	-0,05	-0,15	-0,02	<b>0,17</b>	-0,08	0,01	0,04	0,06	<b>-0,18</b>	0,04	0,09	0,08
70704	NAOI	-0,01	<b>-0,17</b>	0,04	<b>0,17</b>	-0,08	0,01	0,14	-0,04	-0,14	0,04	0,05	0,07
120301	NAOI	0,05	-0,08	0,09	0,09	-0,15	0,09	-0,02	0,02	-0,14	-0,06	0,11	0,06
120402	NAOI	-0,04	-0,12	0,08	0,09	-0,14	0,02	0,11	<b>-0,18</b>	-0,06	0,03	0,13	0,09
<b>Région du Chélif : R6</b>													
10703	NAOI	<b>-0,25</b>	<b>-0,19</b>	<b>-0,20</b>	0,01	<b>-0,18</b>	0,08	0,00	-0,04	<b>-0,17</b>	-0,06	-0,13	-0,12
10704	NAOI	0,02	0,06	0,06	-0,10	-0,04	0,04	0,04	0,10	<b>-0,20</b>	-0,02	-0,06	-0,15
10803	NAOI	<b>-0,30</b>	<b>-0,26</b>	<b>-0,23</b>	-0,06	<b>-0,22</b>	-0,04	0,05	0,06	<b>-0,23</b>	-0,05	<b>-0,18</b>	-0,07
11004	NAOI	<b>-0,24</b>	<b>-0,25</b>	-0,15	0,06	<b>-0,21</b>	-0,08	0,15	-0,08	<b>-0,20</b>	-0,02	-0,11	-0,10
11302	NAOI	<b>-0,23</b>	<b>-0,20</b>	-0,13	-0,05	<b>-0,21</b>	-0,06	<b>0,17</b>	-0,04	<b>-0,26</b>	-0,04	-0,13	-0,08
11803	NAOI	<b>-0,22</b>	<b>-0,32</b>	-0,10	-0,06	<b>-0,20</b>	0,02	0,06	-0,04	<b>-0,18</b>	0,06	-0,14	-0,06
12503	NAOI	<b>-0,23</b>	<b>-0,26</b>	<b>-0,29</b>	-0,06	<b>-0,23</b>	0,04	0,08	-0,03	<b>-0,24</b>	0,00	-0,11	-0,16
12605	NAOI	<b>-0,21</b>	<b>-0,32</b>	<b>-0,17</b>	-0,09	<b>-0,21</b>	-0,07	0,13	0,05	<b>-0,28</b>	0,04	<b>-0,17</b>	-0,02
12703	NAOI	<b>-0,23</b>	-0,14	<b>-0,20</b>	-0,10	<b>-0,23</b>	-0,13	-0,02	0,15	<b>-0,18</b>	0,05	-0,14	-0,07
13004	NAOI	<b>-0,26</b>	<b>-0,25</b>	<b>-0,20</b>	-0,11	-0,11	-0,02	0,02	0,06	-0,13	-0,06	-0,12	-0,04
170102	NAOI	-0,11	-0,16	-0,14	-0,02	<b>-0,20</b>	0,06	0,06	-0,06	-0,15	0,01	0,04	-0,16
170208	NAOI	<b>-0,24</b>	-0,15	<b>-0,23</b>	0,06	-0,09	-0,06	-0,12	-0,05	-0,07	0,03	-0,01	-0,07

### C.3. Coefficient de corrélation de Kendall entre les pluies mensuelles et l'indice MO

stations	indice	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
<b>Région Centre : R1</b>													
11404	MOI	-0,43	-0,36	-0,34	-0,08	-0,12	-0,06	0,06	-0,23	-0,23	-0,16	-0,24	-0,11
11605	MOI	-0,36	-0,36	-0,34	-0,02	-0,23	0,00	0,02	-0,09	-0,29	-0,25	-0,23	-0,16
20306	MOI	-0,22	-0,27	-0,36	-0,03	-0,09	0,09	-0,18	-0,14	-0,16	-0,11	-0,16	-0,04
20312	MOI	-0,25	-0,27	-0,37	-0,09	-0,13	-0,05	-0,02	-0,20	-0,28	-0,03	-0,17	-0,14
20313	MOI	-0,27	-0,28	-0,37	-0,05	-0,14	0,04	-0,08	-0,28	-0,28	0,00	-0,12	-0,08
20315	MOI	-0,25	-0,32	-0,28	-0,09	-0,17	0,03	-0,16	-0,30	-0,27	-0,10	-0,21	-0,14
20509	MOI	-0,31	-0,35	-0,40	-0,01	-0,19	0,05	-0,12	-0,20	-0,27	-0,07	-0,17	-0,06
