

Higher National School of Hydraulic

The Library

Digital Repository of ENSH



المدرسة الوطنية العليا للري

المكتبة

المستودع الرقمي للمدرسة العليا للري



The title (العنوان):

Evolution du climat passé récent et future en Algérie..

The paper document Shelf mark (الشفرة) : 8-0002-16

APA Citation (APA توثيق):

Zeroual, Ayoub. (2016). Evolution du climat passé récent et future en 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Digital Repository of ENSH aims to limit scientific production, whether published or unpublished (theses, pedagogical publications, periodical articles, books...)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 بيداغوجية، 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.



REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
ECOLE NATIONALE SUPERIEURE D'HYDRAULIQUE



THESE DE DOCTORAT ES-SCIENCES
DE L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE D'HYDRAULIQUE
Présentée par
Monsieur ZEROUAL Ayoub
pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE D'HYDRAULIQUE

En :

Hydraulique

Sujet de la thèse :

Evolution du climat passé récent et futur en Algérie.

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

| | | |
|------------------|-----------------|-----------------------|
| M. SALAH B. | Pr. ENSH | Président |
| M. MEDDI M. | Pr. ENSH | Directeur de thèse |
| M. ASSANI A. | Pr. UQTR CANADA | Co-Directeur de thèse |
| M. REMINI B. | Pr. U. de Blida | Examineur |
| M. BERMAD A. | Pr. ENP. Alger | Examineur |
| M. BENLAOUKLI B. | MCA. ENSH | Examineur |

Année Universitaire 2015/2016

TABLE DES MATIERES

| | |
|--|-----------|
| Résumé..... | |
| Remerciements..... | |
| Liste des tableaux..... | |
| Liste des figures..... | |
| Liste des publications..... | |
| Introduction générale..... | 1 |
| Chapitre I Dynamique et variabilité du climat..... | 10 |
| I.1 Introduction..... | 10 |
| I.2 Système climatique..... | 10 |
| I.3 Circulation générale de l’atmosphère et ses mécanismes moteurs..... | 13 |
| <i>I.3.1 Caractéristiques de la circulation atmosphérique selon la latitude.....</i> | <i>18</i> |
| I.3.1.1 Cellules de Hadley..... | 19 |
| I.3.1.2 Cellules d'air polaire..... | 21 |
| I.3.1.3 Cellules de Ferrel aux latitudes moyennes..... | 21 |
| I.4 Variabilité climatique..... | 22 |
| <i>I.4.1 Échelle de temps et d’espace.....</i> | <i>23</i> |
| I.4.1.1 Oscillation Nord-Atlantique (NAO)..... | 24 |
| I.4.1.2 Oscillation australe El Niño (ENSO)..... | 27 |
| I.4.1.2 Indices de la téléconnexion oscillation de la Méditerranée..... | 30 |
| Chapitre II Climat moyen actuel de l’Algérie..... | 34 |
| II.1 Introduction..... | 34 |
| II.2 Climat moyen de l’Algérie..... | 34 |
| <i>II.2.1 Relief.....</i> | <i>34</i> |
| <i>II.2.2 Vent.....</i> | <i>36</i> |
| <i>II.2.3 Températures.....</i> | <i>39</i> |
| <i>II.2.4 Précipitations.....</i> | <i>42</i> |
| <i>II.2.5 Evaporation.....</i> | <i>44</i> |
| II.3 Ruissèlement..... | 47 |
| <i>II.3.1 Bilan hydrique.....</i> | <i>48</i> |
| Chapitre III Evolutions et tendances observées en Algérie..... | 53 |
| III.1 Introduction..... | 53 |
| III.2 Zone d’étude..... | 55 |

| | |
|---|-----------|
| III.3 Méthodologie..... | 58 |
| <i>III.3.1 Données utilisées.....</i> | <i>58</i> |
| <i>III.3.2 Analyse des tendances à long terme des moyennes des séries des températures et des pluies au moyen de la méthode de Mann-Kendall (MK).....</i> | <i>60</i> |
| <i>III.3.3 Analyse des ruptures des moyennes des séries des températures et des pluies au moyen de la méthode de Lombard.....</i> | <i>61</i> |
| <i>III.3.4 Analyse de la relation entre les variables climatiques et les indices climatiques au moyen de l'analyse canonique de corrélation.....</i> | <i>62</i> |
| III.3.4.1 Analyse des corrélations canoniques..... | 63 |
| III.4 RÉSULTATS..... | 67 |
| <i>III.4.1 Variabilité temporelle des températures et des pluies.....</i> | <i>67</i> |
| <i>III.4.2 Relation entre les températures, les pluies et les indices climatiques.....</i> | <i>70</i> |
| III.5 Discussion..... | 71 |
| III.6 Conclusion..... | 74 |
| Chapitre IV Evolution du climat en Algérie (1951-2100)..... | 76 |
| IV.1 Introduction..... | 76 |
| IV.2 Données des observations..... | 77 |
| IV.3 Simulations des modèles climatiques régionaux (MCR)..... | 77 |
| <i>IV.3.1 Trajectoires représentatives de concentration 'RCP'.....</i> | <i>78</i> |
| IV.4 Méthodologie..... | 80 |
| IV.5 Résultat..... | 80 |
| <i>IV.5.1 Variabilité spatio-temporelle des précipitations et températures en Algérie durant la période d'observation 1951-2005.....</i> | <i>80</i> |
| <i>IV.5.2 Prédiction de l'évolution des précipitations et températures au moyen des modèles climatiques.....</i> | <i>83</i> |
| IV.5.2.1 Comparaison entre l'évolution des précipitations et des températures observées et simulées pendant la période 1951-2005..... | 83 |
| IV.5.2.2 Prédiction de la variabilité spatio-temporelle des précipitations et températures pendant les périodes 2006-2060 et 2045-2100..... | 84 |
| IV.5 Discussion et Conclusion..... | 95 |
| Chapitre V Réseaux de neurones et méthode BaRatin..... | 97 |
| V.1 Introduction..... | 97 |
| V.2 Présentation de la méthode des réseaux de neurones artificiels (RNA)..... | 97 |
| V.2.1 Qu'est-ce qu'un réseau neuronal artificiel ?..... | 97 |
| V.2.2 Analogies entre les systèmes nerveux et les RNA..... | 98 |
| V.3 Évolution et fonctionnement des RNA..... | 99 |
| V.3.1 Neurones et couches..... | 100 |

| | |
|--|------------|
| V.3.2 Fonctions d'activation du neurone..... | 101 |
| V.4 Apprentissage d'un réseau de neurones..... | 102 |
| V.4.1 Modes d'apprentissages..... | 102 |
| V.4.1.1 Apprentissage supervisé..... | 103 |
| V.4.1.2 Apprentissage non supervisé..... | 103 |
| V.4.1.3 Apprentissage semi supervisé..... | 103 |
| V.4.2 Procédure d'apprentissage..... | 103 |
| V.4.3 Problèmes d'apprentissage..... | 104 |
| V.4.4 Algorithme de rétropropagation..... | 105 |
| V.4.4.1 Levenberg–Marquardt algorithme..... | 106 |
| V.4.4.2 Resilient back propagation algorithm..... | 107 |
| V.4.4.3 Scaled conjugate gradient algorithm..... | 108 |
| V.5 Architecture du réseau..... | 109 |
| V.6 Perceptron Multicouche (PMC)..... | 109 |
| V.7 Analyse bayésienne de la courbe de tarage..... | 110 |
| V.7.1 Principes de la méthode BaRatin (BAYesian RATINg curve analysis)..... | 112 |
| V.7.2 Détermination des a priori hydrauliques..... | 113 |
| V.7.2.1 Notion de contrôle hydraulique..... | 113 |
| V.7.3 Critique et validation des jaugeages..... | 115 |
| V.7.4 Inférence bayésienne..... | 115 |
| V.7.4.1 Modèle et hypothèses..... | 115 |
| V.7.4.2 Utilisation de la distribution a posteriori : simulations MCMC..... | 116 |
| Chapitre VI Modélisation de la relation «pluie-débit»..... | 118 |
| VI.1 Introduction..... | 118 |
| VI.2 Mécanisme de la transformation pluie-débit..... | 118 |
| VI.2.1 Transformation de la pluie en débit..... | 118 |
| VI.2.2 Processus pluie-débit..... | 121 |
| VI.2.3 Processus dominants de la génération de l'écoulement sur un bassin- versant..... | 126 |
| VI.3 Modélisation de la relation pluie-débit..... | 127 |
| VI.3.1 Modèle pluie-débit à base physique..... | 128 |
| VI.3.2 Les modèles conceptuels pluie-débit..... | 129 |
| VI.3.3 Les modèles empiriques pluie-débit..... | 129 |
| VI.4 Les RNA comme des modèles 'pluie-débit'..... | 130 |
| VI.4.1 Sélection de variables d'entrée du modèle RNA..... | 131 |
| Chapitre VII Evaluation de la relation «Pluie-débit» sous l'incertitude de la courbe de tarage..... | 133 |
| VII.1 Introduction..... | 133 |

| | |
|--|------------|
| VII.2 Présentation de la zone d'étude..... | 134 |
| <i>VII.2.1 Situation géographique.....</i> | <i>134</i> |
| <i>VII.2.2 Description générale du bassin-versant Côtier Algérois.....</i> | <i>135</i> |
| VII.3 Etat de l'art sur l'extrapolation des courbes de tarage dans le bassin-versant Côtier Algérois | 135 |
| VII.4 Modélisation de la relation pluie-débit à l'aide des réseaux de neurones artificiels..... | 137 |
| <i>VII.4.1 Sélection des entrées et architecture du modèle.....</i> | <i>139</i> |
| <i>VII.4.2 Apprentissage du modèle RNA pluie-débit.....</i> | <i>141</i> |
| <i>VII.4.3 Quantification de l'incertitude de la courbe de tarage en utilisant la méthode BaRatin.....</i> | <i>144</i> |
| <i>VII.4.4 Application du modèle RNA pluie-débit conception 3 pour les apports mensuels provenant de la courbe de tarage issue de BaRatin.....</i> | <i>148</i> |
| VII.5 Conclusion..... | 151 |
| Conclusion générale..... | 153 |
| Références bibliographiques..... | 156 |
| Annexes..... | |

Résumé

Dans le contexte du changement climatique, il est nécessaire d'affiner les informations relatives à l'évolution du climat dans un pays comme l'Algérie, et qui est susceptible d'être négativement impacté par le réchauffement global. En effet, les différentes études du climat et les projections futures sont majoritairement faites sur quelques bassins-versants et basées sur les sorties de modèles climatiques à faible résolution qui ne permettent pas d'aborder avec exactitude les échelles locales. La première partie de ce travail concerne le suivi du climat moyen actuel d'Algérie par l'utilisation de données issues des spectroradiomètres imageurs à différentes résolutions embarquées par différents satellites. En outre, l'analyse de la variabilité temporelle des températures et des pluies annuelles et saisonnières et leurs relations avec quatre (04) indices climatiques pour sept (07) stations côtières de l'Algérie, durant la période allant de 1972 à 2013, a révélé que les séries des températures sont globalement caractérisées par une tendance à long terme croissante avec des ruptures progressives de moyennes. Ceci traduit une hausse quoique lente de la température depuis la décennie 1970. Quant aux pluies, aucune tendance à long terme significative ne fut observée. L'analyse canonique des corrélations a révélé que les températures, qui caractérisent la circulation atmosphérique au-dessus du bassin méditerranéen, sont mieux corrélées avec l'oscillation Ouest Méditerranéenne (WeMOI) alors que la variabilité temporelle des totaux pluviométriques serait beaucoup plus influencée par des mécanismes impliqués dans la circulation planétaire (Southern Oscillation Index SOI). L'évaluation des changements futurs (2006-2100) des précipitations et températures intervenant en Algérie est effectuée à partir des modèles climatiques régionaux CORDEX-Afrique en se basant sur deux scénarios relatifs à l'évolution de la concentration en gaz à effet de serre (RCP4.5 et RCP8.5), dont la résolution est de l'ordre de 45 km. Un ensemble de données des températures et des précipitations mensuelles provenant des données observées (CRU Version TS.3.22) sur une grille de résolution spatiale de $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$, pour la période allant de 1951 à 2005, ont été utilisées afin d'évaluer la performance des modèles climatiques régionaux CORDEX-Afrique et de reproduire le climat actuel observé en Algérie.

Aux horizons 2045-2100, une baisse généralisée des cumuls des précipitations dans tout le nord du pays concernerait la saison d'hiver et un réchauffement se manifesterait à la fois aux échelles saisonnière et annuelle sur tout le territoire algérien.

La deuxième partie de notre travail de recherche s'inscrit dans le cadre du domaine de la modélisation de la transformation de la pluie en débit. Dans cette partie, un modèle «pluie-débit» à l'échelle mensuelle au moyen d'une approche de réseau de neurones artificiels propre au climat du nord algérien a été développé. Plusieurs RNA sont développés et testés sur un ensemble de données provenant du bassin 'Côtier Algérois'. Il a été, par la suite, procédé à l'examen de l'évaluation de l'impact de l'incertitude de la courbe de tarage sur la performance de prédiction du meilleur modèle. L'incertitude de la courbe de tarage; la courbe la plus probable, et l'incertitude associée, au niveau de confiance 95%, ont été déterminées en employant la méthode de l'inférence bayésienne et des simulations de Monte-Carlo par les chaînes de Markov (MCMC). Il a été trouvé que l'incertitude pour la courbe de tarage de la station de Fer à Cheval a un impact significatif sur la performance du modèle dans lequel l'erreur de la prédiction a été améliorée non seulement dans la phase d'étalonnage, mais aussi dans phase de validation du modèle.

Abstract

With the context of climate change, it is necessary to refine the information pertaining to climate trend in a country like Algeria that might be negatively affected by global change. In actual fact, various climates studies and future forecasts are, for the most part, done on some basins and are based on the outputs of climate models with low resolution which do not allow addressing accurately the local scales. The first part of this work relates to the follow-up of Algeria's current mean climate by the use of the data from different spectrometers images aboard by different satellites. Furthermore, the analysis of the temporal variability of annual and seasonal temperatures and precipitations and their link with four (04) climate indexes, measured at seven (07) coastal rainfall stations of Algeria, during the period from 1970 to 2013, revealed a rising trend along with progressive breaks in means are generally a characteristic of the temperatures series. This reflects an increase in temperature since the 1970s. As for rainfall, no significant secular trend was observed. Canonical correlation analysis revealed that the temperatures which characterize atmospheric circulation over the Mediterranean basin are better correlated with the Western Mediterranean Oscillation index (WeMOI) while temporal variability of rainfall would be much more influenced by the mechanism involved in the global circulation (SOI). The assessment of future climate changes (2006-2100) of rainfall and temperatures occurring in Algeria is carried out from regional climate models CORDEX-Africa based on two scenarios related to Representative Concentration Pathway (RCP4.5 and RCP8.5) with a resolution about 45 km. A data set of monthly temperatures and rainfall extracted from observed series (CRU Version TS.3.22) on a $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ spatial resolution grid for the period ranging from 1951 to 2005, were used to assess the performance of regional climate models CORDEX-Africa to reproduce the current observed climate in Algeria. For the 2045-2100 horizons, a widespread decrease in rainfall over the north of Algeria would concern the winter season, and a warming would appear both at seasonal and annual scales in Algeria.

The second section of our research work concern the modeling of the transformation of the rainfall in runoff. In this section, a rainfall-runoff model, at a month scale, by means of an artificial neural network approach specific to the climate of northern Algeria has been developed. Several RNA are developed and tested on a set of data of Algiers coastal basin. The review for the assessment of discharge curve uncertainty impact on the performance for the prediction of the best model was carried out. The most probable

rating curve, and the associated uncertainty, at the 95% confidence level, was determined by Bayesian inference method and Monte Carlo simulations with Markov chain (MCMC). It has been found that the uncertainty in the rating curve of the Fer à Cheval hydrometric station has a significant impact on the performance of the model in which the error of the prediction was improved in the calibration and validation phases.

ملخص

في سياق التغيرات المناخية يعتبر تحسين المعلومات المتعلقة بالمناخ أمر جد مهم في أي بلد وخاصة في البلدان التي يمكن أن تتأثر سلبا جراء الاحتباس الحراري مثل الجزائر. في الواقع كل الدراسات المتعلقة بالمناخ الحالي و التوقعات المستقبلية التي أنجزت على بعض الأحواض المائية اعتمدت على نواتج النماذج المناخية التي لا تسمح بالمعالجة الدقيقة على المستوى المحلي.

الجزء الأول من هذا العمل يتعلق برصد متوسط المناخ الحالي للجزائر باستخدام عدة بيانات واردة من مختلف الأعمار الصناعية الموجودة. وعلاوة على ذلك قمنا بتحليل التباين الزمني لدرجات الحرارة وكمية الأمطار المتساقطة على المستوى السنوي والموسمي من خلال سبع محطات قياس الأمطار و الحرارة موزعة على طول الساحل الجزائري خلال الفترة 1973-2013، ومن خلالها تبين أن درجات الحرارة تزايدت على المدى الطويل مع فواصل تدريجية في المعدلات. هذا يعكس تزيادا في درجة الحرارة بوتيرة بطيئة منذ 1970. أما بالنسبة لكمية الأمطار لم يلاحظ أي ميل على المدى الطويل. التحليل بواسطة الارتباط المعياري بين أن درجات الحرارة مرتبطة أفضل مع مؤشر التذبذب الغربي للبحر الأبيض المتوسط الذي يميز دوران الغلاف الجوي فوق البحر الأبيض المتوسط في حين التباين الزمني لكمية الإمتار في الجزائر تتأثر بمؤشر التذبذب الجنوبي.