20511	MOI	-0,24	-0,30	-0,37	-0,02	-0,20	0,06	-0,03	-0,18	-0,26	-0,10	-0,23	-0,09
20601	MOI	-0,26	-0,30	-0,20	-0,06	-0,09	0,01	-0,05	-0,16	-0,28	-0,16	-0,19	0,02
20602	MOI	-0,23	-0,30	-0,40	0,03	-0,12	-0,07	-0,22	-0,16	-0,15	-0,21	-0,17	-0,01
20607	MOI	-0,30	-0,28	-0,34	-0,05	-0,18	0,00	0,14	-0,21	-0,25	-0,12	-0,16	-0,06
21014	MOI	-0,34	-0,32	-0,43	-0,09	-0,16	0,03	-0,08	-0,03	-0,36	-0,18	-0,24	-0,10
21017	MOI	-0,19	-0,20	-0,32	-0,01	-0,14	-0,03	-0,11	-0,18	-0,20	-0,12	-0,18	-0,01
21020	MOI	-0,16	-0,18	-0,25	-0,03	-0,19	0,09	0,12	-0,11	-0,21	-0,10	-0,13	-0,02
21115	MOI	-0,23	-0,26	-0,29	0,00	-0,14	0,01	-0,19	-0,07	-0,18	-0,21	-0,09	-0,02
21209	MOI	-0,26	-0,29	-0,34	-0,08	-0,11	0,01	-0,04	-0,20	-0,22	-0,12	-0,23	-0,09
21403	MOI	-0,26	-0,27	-0,23	-0,02	-0,16	-0,13	-0,09	-0,14	-0,16	-0,23	-0,23	0,00
21601	MOI	-0,26	-0,30	-0,30	0,01	-0,17	0,05	0,04	-0,15	0,01	-0,02	-0,09	-0,03
21705	MOI	-0,29	-0,31	-0,35	-0,09	-0,15	0,00	0,06	-0,35	-0,30	-0,16	-0,17	-0,08
21801	MOI	-0,35	-0,30	-0,29	-0,05	-0,15	0,00	0,03	-0,23	-0,28	-0,16	-0,15	-0,04
21903	MOI	-0,32	-0,25	-0,37	-0,08	-0,14	-0,06	-0,05	-0,17	-0,25	-0,08	-0,13	-0,06
22002	MOI	-0,31	-0,33	-0,33	-0,04	-0,15	-0,05	-0,03	-0,27	-0,24	-0,15	-0,24	-0,11
90203	MOI	-0,27	-0,33	-0,32	-0,03	-0,08	0,06	-0,07	-0,19	-0,31	-0,17	-0,16	0,00
90302	MOI	-0,28	-0,34	-0,33	0,03	-0,10	-0,05	0,04	-0,34	-0,37	-0,23	-0,14	-0,08
90403	MOI	-0,37	-0,25	-0,35	-0,03	-0,09	-0,05	0,00	-0,22	-0,22	-0,11	-0,11	0,05
90503	MOI	-0,26	-0,30	-0,38	-0,05	-0,19	-0,06	0,16	-0,22	-0,21	-0,14	-0,15	0,05
150101	MOI	-0,28	-0,33	-0,37	-0,03	-0,10	-0,09	0,07	-0,22	-0,28	-0,20	-0,09	0,01
<b>Région Ouest : R2</b>													
12804	MOI	-0,43	-0,37	-0,32	-0,13	-0,27	-0,14	0,09	-0,07	-0,37	-0,23	-0,42	-0,09
13404	MOI	-0,44	-0,29	-0,35	-0,09	-0,14	0,10	0,05	-0,20	-0,34	-0,28	-0,32	-0,14
20205	MOI	-0,28	-0,27	-0,32	-0,10	-0,11	0,05	-0,15	-0,15	-0,35	-0,05	-0,29	-0,09
40203	MOI	-0,29	-0,27	-0,35	-0,09	-0,09	0,03	-0,14	-0,04	-0,27	-0,29	-0,30	-0,35
40301	MOI	-0,24	-0,18	-0,18	0,03	-0,10	-0,04	-0,15	-0,13	-0,38	-0,33	-0,35	-0,39
40402	MOI	-0,30	-0,30	-0,41	-0,09	-0,13	-0,02	-0,16	-0,24	-0,22	-0,36	-0,38	-0,33
40405	MOI	-0,32	-0,31	-0,40	-0,08	-0,17	-0,12	-0,11	-0,10	-0,28	-0,24	-0,38	-0,30
40406	MOI	-0,25	-0,26	-0,39	-0,17	-0,11	-0,08	-0,01	-0,12	-0,23	-0,29	-0,35	-0,33
40415	MOI	-0,28	-0,32	-0,42	-0,09	-0,10	-0,07	-0,12	0,03	-0,30	-0,26	-0,34	-0,35
40502	MOI	-0,29	-0,28	-0,30	-0,06	-0,10	-0,09	-0,11	-0,24	-0,22	-0,35	-0,39	-0,30