تقييم التغيرات المستقبلية المتوقعة خلال القرن الواحد والعشرين لكمية الإمتار و درجات الحرارة في الجزائر تم من خلال نواتج النماذج المناخية الإقليمية (كورد اكس-إفريقيا) اعتمادا على سيناريوهين لتطور تركيز غازات الاحتباس الحراري. النماذج المستعملة ذو دقة عالية 45 كلم. استخدمنا نسخة من بيانات الشهرية لدرجات الحرارة وكمية الأمطار المتساقطة المستمدة من القياسات التي أجريت بدقة 50 كلم خلال الفترة 1951-2005 لتقييم أداء النماذج المناخية كورد اكس-إفريقيا في إعادة إنشاء المناخ الذي لوحظ في هذه الفترة (1951-2005). من خلال كل النماذج المستخدمة من المتوقع انخفاض كمية هطول الأمطار في فصل الشتاء على الجهة الشمالية للجزائر وخاصة في النصف الثاني من القرن الواحد والعشرين مع ترقب زيادة درجة الحرارة على كامل التراب الوطني على المستوى السنوي و الموسمي.

الجزء الثاني في هذه الأطروحة يتعلق بنمذجة تحول الأمطار إلى تدفق على مستوى الأحواض المائية. في هذا الجزء قمنا بتطوير نموذج شهري للعلاقة أمطار- تدفق باستعمال المقاربة بالشبكات العصبونية الاصطناعية خاص بالأحواض المائية للشمال الجزائري. كذلك قمنا بفحص تأثير عدم اليقين في منحنيات التدفق-علو الماء على التنبؤ بالنموذج أمطار-تدفق. تم تحديد عدم اليقين في منحنيات التدفق-علو الماء و المنحنى الأكثر احتمالا بواسطة أسلوب الاستدلال الافتراضي محاكاة مونت كارلو وسلسلة ماركوف. تبين أن حالة عدم اليقين في منحنى التدفق-علو الماء في محطة المعايرة فار أشغال له تأثير كبير على دقة تنبؤ باستعمال النموذج أمطار-تدفق.

REMERCIEMENTS

Dans le cadre de la réalisation de ce travail de recherche, nombreux sont ceux qui nous ont apporté une contribution scientifique, logistique ou morale. Nous leur sommes redevables à ce que la thèse a pu connaître un aboutissement. Que chacun trouve dans l'accomplissement de cette thèse, l'expression de ma reconnaissance pour sa contribution quelle qu'elle soit.

Mes plus vifs remerciements vont en premier lieu à mes deux directeurs de thèse Mohamed Meddi, Professeur à l'ENSH, et Ali Assani, Professeur titulaire à l'université du Québec à Trois-Rivières. Monsieur Meddi, merci pour tout! Merci de m'avoir accordé votre confiance pour mener ce travail de recherche, votre encadrement efficace et exceptionnel, votre soutien dans mes démarches et vos encouragements lors des moments les moins motivants pendant les quatre années de la thèse. Monsieur Assani, je tiens à vous remercier du fond du cœur pour votre accueil chaleureux au sein de l'université du Québec à Trois-Rivières, pour votre disponibilité et votre précieuse aide durant les dix-huit mois de stage. Merci d'avoir su me redonner confiance en moi par votre soutien constant ainsi que par vos conseils et commentaires judicieux qui m'ont permis de mener à bien ce travail.

Je remercie également vivement Monsieur Alkama Ramdane, Chargé de recherche à la Commission Européenne, d'avoir contribué par leurs conseils et commentaires, toujours pertinents, à cette recherche au long de ses différentes étapes. Je me permets de saluer chez lui sa modestie et son accessibilité. Il m'a fait bénéficier de son savoir, de son expérience et de la clairvoyance de ses opinions dans le domaine des changements climatiques. Ses explications, avis et remarques concernent la démarche à suivre dans le cadre de ma recherche m'ont été toujours bénéfiques.

Un merci particulier à Mr Abdelaziz RASSOUL, Maître de conférences à l'ENSH, pour la qualité amicale de sa collaboration et son aide constante. Pendant les nombreuses heures passées ensemble, il m'a appris beaucoup de notion en statistique.

J'exprime toute ma gratitude à Monsieur Boualem SALAH. Professeur à l'ENSH de Blida, pour l'honneur qu'il m'a fait d'avoir accepté de présider mon jury de soutenance.

Mes remerciements vont également aux professeurs Boualem Remini de l'université de Blida, Abdelmalek BERMAD de l'ENP d'El-Harrach et Monsieur Bachir BENLAOUKLI, Maître de conférences à l'ENSH, de m'avoir honoré en acceptant d'être examinateurs de ce travail.

J'ai bénéficié du soutien moral constant de certains enseignants, à qui je dis merci : Mr Mohamed Said Benhafid (ENSH), Mr Abdelhak AYAD (Université de Constantine), Mr Mustapha BOUKHLIFA (ENSH) et Mr Yacine LABBI (Université d'El Oued).

Je remercie également tout le personnel de l'Agence Nationale des Ressources Hydraulique (A.N.R.H) de Blida, pour nous avoir fourni les données nécessaires pour mener à bien ce travail, en particulier Mr Said Ait Messoudane, chef de service à l'A.N.R.H, qui m'a chaleureusement accueilli plusieurs fois dans son bureau pour consulter l'archive des jaugeages.

Enfin, j'aimerais remercier mes parents, pour leur patience et leur encouragement soutenu tout au long de ces années.

Ayoub ZEROUAL

Liste des tableaux

| | |
|---|-----|
| Tableau III.1 Noms des sept (07) stations utilisées, leurs coordonnées géographiques, leurs altitudes ainsi que la moyenne interannuelle des précipitations et températures observées (1972-2013)..... | 56 |
| Tableau III.2 Résultats de l'analyse de la température et des précipitations au moyen de la méthode de Lombard à l'échelle annuelle pendant la période 1972-2013. Valeurs S_n du test de Lombard..... | 69 |
| Tableau III.3 valeurs S_n du test de Lombard à l'échelle saisonnière hivernale..... | 69 |
| Tableau III.4 Valeurs S_n du test de Lombard à l'échelle saisonnière estivale..... | 70 |
| Tableau III.5 Résultats de l'analyse de la relation entre les variables climatiques et les indices climatiques au moyen de l'analyse canonique des corrélations pendant la période (1970-2013). Les valeurs des coefficients de corrélation canonique..... | 70 |
| Tableau III.6 Coefficients de structure à l'échelle annuelle..... | 71 |
| Tableau III.7 Coefficients de structure en hiver..... | 71 |
| Tableau III.8 Coefficients de structure en été..... | 71 |
| Tableau IV.1 Modèle climatique régional et nom de l'institution des modèles de la circulation générale..... | 78 |
| Tableau VII.1 Débit maximum jaugé et son classe pour chaque station hydrométrique..... | 137 |
| Tableau VII.2 Caractéristiques morphométriques des sous bassins des cinq stations hydrométriques étudiés..... | 138 |
| Tableau VII.3 Caractéristiques d'écoulement des sous bassins des cinq stations hydrométriques..... | 138 |
| Tableau VII.4 Conception des entrées utilisées pour l'apprentissage du modèle RAN..... | 140 |
| Tableau VII.5 Paramètres statistiques de la prédiction de l'apport mensuel dans les cinq stations trouvées pour la meilleure conception d'entrées dans le cas de l'algorithme Levenberg-Marquardt..... | 142 |
| Tableau VII.6 Paramètres statistiques de la prédiction de l'apport mensuel dans les cinq stations trouvées pour la meilleure conception d'entrées dans le cas de l'algorithme Resilient back propagation..... | 143 |
| Tableau VII.7 Paramètres statistiques de la prédiction de l'apport mensuel dans les cinq stations trouvées pour la meilleure conception d'entrées dans le cas de l'algorithme Scaled conjugate gradient..... | 143 |
| Tableau VII.8 Les valeurs a priori (avec leurs écarts-types) des paramètres k , a , b , and c des contrôles hydrauliques identifiés et les paramètres (postérieures) k , a , b , and c de la courbe de tarage le plus probable 'MaxPost' dans la station hydrométrique de Fer à Cheval : a- avant 1992 et b- après 1992..... | 147 |

Liste des figures

| | |
|--|----|
| Figure I.1 Représentation simplifiée des composantes du système climatique (Solomon et al. 2007)..... | 11 |
| Figure I.2 Régions terrestres..... | 12 |
| Figure I.3 Schéma représentant la moyenne annuelle et mondiale du bilan énergétique de la Terre. Les flèches représentent les flux d'énergie échangés au sommet de l'atmosphère et à la surface terrestre (Kiehl and Trenberth 1997)..... | 13 |
| Figure I.4 Flux radiatifs moyens annuels au sommet de l'atmosphère TOA en moyenne zonale (Trenberth and Caron 2001)..... | 15 |
| Figure I.5 Coupe schématique de la circulation atmosphérique générale (http://www.goes-r.gov/users/comet/tropical/textbook_2nd_edition/print_3.htm)..... | 16 |
| Figure I.6 Les courants marins de surface (www.physicalgeography.net). Les courants chauds (froids) sont indiqués en rouge (bleu)..... | 17 |
| Figure I.7 Représentation schématique de la circulation thermohaline (www.Physicalgeography.net)..... | 18 |
| Figure I.8 Cellules de Hadley..... | 19 |
| Figure I.9 Mouvement saisonnier de la circulation générale de la planète (migration de la zone de convergence intertropicale (ITCZ))..... | 20 |
| Figure I.10 Migration de la zone de convergence de l'intertropical (ITCZ) en Afrique..... | 21 |
| Figure I.11 Échelles de variabilité du climat et leur importance exprimée en variance (Mitchell, 1976; http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/ctl/about1.html)..... | 22 |
| Figure I.12 Représentation schématique des conditions météorologiques associées aux phases positives (à gauche) et négatives (à droite) de l'Oscillation Nord-Atlantique. http://www.ldeo.columbia.edu/NAO (by Martin Visbeck)..... | 26 |
| Figure I.13 Évolution temporelle de l'indice de l'ONA de la période hivernale allant de décembre à mars. Source : http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/NAO/ et mise à jour à partir de 2001 suivant les données enregistrées par la NOAA..... | 27 |
| Figure I.14 Les différentes phases du phénomène ENSO..... | 28 |
| Figure I.15 Coupe schématique des différentes phases du phénomène ENSO (NOAA, source : http://www.pmel.noaa.gov/el_nino/)..... | 29 |
| Figure I.16 Indices de l'ENSO : Southern Oscillation (SOI) et Niño-3.4 SST pendant 1950 - 2006. (McPhaden et al. 2006)..... | 30 |
| Figure I.17 Carte de la mer Méditerranée..... | 30 |
| Figure I.18 Mode d'influence de WEMO sur le Nord-Ouest de la Méditerranée au cours de ses phases positives et négatives (Modifié depuis http://www.ub.edu/gc/English/wemo.htm .)..... | 33 |

| | |
|---|----|
| Figure II.1 Carte topographique de l'Algérie réalisée à partir des données SRTM 90 m Digital Elevation Database v4.1'. (Une grille de 90m × 90m (GTOPO30))..... | 36 |
| Figure II.2 Atlas de la vitesse moyenne annuelle du vent en Algérie (Merzouk 2006)..... | 37 |
| Figure II.3 Vitesses moyennes mensuelles du vent et leurs directions en Algérie (1981-2010) (IRI Data Library)..... | 39 |
| Figure II.4 Températures moyennes interannuelles en Algérie (2001-2011) (LPRM/TMI/TRMM Daily L3 Day Temperature)..... | 41 |
| Figure II.5 Températures moyennes mensuelles en Algérie (2001-2011) (LPRM/TMI/TRMM Daily L3 Day Temperature)..... | 42 |
| Figure II.6 Précipitations moyennes interannuelles en Algérie (2001-2011) (CHIRPS 0.05° X 0.05°)..... | 43 |
| Figure II.7 Précipitations moyennes mensuelles en Algérie (2001-2011) (CHIRPS 0.05° X 0.05°)..... | 44 |
| Figure II.8 Evaporation moyenne interannuelle en Algérie (2001-2011) (GLEAM 0.25° X 0.25°).. | 46 |
| Figure II.9 Evaporation moyenne mensuelle en Algérie (2001-2011) (GLEAM 0.25°X0.25°).... | 47 |
| Figure II.10 Précipitations moyennes annuelles en Algérie pour la période 2001-2011 (CHIRPS 0.05°X0.05°)..... | 50 |
| Figure II.11 Evaporations moyennes annuelles en Algérie pour la période 2001-2011 (GLEAM 0.25°X0.25°)..... | 51 |
| Figure II.12 Ruissèlement moyen annuel en Algérie pour la période 2001-2011 à 0.25°X0.25° | 52 |
| Figure III.1 Localisation des stations météorologiques utilisées dans l'étude..... | 55 |
| Figure III.2 Variation interannuelle a- de la température moyenne annuelle (° C); b- température moyenne annuelle maximale (° C), c- la température minimale moyenne annuelle (° C) et d- les précipitations annuelles totales (mm)..... | 67 |
| Figure III.3 Valeurs de Z (scores) calculées par la méthode de Mann-Kendall appliquées aux séries des températures et des pluies pendant la période (1970-2013). Les deux lignes rouges représentent les valeurs critiques théoriques n du test de Mann-Kendall au seuil de probabilité de 5%..... | 68 |
| Figure IV.1 Évolution temporelle du forçage radiatif anthropogénique entre 2000 et 2300 pour les scénarios RCP (lignes continues) et comparaison aux scénarios SRES utilisés dans le AR4 (pointillé). (Tiré de IPCC 2013)..... | 79 |
| Figure IV.2 Précipitations moyennes interannuelles en Algérie et leurs tendances (1951-2005) (CRU TS3. 22 à 0,5°X0,5°)..... | 81 |
| Figure IV.3 Précipitations moyennes mensuelles en Algérie et leurs tendances (1951-2005) (CRU TS3. 22 à 0,5°X0,5°)..... | 82 |

| | |
|---|-----|
| Figure IV.4 Températures moyennes interannuelles en Algérie et leurs tendances (1951-2005) (CRU TS3. 22 à 0,5°X0,5°)..... | 82 |
| Figure IV.5 Températures moyennes mensuelles en Algérie et leurs tendances (1951-2005) (CRU TS3. 22 à 0,5°X0,5°)..... | 83 |
| Figure IV.6 Précipitations moyennes interannuelles en Algérie pendant les périodes 2006-2060 et 2045-2100 avec les deux scénarios 'RCP4.5' et 'RCP8.5' (RCA4 (NorESM1-M) à 0,44° X 0,44°)..... | 87 |
| Figure IV.7 Températures moyennes interannuelles en Algérie pendant les périodes 2006-2060 et 2045-2100 avec les deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5 (RCA4 (MIROC5) à 0,44°X0,44°)... | 88 |
| Figure IV.8 Précipitations moyennes mensuelles en Algérie pendant les périodes 2006-2060 et 2045-2100 avec les deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5 (RCA4 (MIROC5) à 0,44°X0,44°)..... | 89 |
| Figure IV.9 Températures moyennes mensuelles en Algérie pendant les périodes 2006-2060 et 2045-2100 avec les deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5 (RCA4 (MIROC5) à 0,44°X0,44°)..... | 90 |
| Figure IV.10 Valeurs de pentes de droites de régression ajustées sur la variabilité temporelle des précipitations moyennes annuelles pendant les périodes 2006-2060 et 2045-2100 avec les deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5 (RCA4 (IPSL-CM5A) à 0,44° X 0,44°)..... | 91 |
| Figure IV.11 Valeurs de pentes de droites de régression ajustées sur la variabilité temporelle des températures moyennes annuelles pendant les périodes 2006-2060 et 2045-2100 avec les deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5 (RCA4 (MPI-ESM-LR)) à 0,44° X 0,44°)..... | 92 |
| Figure IV.12 Valeurs de pentes des droites de régression ajustées sur la variabilité temporelle des précipitations moyennes mensuelles pendant les périodes 2006-2060 et 2045-2100 avec les deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5 (RCA4 (NorESM1-M) à 0,44° X 0,44°)..... | 93 |
| Figure IV.13 Valeurs de pentes de droites de régression ajustées sur la variabilité temporelle des températures moyennes mensuelles pendant les périodes 2006-2060 et 2045-2100 avec les deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5 (RCA4 (NorESM1-M) à 0,44° X 0,44°)..... | 94 |
| Figure V.1 Neurone biologique et formel..... | 98 |
| Figure V.2 Exemple de RNA à trois couches et schéma symbolique d'un neurone artificiel.... | 101 |
| Figure V.3 Graphiques des fonctions d'activation..... | 102 |
| Figure V.4 Évolution typique de l'erreur quadratique moyenne sur les données d'apprentissage et de test..... | 104 |
| Figure V.5 Principes de la méthode BaRatin..... | 113 |
| Figure V.6 Illustration simplifiée des contrôles hydrauliques pour une station hydrométrique typique; à droite, profil en long du fond et des lignes d'eau pour différentes valeurs de débit ; à gauche, les niveaux d'eau sont reportés sur le profil en travers de la section de la station..... | 114 |
| Figure VI.1 Représentation schématique du cycle hydrologique (mettant en évidence les processus souterrains et en surface) (http://rqes-gries.ca/fr/notions-dhydrogeologie/)..... | 119 |
| Figure VI.2 Hydrogramme résultant d'un événement de pluie (Musy 2005)..... | 120 |