40504	MOI	-0,27	-0,34	-0,33	-0,06	0,05	-0,04	-0,09	-0,14	-0,20	-0,39	-0,36	-0,27
40612	MOI	-0,35	-0,24	-0,40	-0,09	-0,21	-0,04	-0,06	-0,13	-0,31	-0,23	-0,39	-0,28
110201	MOI	-0,43	-0,32	-0,53	-0,04	0,17	0,18	0,06	-0,13	-0,21	-0,30	-0,37	-0,31
110802	MOI	-0,22	-0,27	-0,35	0,01	0,03	0,06	0,02	-0,18	-0,31	-0,26	-0,21	-0,18
111219	MOI	-0,35	-0,38	-0,42	0,03	0,04	0,16	0,11	-0,13	-0,26	-0,26	-0,28	-0,18
111413	MOI	-0,40	-0,28	-0,44	-0,15	-0,06	0,06	0,02	-0,02	-0,21	-0,21	-0,36	-0,16
111503	MOI	-0,26	-0,35	-0,40	-0,05	-0,02	0,10	-0,15	-0,01	-0,13	-0,33	-0,37	-0,31
160406	MOI	-0,34	-0,32	-0,33	-0,11	-0,05	0,14	0,20	-0,18	-0,25	-0,38	-0,19	-0,34
<b>Région des hauts plateaux Ouest : R3</b>													
40103	MOI	-0,28	-0,16	-0,29	-0,06	-0,15	-0,05	-0,07	-0,25	-0,31	-0,35	-0,22	-0,28

40104	MOI	<b>-0,25</b>	<b>-0,23</b>	<b>-0,23</b>	-0,02	-0,12	-0,09	-0,20	-0,21	<b>-0,24</b>	<b>-0,39</b>	<b>-0,25</b>	<b>-0,33</b>
80102	MOI	<b>-0,44</b>	<b>-0,21</b>	<b>-0,40</b>	0,09	0,02	0,07	0,00	<b>-0,27</b>	<b>-0,26</b>	<b>-0,29</b>	-0,18	<b>-0,25</b>
80201	MOI	<b>-0,46</b>	-0,30	<b>-0,48</b>	-0,05	0,10	0,14	0,14	-0,18	-0,29	-0,23	-0,15	<b>-0,41</b>
81202	MOI	<b>-0,38</b>	-0,29	<b>-0,47</b>	0,14	0,16	0,11	0,02	<b>-0,31</b>	-0,15	-0,15	<b>-0,34</b>	<b>-0,40</b>
81401	MOI	<b>-0,52</b>	-0,22	<b>-0,37</b>	-0,12	0,07	0,12	0,02	<b>-0,51</b>	0,04	-0,17	-0,28	<b>-0,40</b>
160303	MOI	<b>-0,31</b>	<b>-0,22</b>	<b>-0,29</b>	-0,08	-0,08	0,08	0,14	-0,15	<b>-0,36</b>	<b>-0,28</b>	-0,21	<b>-0,35</b>
160403	MOI	<b>-0,35</b>	-0,15	<b>-0,33</b>	-0,07	-0,14	0,04	0,12	<b>-0,27</b>	<b>-0,32</b>	<b>-0,31</b>	-0,20	<b>-0,33</b>
<b>Région Est : R4</b>													
30204	MOI	-0,13	<b>-0,24</b>	<b>-0,24</b>	0,00	-0,21	-0,18	-0,10	-0,01	-0,15	0,00	-0,09	0,12
30205	MOI	<b>-0,27</b>	<b>-0,26</b>	<b>-0,28</b>	-0,03	-0,06	-0,13	-0,08	-0,22	<b>-0,25</b>	0,00	-0,17	0,04
30301	MOI	-0,19	-0,16	<b>-0,30</b>	-0,04	-0,01	-0,09	-0,05	-0,17	-0,16	0,04	-0,17	0,09
30302	MOI	-0,18	-0,18	<b>-0,27</b>	0,04	-0,12	0,06	-0,04	-0,04	-0,20	0,01	0,01	0,07
30504	MOI	-0,15	<b>-0,29</b>	<b>-0,36</b>	-0,01	-0,12	0,02	0,11	-0,05	-0,14	-0,06	-0,10	0,10
30906	MOI	-0,17	-0,12	-0,13	0,20	-0,14	-0,07	-0,04	-0,09	-0,16	0,00	-0,01	0,08
30909	MOI	0,12	-0,01	<b>0,39</b>	-0,01	-0,01	0,06	0,03	-0,19	0,06	-0,12	-0,02	0,11
31302	MOI	-0,14	-0,19	-0,17	0,00	-0,14	-0,13	-0,17	-0,13	<b>-0,29</b>	-0,10	0,00	-0,02
31503	MOI	-0,13	-0,08	-0,09	0,14	0,02	0,10	-0,12	<b>-0,32</b>	-0,07	0,08	0,00	0,04