| | |
|--|-----|
| Figure VI.3 Représentation schématique de la section transversale d'écoulement sur une pente descendante d'une colline (Chow et al. 1988)..... | 121 |
| Figure VI.4 Ruissellement hortonien ("excess infiltration overland flow", "Horton overland flow"). (Beven 2011)..... | 122 |
| Figure VI.5 Ruissellement de surfaces saturées suite à la remontée du niveau de la nappe (Beven 2011)..... | 123 |
| Figure VI.6 Ruissellement de sub-surface perché (Beven 2011)..... | 124 |
| Figure VII.1 Carte de situation de la zone d'étude..... | 135 |
| Figure VII.2 Carte de Situation des Stations Hydrométriques..... | 136 |
| Figure VII.3 a) Corrélation croisée entre les précipitations et les apports mensuels au niveau des cinq sous bassin b) Auto-corrélation des apports mensuels au niveau de la station de Fer à cheval..... | 140 |
| Figure VII.4 Résultats de l'analyse de BaRatin dans la station de Fer à Cheval..... | 148 |
| Figure VII.5 Comparaison entre la courbe de tarage de l'ANRH (déterministe) et celle issue de BaRatin au niveau de la station de Fer à Cheval..... | 149 |
| Figure VII.6 Boîte à moustaches des apports mensuels avant et après la mise à jour des données par la courbe de tarage issue de BaRatin dans la station hydrométrique de Fer à Cheval..... | 150 |
| Figure VII.7 Comparaison entre les apports observés et simulés par ANN-3 avant (b) et après (c) la mise à jour des données par la courbe de tarage issue de BaRatin..... | 151 |

Liste des publications

Articles

Zeroual, A., Meddi, M., and Assani, A. A. (2016). "Artificial Neural Network Rainfall-Discharge Model Assessment Under Rating Curve Uncertainty and Monthly Discharge Volume Predictions." *Water Resources Management*, 30(9), 3191-3205.

Zeroual, A., Assani, A. A., and Meddi, M. (2016). "Combined analysis of temperature and rainfall variability as they relate to climate indices in Northern Algeria over the 1972-2013 period." *Hydrology Research*, IWA Publishing, doi:nh2016244.

Publication de l'Association internationale des sciences hydrologiques

ZEROUAL, A., MEDDI, M., & ASSANI, A. (2015).. Adapting to climate change: water distribution in BBA City, Algeria. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 366, 134.

ZEROUAL, A., MEDDI, M., & ASSANI, A. (2015). Estimation of discharge in rivers by different artificial neural network algorithms: case of the Algerian Coastal basin. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 366, 177-178.

Zeroual, A., Meddi, M., and Bensaad, S. (2013). "The impact of climate change on river flow in arid and semi-arid rivers in Algeria." In: E. Boegh, et al., eds. *Climate and land surface changes in hydrology*. Wallingford: International Association of Hydrological Sciences, IAHS Publ. 359, 105-110.

Zeroual, A., Touaibia, B., and Ammari, A. (2010). "Application des réseaux de neurones en insuffisance de jaugeage pour le tarage: cas du Côtier Algérois." *Global Change: Facing Risks and Threats to Water Resources*. IAHS Publ. 340, 409-417.

Communications Internationales

Zeroual, A., Meddi, M. Extrapolation of the rating curve with the neural network approach and multiple regression Case of the Algerian Coastal basin. *Work shop HPS1PS - Advanced Statistical Methods for Hydrology, Oceanography and Seismology*. IAPSO-IASPEI Assembly- July 2013, Gothenburg, Sweden.

Zeroual, A., Meddi, M. Water distribution network leakage in Bordj Bou Arreridj city: Colloque international sur les ressources en eau et le développement durable les 24 et 25 Février 2013, Alger-Algérie.

Ayoub Zeroual, B. Touaibia, A. Ammari: couplage de la modélisation de la courbe de tarage et le concept d'entropie pour l'estimation des débits liquides en insuffisance de données. *Communication à l'assemblée générale de l'Union International de Géodésie et Géophysique*. Workshop HW07 Hydro-geomorphology during IUGG in Melbourne, Australia, July 2011.

Zeroual A, Ammari A. Application des réseaux de neurones artificiels dans la relation "hauteur-débit" : Cas des Oueds du Nord Algérien. *Communication au 4ème Colloque international sur les ressources en eau et le développement durable les 22 et 23 février 2011 à Alger-Algérie*.

Contributions aux publications

Salhi, C., Touaibia, B., and **Zeroual, A.** (2013). "Les réseaux de neurones et la régression multiple en prédiction de l'érosion spécifique: cas du bassin hydrographique Algérois-Hodna-Soummam (Algérie)." *Hydrological Sciences Journal*, 58(7), 1573-1580.

Introduction générale

Depuis plus d'un siècle, les rejets de Gaz à Effet de Serre (GES) en lien avec la croissance des activités humaines et au rythme de l'industrialisation qui se succède dans différents pays à l'époque moderne, n'ont cessé d'augmenter à l'échelle globale. L'effet de serre n'est autre que le piégeage par certains gaz d'une partie du rayonnement infrarouge terrestre, dont seulement 60 % s'évadent vers l'espace par le jeu des absorptions et des réémissions successives. L'ajout de gaz à effet de serre dans l'atmosphère comme du CO₂, intensifie l'effet de serre et fait augmenter la température et réchauffe les couches basses de l'atmosphère. Au cours des trente (30) dernières années, l'augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère a fait augmenter la température moyenne à l'échelle du globe terrestre d'environ 0,2 °C par décennie (e.g, Christensen et al. 2007; Hansen et al. 2006). Le groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), a attribué cette hausse de la température moyenne du globe, observée depuis le milieu du XXe siècle, à la hausse des concentrations des GES anthropiques (Solomon et al. 2007). Cette augmentation des températures continuera dans le futur et tous les modèles de circulation générale de l'atmosphère (MCGA) prévoient une hausse de la température moyenne du globe, de 2 à 6 °C d'ici la fin du 21^{ème} siècle et une forte variabilité interannuelle du climat sera constatée (Giorgi 2006), favorisant ainsi la recrudescence des évènements extrêmes (précipitations intenses, sécheresses, canicules).

De nombreuses interrogations se posent alors quant au fait que plusieurs changements résultants soient perceptibles aux échelles continentales et régionales et qui concerne différents aspects comme les modifications dans le fonctionnement des écosystèmes, le changement des précipitations et des régimes hydriques, les périodes d'extrêmes climatiques plus longues, le décalage des saisons, la montée du niveau des océans, la désertification et les vagues de chaleur (Solomon et al. 2007).

Cette évolution majeure modifie profondément l'équilibre climatique de la planète et ses conséquences sont dès aujourd'hui visibles dans le monde entier. À cet effet, le GIEC (Stocker et al. 2013), rappelle les gouvernements à trouver un accord pour réduire les émissions des gaz à effet de serre et à élaborer des stratégies d'adaptation aux conséquences des modifications du climat et au fonctionnement des écosystèmes quant à la hausse de la température. Les écosystèmes devront, soit s'adapter à des températures plus élevées, soit migrer vers de hautes latitudes ou altitude (Mérot 2013).

Introduction générale

Des nombreuses activités économiques, comme l'agriculture, le tourisme ou le développement côtier devront s'adapter à ce changement (Bertoldo and Bousfield 2011; Pospíšilová 2000; Vennetier et al. 2005).

Sur le continent africain, l'impact du changement climatique s'est illustré par les événements de sécheresse de plus en plus marquée et dont le nombre ne cesse d'augmenter, ce qui semble particulièrement sévère durant les deux à trois dernières décennies sur le Sahel et l'Afrique du Sud (Dai et al. 1998). Des augmentations considérables des superficies des zones arides ont été constatées suite à la sécheresse généralisée depuis les années 1970 sur l'Afrique (Dai 2011). Au cours des 50 dernières années, l'Afrique a subi une des plus fortes variations de la pluviométrie observées à l'échelle du globe. Ces fluctuations climatiques ont, non seulement affecté le régime des précipitations, mais aussi engendré des conséquences sur les ressources hydrologiques et végétales. D'ici à la fin du siècle, selon les différents types de projections et type de modèle utilisé, on estime des baisses de l'ordre de 20 à 30 % sur les totaux annuels par rapport au niveau de référence 1961-1990 retenu par l'Organisation météorologique mondiale (OMM) (Christensen et al. 2007). Si cette diminution des précipitations s'accompagne d'une forte variabilité interannuelle, elle pourrait nuire au bilan hydrologique du continent africain et perturber de façon majeure plusieurs activités économiques (Christensen et al. 2007).