50905	MOI	<b>-0,31</b>	<b>-0,21</b>	<b>-0,42</b>	-0,03	-0,12	-0,13	0,07	-0,10	<b>-0,25</b>	-0,21	<b>-0,29</b>	-0,02
100303	MOI	-0,15	-0,17	<b>-0,26</b>	0,03	-0,08	-0,04	-0,07	0,03	-0,20	-0,16	-0,21	-0,01
100401	MOI	-0,06	-0,15	<b>-0,26</b>	0,16	-0,09	0,07	-0,12	-0,18	-0,17	0,04	-0,02	0,09
140205	MOI	-0,02	-0,13	-0,11	0,20	0,02	-0,05	-0,19	0,01	-0,16	-0,03	0,10	0,12
140505	MOI	-0,11	-0,04	-0,20	<b>0,22</b>	-0,11	-0,13	<b>-0,24</b>	-0,01	-0,17	0,03	0,06	-0,02
150204	MOI	<b>-0,44</b>	<b>-0,34</b>	<b>-0,33</b>	0,00	-0,13	-0,17	0,00	-0,10	<b>-0,27</b>	-0,09	-0,21	-0,04
150608	MOI	-0,18	-0,16	<b>-0,39</b>	-0,02	-0,13	-0,10	-0,10	0,02	-0,18	-0,09	-0,17	0,01
150703	MOI	<b>-0,26</b>	<b>-0,31</b>	<b>-0,39</b>	0,07	-0,08	-0,16	0,07	-0,15	<b>-0,35</b>	-0,12	-0,14	-0,11
<b>Région des hauts plateaux Est : R5</b>													
50101	MOI	<b>-0,41</b>	<b>-0,30</b>	<b>-0,41</b>	-0,03	-0,03	-0,05	-0,09	-0,20	<b>-0,28</b>	-0,07	-0,12	-0,05
51111	MOI	<b>-0,34</b>	-0,19	-0,21	0,18	0,11	-0,05	-0,02	0,10	-0,20	-0,13	<b>-0,28</b>	<b>-0,25</b>
51203	MOI	-0,15	-0,15	-0,17	0,21	-0,02	-0,02	-0,02	-0,04	<b>-0,37</b>	-0,13	-0,16	-0,08
70201	MOI	-0,13	-0,10	-0,19	-0,01	-0,11	0,08	0,12	0,08	-0,09	0,06	-0,09	-0,07
70306	MOI	-0,15	-0,09	-0,18	<b>0,30</b>	0,04	-0,10	0,01	0,08	-0,06	-0,01	-0,11	-0,12
70316	MOI	<b>-0,30</b>	-0,16	-0,18	<b>0,32</b>	-0,01	-0,11	-0,06	0,08	-0,07	0,00	-0,09	-0,16
70406	MOI	-0,06	-0,08	-0,12	<b>0,31</b>	-0,02	-0,05	0,05	0,02	-0,14	0,01	-0,07	-0,13
70704	MOI	0,02	-0,10	-0,03	<b>0,38</b>	-0,06	-0,11	0,12	-0,01	-0,08	0,04	-0,07	-0,12
120301	MOI	-0,01	-0,06	0,05	<b>0,34</b>	-0,05	-0,13	-0,03	0,04	-0,06	-0,02	0,01	-0,13
120402	MOI	-0,12	-0,03	0,06	<b>0,34</b>	0,01	-0,06	0,11	-0,05	0,00	-0,13	0,04	-0,17
<b>Région du Chélif : R6</b>													
10703	MOI	<b>-0,42</b>	<b>-0,30</b>	<b>-0,40</b>	-0,02	-0,07	0,13	0,11	<b>-0,24</b>	-0,21	<b>-0,21</b>	<b>-0,28</b>	<b>-0,22</b>
10704	MOI	0,00	0,07	-0,02	0,16	0,04	-0,10	0,12	0,00	<b>-0,27</b>	-0,15	<b>-0,21</b>	<b>-0,25</b>
10803	MOI	<b>-0,47</b>	<b>-0,37</b>	<b>-0,38</b>	-0,12	-0,12	-0,02	-0,11	<b>-0,22</b>	<b>-0,33</b>	<b>-0,26</b>	<b>-0,37</b>	<b>-0,22</b>
11004	MOI	<b>-0,33</b>	<b>-0,30</b>	<b>-0,35</b>	-0,11	<b>-0,24</b>	-0,17	-0,01	-0,17	<b>-0,28</b>	-0,12	-0,17	-0,09
11302	MOI	<b>-0,41</b>	<b>-0,30</b>	<b>-0,37</b>	-0,15	-0,19	-0,08	0,06	-0,19	<b>-0,35</b>	-0,16	<b>-0,24</b>	-0,19
11803	MOI	<b>-0,40</b>	<b>-0,43</b>	<b>-0,46</b>	-0,09	-0,13	-0,06	-0,02	-0,18	<b>-0,23</b>	-0,18	<b>-0,34</b>	-0,12