Pour comprendre comment la variabilité du climat actuel interagit avec le milieu naturel, anticiper ce que pourraient être les conséquences des changements climatiques futurs et tenter de s'y adapter le mieux possible, il est nécessaire de faire des évaluations des impacts potentiels du changement climatique à l'échelle régionale et sur chaque secteur. Cette évaluation nécessite la disponibilité d'informations climatiques ; au moins deux variables, les précipitations et les températures, les plus importantes pour déterminer la disponibilité de l'eau, le climat et le type d'écosystème dans une région à des résolutions d'au moins une cinquantaine de kilomètres.

Le bassin méditerranéen, dont l'Algérie fait partie, du fait de sa situation géographique qui le place entre les régions arides (le Sahara entre autres) et humides (le nord de l'Europe), n'a pas échappé de ces changements (Folland et al. 2001b; Lionello et al. 2006). Cette position le rend particulièrement vulnérable aux changements climatiques (Mariotti et al. 2015). Dans plusieurs études, le réchauffement de la région Ouest de la Méditerranée a été principalement enregistré en deux phases : à partir du milieu des années 1920 à 1950 et depuis le milieu des années 1970 (Brunet et al. 2007; Brunetti et

al. 2006; Galan et al. 2001; Xoplaki et al. 2003). Les mêmes constatations ont été signalées dans les bassins de l'Afrique méditerranéenne. Des tendances négatives de précipitations hivernales sur le bassin méditerranéen pour le 20^{ème} siècle ont été observées par plusieurs auteurs (Giorgi 2002). Les précipitations moyennes du Maroc, par exemple, ont diminué et les saisons hiver-printemps sont les plus touchées (Driouech et al. 2008).

En Algérie, l'importance du climat se fait sentir sur plusieurs sphères de la vie socio-économique de la société. Les événements de sécheresses prolongées qui ont frappé l'Algérie durant les dernières décennies ont généré des chamboulements dans les zones climatiques, notamment des conditions de milieux semi-arides ont été constatées dans les régions côtières humides, et des conditions de milieux arides dans les hauts plateaux considérés auparavant comme semi-arides. Le processus de désertification est, aujourd'hui, décelable par l'œil de l'observateur. On a assisté à un ensablement progressif allant du léger voile éolien dans certaines zones à la formation de véritables dunes dans d'autres. En conséquence, cette sécheresse a eu des suites dramatiques sur les ressources naturelles, ce qui a affecté grandement l'autosuffisance alimentaire du pays suite à la baisse prononcée de la production agricole. De ce fait, de nombreux travaux sont de plus en plus consacrés à la caractérisation et aux causes climatiques potentielles de cette sécheresse aux échelles régionales et locales à travers l'analyse des séries pluviométriques (Bekkoussa et al. 2008; Meddi and Talia 2008; Meddi et al. 2010; Medjerab and Henia 2005).

En outre, différentes études des projections climatiques futures classifient l'Algérie comme une région pour laquelle les impacts potentiels du changement climatique sur l'environnement où les différents secteurs d'activité peuvent être particulièrement prononcés (e.g. Hulme et al. 1998). Ce changement pourrait, en effet, accentuer la variabilité spatiotemporelle et la dégradation quantitative et qualitative des ressources en eau et de l'écosystème. Selon Giorgi (Giorgi 2006), l'Algérie est définie comme une région dont le climat est particulièrement sensible au changement global tant qu'elle connaît déjà des taux élevés de sécheresse et de déficits hydriques.

Malgré les expériences vécues et les projections des années à venir qui indiquent une réduction des cumuls pluviométriques algériens d'ici à la fin du siècle (Solomon et al. 2007), il reste encore des efforts à fournir pour améliorer la connaissance de la gravité du changement du climat à l'échelle régionale voire même locale. Les études en ce sens et ayant ciblé les changements climatiques en Algérie ne sont pas très

Introduction générale

nombreuses, et sont généralement perçues à travers l'analyse des séries pluviométriques dans quelques régions du nord, et celles relatives à la régionalisation des scénarios futurs le sont encore moins. En outre, le manque de longues séries de données relatives au climat (précipitations, températures) et aux écoulements (débits) limite les possibilités pour les chercheurs algériens d'évaluer les incidences du changement climatique sur un pays à caractère physiographique particulièrement complexe. Il reste, néanmoins, difficile d'agir correctement pour nous préparer aux impacts constatés et attendus à court et à moyen terme sans quantifier la gravité du changement à l'échelle de tout le territoire.

Dans ce contexte, la présente thèse a pour objectif de contribuer à l'affinement des connaissances relatives au changement du climat au niveau de l'Algérie. Dans le cadre de cette thèse, nous sommes particulièrement intéressés à deux leviers de travail dont le premier semble être très remarquable durant les dernières décennies : il s'agit de la variabilité du climat dans le passé récent et la redistribution actuelle et future des conditions climatiques en Algérie. Le deuxième concerne la quantification des apports liquides à l'échelle du bassin-versant qui pose problème dans les études de mobilisation et l'élaboration des plans prévisionnelle de gestion, et ce, en raison, soit du manque appréciable des jaugeages, ou de l'absence des stations hydrométriques.

D'une part, l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des épisodes de sécheresse depuis quelques décennies est principalement due à la variabilité inter-décennale et multi-décennale du climat. Tel est le cas de l'évolution d'ENSO vers des épisodes plus chauds. Dans le contexte actuel du réchauffement, les tendances climatiques régionales peuvent différer fortement de la moyenne mondiale, étant le reflet des changements des circulations et des interactions de l'atmosphère et de l'océan et d'autres composantes du système climatique. La circulation atmosphérique à grande échelle aux moyennes latitudes, et ses principaux modes de variabilité impactent le climat, dont plusieurs auteurs proposèrent ainsi que les indices climatiques régionaux qui rendent mieux compte de la circulation atmosphérique générale dans le bassin méditerranéen et par ricochet en Algérie. Par ailleurs, dans le contexte actuel du réchauffement climatique, on a tendance à associer la sécheresse à une hausse de la température. Or, à notre connaissance, il n'existe encore aucune étude qui compare la variabilité temporelle de la température et des pluies mesurées aux mêmes stations en Algérie. Pourtant, cette comparaison permettra d'établir un lien entre les ruptures des séries thermométriques et celles des séries pluviométriques. Ce type d'analyse

permettra non seulement de mettre en évidence la covariation entre la température et les pluies mais aussi de vérifier si les deux variables climatiques sont influencées par la même composante de la circulation atmosphérique. Aussi, l'augmentation des températures et la modification des précipitations auront un effet sur les zones climatiques et les écosystèmes, certains climats vont disparaître entièrement, et de nouveaux climats sont attendus dans certaines régions (Williams et al. 2007). L'Algérie dont le climat varie des conditions relativement humides à celles très sèches (désertiques), a connu des modifications caractéristiques dans son climat notamment dans sa zone humide. Par conséquent, Il est intéressant d'étudier comment le climat et les zones climatiques en Algérie ont évolué dans le passé récent et de vérifier leurs déplacements dans le futur suite à la baisse des précipitations prévue suivant les différents scénarios des gaz à effet de serre.

D'autre part, la modélisation des ressources en eau, que ce soit en Algérie ou dans d'autres pays au climat aride, n'a reçu que peu d'attention en raison de la complexité et du manque appréciable de données. Par conséquent, la quantification du bilan hydrique, la gestion des ressources en eau, et la prévision des débits dans les bassins-versant constituent des défis scientifiques majeurs à relever par les hydrologues. A cet effet, l'utilisation ou bien le développement des nouveaux modèles hydrologiques simples est plus que nécessaire. Actuellement, les modèles hydrologiques «pluie-débit» constituent une autre issue pour les ingénieurs qui s'occupent des études des écoulements dans le présent et dans le futur portant sur des bassins-versants en Algérie (Attalah 2015; Djelloul 2014; Malek 2014; Zeroual et al. 2013). Cependant, aucune adaptation des modèles existants ou bien de développement d'un nouveau modèle destiné à la modélisation de la relation «pluie-débit» pour le cas des bassins-versants algériens n'a été trouvé dans la littérature. L'utilisation de ces modèles (par exemple : le Génie Rural à 2 paramètres Mensuels 'GR2M', Probability-Distributed Model 'RS-PDM©') qui n'ont pas été élaborés pour un climat semi-aride, risque fort de ne donner guère matière à satisfaction. Les erreurs du fait de l'utilisation de ces modèles peuvent entraîner, soit une mauvaise utilisation de la ressource, soit une dépense inutile. A cela s'ajoute que les scientifiques et les ingénieurs qui utilisent en Algérie les données hydrométriques à des fins de la modélisation, disposent souvent de peu de connaissances sur la manière de produire ces données. La question de l'incertitude des données du débit est rarement abordée. Les visites sur le terrain menées de concert avec les gestionnaires des stations

hydrométriques, et le dépouillement des fiches de jaugeage dans dix-huit (18) stations hydrométriques situées dans le bassin Côtier Algérois, ont révélé qu'un certain nombre de facteurs sont négligés pour la plupart des stations analysées. Cette situation se résume principalement en trois facteurs: (a) Dans tous les cas, même si la forme de la section de l'échelle change à certaines hauteurs, les gestionnaires hydrométriques seulement en considérant un seul segment de la courbe tarage; (b) un manque appréciable en jaugeages à grande hauteur a été observé, ce qui peut conduire à des erreurs systématiques aussi élevées que 100% au cours de l'extrapolation de la courbe de tarage pour les grands débits (Lang et al. 2010); (c) L'étalonnage de la courbe de tarage est continuellement faite sans l'inclusion des mesures de grands débits, et parfois les gestionnaires hydrométriques eurent à forcer la forme puissance de la courbe de tarage pour passer à travers le seul jaugeage élevé enregistré. Néanmoins, la procédure utilisée en Algérie pour recueillir des données du débit soulignent la nécessité d'intégrer l'évaluation de l'incertitude comme une partie essentielle avant que les données ne soient utilisées dans la modélisation hydrologique et l'élaboration des plans de gestion des ressources en eau.

Ainsi, les deux thèmes se retrouvent dans l'objectif général de la thèse, qui consiste à améliorer les connaissances relatives au changement du climat algérien et les outils de prédiction, afin d'agir respectivement sur les causes et les conséquences. Pour répondre à cet objectif, le travail de thèse est articulé en sept chapitres.

La circulation de l'atmosphère et de l'océan détermine les climats régionaux et assure le transport de l'énergie des tropiques vers les pôles, et plus généralement, des régions excédentaires vers les régions déficitaires (Webster 2004). Les grandes caractéristiques du climat dans les tropiques sont associées à la circulation de Hadley-Walker qui module les saisons des pluies équatoriales et les déserts subtropicaux, et dans les moyennes latitudes, aux contrastes thermiques qui induisent des régimes de temps dominés par d'incessantes perturbations (Gastineau et al. 2009). L'ensemble des moyens qui assurent le fonctionnement de cette machine climatique seront présentés dans **le premier chapitre**, en insistant sur la météorologie des moyennes latitudes et tropicales qui suscitent notre intérêt dans le cadre de notre travail. Il s'agit, d'abord, d'établir un résumé des processus conduisant la dynamique du climat, de son origine à la dynamique moyenne des circulations atmosphériques méridiennes et zonales

auxquelles s'ajoute la circulation plus lente de l'océan. Puis, on introduira la notion et le mode de variabilité du climat à l'échelle globale et au sein de la Méditerranée.

Le deuxième chapitre, intitulé Climat actuel de l'Algérie, dresse tout d'abord un état des connaissances sur l'élément le plus important de la vie qui conditionne le comportement et les décisions des individus et des groupes sociaux comme celui de l'ensemble des espèces vivantes et des écosystèmes. Il sera question, dans ce chapitre, d'analyser le climat actuel de l'Algérie à travers un certain nombre de variables climatiques telles que les précipitations, les températures, l'évaporation, et le vent. Il est basé sur des données satellitaires. L'ensemble des paramètres étudiés et les résultats trouvés sont synthétisés sous forme en format de cartes à deux dimensions sous le système d'informations géographiques (SIG). A la fin de ce chapitre, une carte de ruissellement du nord de l'Algérie sera établie en se basant sur l'équation du bilan hydrique.

Étant donné que toute question sur le climat futur fait intervenir celle sur les évolutions passées et inversement, nous examinerons, **dans le troisième chapitre**, les tendances prises par les précipitations et les températures pour un certain nombre de stations. Le choix des stations de mesures est effectué en tenant compte de l'état d'homogénéité et de la qualité des séries d'observations disponibles sur des périodes communes et récentes. Le chapitre a fait l'objet d'une publication dans la revue '**Hydrology Research**' ([Zeroual et al. 2016a](#)).

Dans le chapitre 4, l'évaluation des changements futurs des précipitations et des températures (2006-2100) en Algérie du Nord sera effectuée à partir des modèles climatiques régionaux CORDEX-Afrique en se basant sur deux trajectoires représentatives des concentrations de gaz à effet de serre (RCP4.5 et RCP8.5), dont la résolution est de l'ordre de 45 km. Un ensemble de données des températures et des précipitations mensuelles provenant de la base de données observée (CRU Version TS.3.22) sur une grille de résolution spatiale de $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$, pour la période allant de 1951 à 2005, sera utilisée afin d'évaluer la performance des modèles climatiques régionaux CORDEX-Afrique et de reproduire le climat actuel observé en Algérie ainsi que le climat futur.

En Algérie, les projections relatives à la gestion des ressources en eau dans le contexte des changements climatiques restent insuffisantes. De nombreuses recherches, de part le monde, se sont attachées à répondre à cette problématique, et une attention toute

particulière est accordée aux processus de génération des débits et au fonctionnement du bassin-versant ; entité hydrologique de production et de concentration des écoulements.

Aujourd'hui, dans la littérature hydrologique, de nombreux modèles sont proposés pour la prévision des débits à travers de deux approches, à savoir une approche dite physique, qui utilise le cadre théorique des équations de la physique et qui permet de donner une représentation des flux et stocks au sein d'un bassin, et une approche dite empirique. Cette dernière suspecte que l'emploi des connaissances physiques actuelles est loin de pouvoir apporter la solution et préfère découvrir directement, au vu de la pluie et des débits, le mécanisme des bassins-versants (Perrin 2000). Il existe, donc, un grand nombre de modèles hydrologiques «pluie-débit» comme le déterministe, physique, stochastique statistique probabiliste, conceptuel, empirique, distribué, continu, événementiel, etc. à différentes échelles de temps (horaire, journalier, mensuel, annuel, pluriannuel), et parmi lesquels on trouve les modèles conceptuels ou empiriques qui restent l'outil le plus utilisé pour comprendre et prédire les réponses des bassins-versants (Beven 2006). Ces modèles donnent actuellement des résultats satisfaisants, en comparaison avec des approches plus complexes, comme les modèles physiques qui découlent de l'application des lois physiques à des milieux dont les caractéristiques sont mesurées (Perrin 2000).

Les paramètres et les états initiaux du système sont les inconnues les plus importantes, et seront déterminées lors de la phase de calage sur la base de données d'observations du débit. Il s'agit de choisir les paramètres de manière à minimiser les carrés des erreurs entre les débits simulés et observés sous hypothèse que la seule source d'erreurs suit une loi gaussienne. En réalité, la précision des simulations des modèles dépend de différentes sources d'erreurs (Di Baldassarre and Montanari 2009), incluant l'incertitude sur les entrées (les précipitations et la température par exemple), les données de calage/validation (par exemple, le débit), la structure du modèle et leurs paramètres (e.g. McMillan et al. 2010).

Au cours des deux dernières décennies, les hydrologues ont particulièrement examiné les erreurs produites par les paramètres du modèle, en raison de l'influence partielle que ces mêmes erreurs peuvent avoir sur la qualité de prédiction du modèle (Moyeed and Clarke 2005). Afin de surmonter la dépendance de la sortie du modèle avec leurs paramètres, de nombreux auteurs ont suggéré l'utilisation des réseaux de neurones artificiels (RNA) comme un procédé alternatif pour la modélisation «Pluie-débit» (e.g.

Hsu et al. 1995). Dans le **5^{ème} chapitre**, nous exposerons la méthode du RNA ainsi que la méthode de l'inférence bayésienne utilisées pour évaluer la performance du modèle résultant à l'incertitude des données de débit dérivées de la courbe de tarage 'méthode BaRatin'. Une revue de littérature sur la méthode RNA dans le contexte de la modélisation «pluie-débit» sera présentée dans **le chapitre 6**. Ce chapitre résume les mécanismes de transformation des précipitations en débit dans un bassin-versant en tant qu'entité hydrologique et les approches les plus courantes de la modélisation de cette transformation.