12503	MOI	<b>-0,49</b>	<b>-0,33</b>	<b>-0,38</b>	-0,14	<b>-0,21</b>	0,02	0,10	-0,19	<b>-0,29</b>	-0,18	<b>-0,30</b>	<b>-0,39</b>
12605	MOI	<b>-0,48</b>	<b>-0,42</b>	<b>-0,43</b>	-0,13	-0,12	0,08	-0,04	-0,20	<b>-0,39</b>	<b>-0,26</b>	<b>-0,38</b>	-0,12
12703	MOI	<b>-0,44</b>	-0,22	<b>-0,35</b>	-0,13	-0,10	0,20	-0,12	0,06	-0,23	<b>-0,27</b>	<b>-0,35</b>	-0,21
13004	MOI	<b>-0,46</b>	<b>-0,33</b>	<b>-0,35</b>	-0,01	-0,03	0,11	0,06	-0,12	<b>-0,24</b>	<b>-0,33</b>	<b>-0,31</b>	<b>-0,28</b>
170102	MOI	-0,20	-0,19	<b>-0,29</b>	0,01	-0,12	0,00	-0,15	-0,19	-0,13	-0,15	-0,15	<b>-0,39</b>
170208	MOI	<b>-0,32</b>	<b>-0,21</b>	<b>-0,40</b>	0,10	0,08	-0,10	-0,14	0,00	0,03	-0,06	-0,04	-0,16
	MOI	-0,20	<b>-0,26</b>	<b>-0,36</b>	-0,05	-0,11	-0,03	-0,12	<b>-0,22</b>	<b>-0,38</b>	<b>-0,41</b>	<b>-0,39</b>	<b>-0,32</b>

## C.4. Coefficient de corrélation de Kendall entre les pluies mensuelles et l'indice WeMO

stations	Indice	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
<b>Région Centre : R1</b>													
11404	WeMOI	-0,03	-0,15	0,00	-0,03	-0,10	0,00	-0,05	-0,08	-0,12	-0,11	-0,10	0,09
11605	WeMOI	0,01	<b>-0,16</b>	0,05	-0,04	-0,11	-0,04	-0,15	<b>-0,21</b>	-0,15	-0,14	-0,03	0,04
20306	WeMOI	0,05	-0,13	0,01	-0,08	<b>-0,16</b>	-0,03	-0,07	-0,13	-0,08	0,06	0,07	0,03
20312	WeMOI	0,04	-0,08	-0,06	-0,02	<b>-0,21</b>	0,02	-0,04	-0,05	-0,07	0,06	-0,15	0,05
20313	WeMOI	0,05	-0,09	-0,06	0,02	<b>-0,20</b>	-0,06	0,09	-0,03	-0,10	0,08	-0,13	0,03
20315	WeMOI	0,05	-0,11	-0,05	-0,02	<b>-0,21</b>	-0,04	0,04	-0,01	-0,11	0,03	-0,09	0,02
20509	WeMOI	0,07	-0,11	-0,03	0,06	-0,13	0,06	-0,02	-0,06	-0,15	0,08	-0,07	0,09
20511	WeMOI	0,02	-0,13	-0,02	0,02	-0,12	0,01	-0,03	0,00	-0,13	0,09	-0,04	0,14
20601	WeMOI	0,04	-0,15	-0,02	-0,01	-0,13	0,04	0,03	0,01	-0,14	0,04	-0,08	0,16
20602	WeMOI	0,08	-0,13	0,02	0,01	<b>-0,19</b>	0,15	-0,02	0,03	<b>-0,19</b>	0,05	0,00	<b>0,18</b>
20607	WeMOI	0,09	<b>-0,16</b>	-0,01	0,01	-0,15	0,03	<b>-0,19</b>	0,00	-0,13	0,08	0,00	0,11
21014	WeMOI	0,06	-0,13	0,02	-0,06	<b>-0,17</b>	0,15	-0,11	0,03	-0,06	-0,04	-0,05	0,11
21017	WeMOI	0,00	<b>-0,17</b>	0,01	-0,05	<b>-0,20</b>	0,03	-0,10	0,03	-0,06	0,02	0,01	0,05
21020	WeMOI	0,08	-0,10	0,02	0,05	-0,11	0,03	-0,12	-0,08	-0,14	0,13	0,01	0,03
21115	WeMOI	0,06	<b>-0,19</b>	0,09	0,07	-0,16	0,09	-0,10	0,04	-0,15	-0,02	-0,06	0,10
21209	WeMOI	0,03	<b>-0,16</b>	0,00	0,03	-0,14	0,06	-0,12	0,01	-0,14	0,04	-0,03	0,09
21403	WeMOI	0,05	-0,13	0,00	-0,02	<b>-0,18</b>	-0,02	-0,12	-0,05	-0,11	0,00	-0,04	0,10
21601	WeMOI	0,10	-0,12	0,03	0,11	-0,13	0,02	-0,10	0,05	-0,13	0,10	0,01	<b>0,18</b>
21705	WeMOI	0,08	<b>-0,16</b>	0,03	0,04	-0,11	-0,01	-0,06	0,02	<b>-0,20</b>	0,07	-0,04	<b>0,18</b>
21801	WeMOI	0,06	-0,05	0,12	-0,05	0,02	0,08	0,06	-0,10	-0,04	-0,03	-0,09	-0,08
21903	WeMOI	0,07	-0,09	0,05	0,04	-0,09	-0,10	-0,11	0,01	-0,14	0,04	0,01	<b>0,17</b>
22002	WeMOI	0,06	-0,15	0,02	0,05	-0,12	0,02	-0,01	0,04	<b>-0,17</b>	0,07	-0,03	0,14
90203	WeMOI	0,03	-0,07	0,00	0,04	-0,13	-0,04	-0,07	-0,01	<b>-0,17</b>	0,00	0,00	<b>0,19</b>
90302	WeMOI	-0,01	-0,15	0,01	-0,03	<b>-0,20</b>	-0,07	-0,13	0,15	0,10	-0,07	0,02	<b>0,20</b>
90403	WeMOI	0,06	-0,14	0,01	0,00	-0,10	-0,09	-0,15	0,03	0,02	0,05	-0,05	0,14
90503	WeMOI	0,03	<b>-0,18</b>	0,03	0,05	-0,12	0,00	-0,02	0,00	-0,12	0,07	-0,01	<b>0,23</b>
150101	WeMOI	0,05	-0,13	-0,04	0,04	-0,14	-0,07	-0,15	-0,08	-0,13	-0,07	0,02	<b>0,19</b>
<b>Région Ouest : R2</b>													
12804	WeMOI	0,05	<b>-0,18</b>	-0,01	-0,14	-0,16	-0,15	0,09	-0,01	-0,08	-0,06	-0,09	0,15
13404	WeMOI	0,08	-0,15	-0,10	-0,14	-0,13	0,00	-0,07	-0,11	<b>-0,18</b>	-0,13	-0,04	0,09
20205	WeMOI	0,02	-0,09	-0,09	-0,02	<b>-0,17</b>	-0,05	-0,01	-0,13	<b>-0,17</b>	-0,03	-0,13	0,04
40203	WeMOI	0,04	-0,13	-0,05	-0,16	<b>-0,20</b>	-0,14	0,01	-0,09	-0,16	-0,02	0,01	0,07
40301	WeMOI	-0,03	-0,12	<b>-0,18</b>	-0,10	-0,12	-0,16	-0,03	-0,06	-0,14	-0,16	-0,07	-0,02
40402	WeMOI	-0,01	<b>-0,20</b>	-0,13	-0,10	-0,15	-0,13	-0,17	-0,11	<b>-0,18</b>	-0,08	-0,10	0,00
40405	WeMOI	0,00	<b>-0,21</b>	-0,13	-0,14	<b>-0,18</b>	-0,06	-0,02	0,02	-0,12	-0,12	-0,14	0,05
40406	WeMOI	0,08	-0,14	-0,04	-0,14	-0,12	-0,11	0,07	0,07	-0,11	-0,09	-0,13	0,08
40415	WeMOI	0,05	<b>-0,16</b>	-0,14	-0,09	<b>-0,17</b>	-0,01	<b>0,26</b>	-0,07	-0,11	-0,01	-0,05	0,00
40502	WeMOI	-0,03	<b>-0,20</b>	-0,10	-0,10	-0,14	-0,11	0,00	-0,12	-0,09	-0,04	-0,10	-0,09
40504	WeMOI	-0,02	<b>-0,21</b>	-0,12	-0,13	0,00	-0,17	0,00	-0,15	-0,12	-0,13	-0,12	-0,04
40612	WeMOI	-0,04	-0,13	-0,07	<b>-0,17</b>	-0,16	-0,01	-0,17	-0,09	-0,11	-0,03	<b>-0,17</b>	0,00
110201	WeMOI	0,02	-0,17	-0,20	-0,12	<b>-0,31</b>	-0,11	-0,16	-0,01	<b>-0,39</b>	-0,23	-0,06	0,18
110802	WeMOI	0,00	<b>-0,18</b>	-0,02	<b>-0,17</b>	-0,10	0,01	-0,10	0,08	<b>-0,26</b>	<b>-0,21</b>	-0,16	0,05
111219	WeMOI	0,05	<b>-0,21</b>	-0,05	-0,07	-0,13	-0,06	-0,05	0,04	-0,15	-0,15	-0,08	0,00
111413	WeMOI	0,02	<b>-0,27</b>	-0,05	-0,16	-0,17	-0,09	0,01	-0,03	<b>-0,19</b>	-0,15	-0,09	0,06
111503	WeMOI	0,09	<b>-0,21</b>	-0,10	-0,05	-0,10	-0,16	0,03	-0,13	<b>-0,19</b>	-0,14	-0,10	-0,01
160406	WeMOI	0,05	-0,14	-0,12	<b>-0,17</b>	<b>-0,16</b>	-0,07	-0,07	0,15	-0,13	-0,13	-0,01	0,05
<b>Région des hauts plateaux Ouest : R3</b>													
40103	WeMOI	0,05	<b>-0,21</b>	<b>-0,19</b>	<b>-0,20</b>	<b>-0,20</b>	-0,06	-0,03	-0,08	-0,08	-0,11	-0,09	-0,03

40104	WeMOI	0,06	<b>-0,25</b>	-0,16	<b>-0,25</b>	<b>-0,17</b>	-0,16	-0,06	-0,14	-0,11	-0,15	-0,12	-0,13
80102	WeMOI	-0,09	<b>-0,17</b>	<b>-0,19</b>	<b>-0,17</b>	<b>-0,19</b>	-0,10	-0,07	0,13	<b>-0,18</b>	<b>-0,24</b>	-0,12	-0,05
80201	WeMOI	-0,07	<b>-0,26</b>	<b>-0,37</b>	-0,21	-0,20	-0,07	<b>-0,26</b>	0,00	<b>-0,30</b>	<b>-0,26</b>	-0,14	0,06
81202	WeMOI	-0,16	-0,21	<b>-0,37</b>	<b>-0,26</b>	-0,19	<b>-0,32</b>	-0,08	-0,04	-0,23	<b>-0,27</b>	-0,14	-0,11
81401	WeMOI	-0,15	<b>-0,32</b>	<b>-0,29</b>	-0,17	-0,22	-0,18	-0,11	0,02	-0,18	-0,15	<b>-0,24</b>	-0,15
160303	WeMOI	0,03	<b>-0,20</b>	-0,12	-0,10	-0,12	0,02	-0,12	0,12	-0,15	-0,13	-0,02	-0,01
160403	WeMOI	0,02	-0,14	-0,09	-0,11	<b>-0,22</b>	-0,05	-0,16	0,06	-0,09	-0,15	-0,05	0,06
<b>Région Est : R4</b>													
30204	WeMOI	0,10	-0,09	0,03	0,10	-0,11	-0,05	-0,15	-0,08	-0,10	0,03	0,03	<b>0,26</b>
30205	WeMOI	0,11	<b>-0,19</b>	0,00	0,04	-0,13	-0,07	<b>-0,25</b>	-0,06	-0,05	0,00	0,05	0,03
30301	WeMOI	0,07	-0,06	-0,02	0,12	-0,06	-0,04	-0,06	0,01	-0,07	0,11	0,02	<b>0,22</b>
30302	WeMOI	0,13	-0,12	0,15	0,15	<b>-0,20</b>	0,11	0,13	0,04	-0,09	0,15	0,05	<b>0,19</b>
30504	WeMOI	0,05	-0,10	0,05	0,11	-0,08	0,00	0,12	-0,03	-0,06	0,13	0,04	<b>0,26</b>
30906	WeMOI	<b>0,17</b>	-0,08	0,09	0,15	-0,08	0,01	-0,06	-0,03	-0,06	0,07	0,04	<b>0,23</b>
30909	WeMOI	<b>0,19</b>	-0,10	0,08	0,07	-0,05	-0,02	<b>-0,19</b>	-0,04	-0,05	0,06	0,04	<b>0,20</b>
31302	WeMOI	0,09	-0,02	<b>0,17</b>	0,13	0,03	0,04	0,04	-0,03	0,02	<b>0,16</b>	0,10	<b>0,18</b>
31503	WeMOI	<b>0,22</b>	-0,06	-0,01	0,01	-0,07	-0,03	0,02	-0,12	-0,14	0,12	0,07	<b>0,23</b>
50905	WeMOI	0,03	-0,12	-0,08	-0,05	-0,07	-0,11	<b>-0,18</b>	0,06	-0,01	-0,10	-0,03	0,10
100303	WeMOI	0,11	<b>-0,18</b>	-0,08	-0,11	-0,09	-0,13	<b>-0,21</b>	-0,09	0,00	0,01	-0,01	0,15
100401	WeMOI	0,13	-0,12	-0,05	0,11	-0,05	-0,14	-0,07	0,02	-0,09	0,03	0,02	<b>0,22</b>
140205	WeMOI	0,13	-0,12	-0,04	0,11	-0,06	-0,04	-0,02	0,08	-0,15	0,01	0,04	<b>0,22</b>
140505	WeMOI	0,07	-0,08	0,02	0,08	-0,11	0,02	-0,16	-0,08	-0,14	0,09	0,03	<b>0,18</b>
150204	WeMOI	0,09	-0,09	0,04	-0,03	-0,11	-0,09	-0,12	-0,04	<b>-0,19</b>	-0,05	-0,05	<b>0,17</b>
150608	WeMOI	0,15	-0,16	-0,08	-0,09	-0,14	0,01	<b>-0,17</b>	0,00	-0,02	-0,07	-0,01	<b>0,18</b>
150703	WeMOI	0,13	-0,08	0,07	-0,02	-0,14	-0,16	<b>-0,18</b>	-0,08	-0,15	0,06	0,03	<b>0,17</b>
<b>Région des hauts plateaux Est : R5</b>													
50101	WeMOI	-0,01	<b>-0,25</b>	-0,15	<b>-0,17</b>	-0,05	-0,13	0,01	-0,01	-0,13	-0,13	0,07	-0,09
51111	WeMOI	-0,02	<b>-0,19</b>	-0,11	0,06	-0,01	-0,13	-0,09	-0,16	-0,13	-0,16	-0,15	-0,07
51203	WeMOI	-0,01	<b>-0,18</b>	<b>-0,20</b>	-0,07	-0,10	-0,07	-0,03	-0,08	-0,07	-0,13	0,01	-0,05
70201	WeMOI	0,00	<b>-0,24</b>	<b>-0,19</b>	-0,11	-0,16	-0,09	-0,06	<b>-0,24</b>	-0,04	-0,11	-0,01	0,00
70306	WeMOI	-0,01	<b>-0,18</b>	-0,04	-0,03	-0,08	-0,16	-0,09	-0,08	-0,12	-0,12	0,05	0,03
70316	WeMOI	-0,02	<b>-0,19</b>	-0,10	0,02	-0,11	-0,12	-0,04	-0,13	<b>-0,19</b>	-0,15	-0,02	-0,05
70406	WeMOI	-0,09	<b>-0,22</b>	<b>-0,20</b>	-0,05	-0,11	<b>-0,17</b>	-0,11	-0,12	<b>-0,17</b>	-0,09	-0,02	-0,07
70704	WeMOI	-0,10	<b>-0,22</b>	-0,15	0,06	-0,15	<b>-0,23</b>	<b>-0,18</b>	<b>-0,19</b>	-0,03	0,00	-0,07	-0,04
120301	WeMOI	-0,11	<b>-0,26</b>	-0,02	-0,08	-0,10	<b>-0,20</b>	-0,11	-0,15	-0,06	<b>-0,18</b>	-0,02	-0,09
120402	WeMOI	0,02	-0,16	-0,06	-0,04	-0,09	-0,06	0,01	0,06	-0,02	-0,10	0,08	-0,03
<b>Région du Chélif : R6</b>													
10703	WeMOI	0,07	<b>-0,19</b>	-0,11	-0,16	-0,13	-0,06	-0,05	-0,09	-0,08	<b>-0,20</b>	-0,05	0,08
10704	WeMOI	0,01	0,04	-0,10	-0,03	0,04	0,05	0,02	0,04	-0,06	<b>-0,17</b>	-0,11	-0,05
10803	WeMOI	0,05	<b>-0,21</b>	-0,07	-0,11	-0,10	0,00	-0,12	-0,15	<b>-0,16</b>	<b>-0,17</b>	-0,10	0,12
11004	WeMOI	0,01	-0,11	-0,09	0,11	<b>-0,18</b>	<b>-0,17</b>	-0,03	-0,06	<b>-0,16</b>	<b>-0,22</b>	-0,12	-0,04
11302	WeMOI	-0,04	<b>-0,20</b>	0,02	-0,10	<b>-0,16</b>	-0,04	0,00	0,05	-0,15	-0,10	-0,08	0,01
11803	WeMOI	0,00	-0,14	-0,02	-0,02	-0,09	-0,01	-0,08	0,14	-0,07	-0,03	-0,03	0,13
12503	WeMOI	0,10	-0,13	-0,11	-0,11	-0,15	-0,05	<b>-0,20</b>	-0,01	-0,14	-0,11	-0,05	0,11
12605	WeMOI	<b>0,27</b>	<b>-0,18</b>	0,00	-0,15	-0,06	-0,03	-0,08	-0,08	-0,14	-0,05	-0,10	0,17
12703	WeMOI	0,00	-0,08	-0,08	-0,09	-0,16	0,05	-0,06	-0,11	-0,16	-0,06	-0,02	0,11
13004	WeMOI	-0,01	-0,15	-0,09	-0,08	-0,07	0,02	-0,02	0,01	<b>-0,19</b>	-0,15	-0,06	0,04
170102	WeMOI	0,00	-0,16	-0,12	-0,14	-0,16	0,05	-0,02	0,07	-0,08	-0,10	0,03	0,00
170208	WeMOI	-0,08	<b>-0,19</b>	-0,10	-0,15	-0,07	-0,13	0,15	0,03	-0,01	-0,05	-0,01	0,05