Le développement d'un modèle «pluie-débit» à l'échelle mensuelle à travers d'une approche de réseau de neurone artificiel sera présenté dans **le chapitre 7**. Plusieurs conceptions du modèle RNAs sont développées et testées sur un ensemble de données provenant du bassin du Côtier Algérois. En outre, les performances des modèles RNA «pluie-débit» avec trois algorithmes différents sont présentées. Ledit chapitre se termine par l'évaluation du meilleur modèle «pluie-débit» qui sera retenu sous l'angle de l'incertitude de la courbe de tarage. L'incertitude de la courbe de tarage, la courbe la plus probable et l'incertitude associée, au niveau de confiance 95%, seront déterminées en utilisant la méthode de l'inférence bayésienne et des simulations de Monte-Carlo par les chaînes de Markov (MCMC). Les chapitres 5, 6 et 7 sont un résumé détaillé en français de l'article rédigé par Zeroual et al. ([Zeroual et al. 2016b](#)), et publié dans la revue '**Water Resources Management**'.

Chapitre I

Dynamique et variabilité du climat

I.1 Introduction

La Terre n'est pas uniformément chauffée par le Soleil. Les régions tropicales reçoivent plus d'énergie que les zones polaires où les rayons solaires arrivent très inclinés. La circulation de l'atmosphère et de l'océan détermine les climats régionaux et assure le transport de l'énergie des tropiques vers les pôles, et plus généralement, des régions excédentaires vers les régions déficitaires. Les grandes caractéristiques du climat dans les tropiques sont associées à la circulation de Hadley-Walker qui module les saisons des pluies équatoriales et les déserts subtropicaux, et dans les moyennes latitudes, aux contrastes thermiques qui induisent des régimes de temps dominés par d'incessantes perturbations. L'ensemble des moyens qui assurent le fonctionnement de cette machine climatique seront présentés dans ce chapitre, en insistant sur la météorologie des moyennes latitudes et tropicales qui suscitent notre intérêt dans le cadre de notre travail. Il s'agit, d'abord, d'établir un résumé des processus conduisant retraçant la dynamique du climat, de son origine à la dynamique moyenne des circulations atmosphériques méridiennes et zonales auxquelles s'ajoute la circulation plus lente de l'océan. Puis, on introduira la notion et le mode de variabilité du climat à l'échelle globale et au sein de la Méditerranée.

I.2 Système climatique

Le système climatique est un système complexe avec plusieurs processus se déroulant à différentes échelles spatio-temporelles, dont les éléments sont : l'atmosphère, les océans, les mers, la cryosphère (la neige, les glaciers et banquises, etc...), la biomasse (tous les êtres vivants) ainsi que la lithosphère (surfaces continentales) (Cf. Figure I.1).

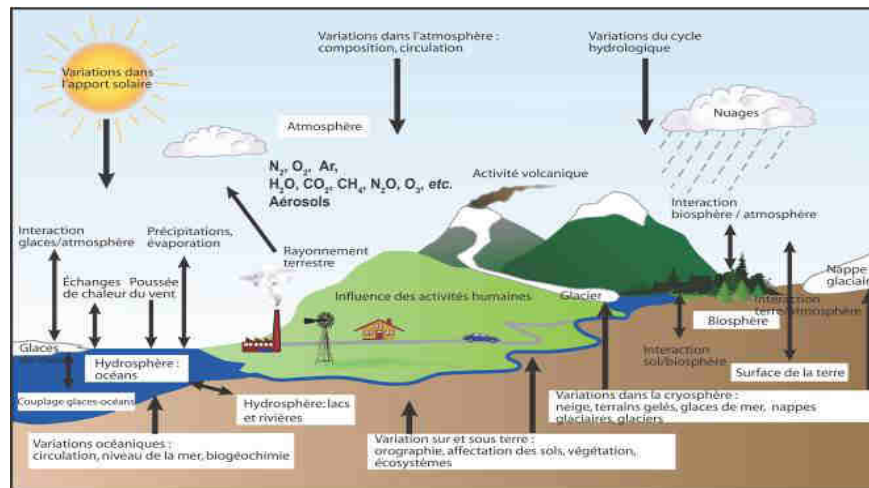


Figure I.1 Représentation simplifiée des composantes du système climatique (Solomon et al. 2007).

De toute évidence, l'atmosphère est l'élément du système climatique qui conditionne le climat. Le climat est souvent défini comme «le temps moyen». Le climat est généralement décrit en termes de moyennes et de variabilités des températures, des précipitations et des vents pendant une période allant de quelques mois à plusieurs millions d'années (la période-type étant de 30 ans). Le système climatique évolue avec le temps sous l'influence de sa propre dynamique interne, mais dépend également de facteurs externes qui affectent le climat (les forçages). Les forçages externes comprennent des phénomènes naturels tels que les éruptions volcaniques et les variations du rayonnement solaire, ainsi que des modifications de la composition atmosphérique, qui sont imputables à l'homme.

Le système climatique est activé par le rayonnement solaire. L'apport en énergie au sommet de l'atmosphère n'est pas uniforme, et varie suivant l'angle d'incidence des rayons solaires donc la latitude (et la saison). La puissance moyenne annuelle reçue par mètre carré au sommet de l'atmosphère diminue de l'équateur vers les pôles. Par conséquent, cinq parties (05) ont été considérées par les météorologues (Cf. Figure I.2). Chacune de ces cinq parties ont une durée de jours et des températures assez semblables pour toutes les régions qui en font partie.

La zone tropicale ou torride.

Elle est comprise entre les latitudes 30N et 30S. La durée du jour et de la nuit ne change pas beaucoup et à l'équateur, l'angle zénithal entre le rayonnement solaire et la surface terrestre est grand (proche de 90degrés). Dans cette partie du globe, il n'y a pas de vraie saison froide et les températures sont toujours élevées.

Les parties tempérées australes et boréales.

Cette zone correspond aux moyennes latitudes. Elles sont comprises entre les deux tropiques et les deux cercles polaires (entre 30 et 60 degrés). La durée du jour et le réchauffement varient beaucoup au cours de l'année et entraînent des différences entre les saisons.

Les deux régions polaires

Elles correspondent aux calottes polaires situées entre 60 et 90 degrés de latitude. Ces latitudes reçoivent le rayonnement solaire avec un angle zénithal faible, ce qui donne des températures très basses toute l'année. En particulier, les régions entre les cercles polaires et les pôles, ne reçoivent plus de radiations solaires pendant l'hiver (nuit polaire) et inversement pour l'été. Les rayons du soleil arrivent très inclinés.

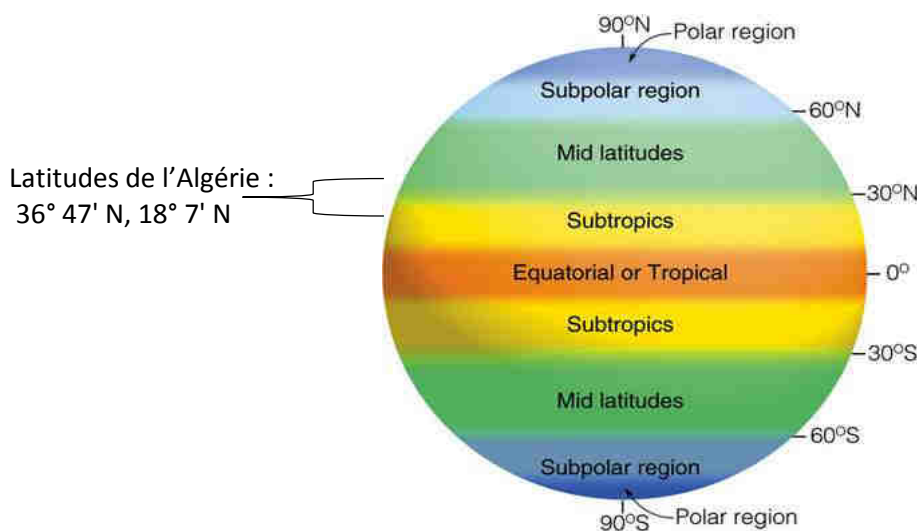


Figure I.2 Régions terrestres

L'air qui entoure la Terre se déplace sans arrêt. La température à la surface de la Terre comme on l'a montré précédemment n'est pas uniforme. L'air qui se situe au-dessus des régions chaudes et humides de l'équateur est moins dense, s'élève et se dirige vers les pôles puis redescend. L'air froid au-dessus des pôles est plus dense et se

dirige vers l'équateur pour remplacer l'air chaud qui s'y est élevé. La chaleur reçue du Soleil est alors redistribuée sur le globe. Ce mouvement continu de la couche d'air est appelé **circulation atmosphérique**.

I.3 Circulation générale de l'atmosphère et ses mécanismes moteurs

La circulation générale de l'atmosphère décrit l'ensemble des mouvements et des trajectoires des parcelles d'air dans l'atmosphère. L'étude de la circulation générale de l'atmosphère est indissociable de l'étude des forces et des phénomènes à l'origine des mouvements des parcelles d'air. L'atmosphère est tout d'abord mise en mouvement par l'apport d'énergie radiative provenant du soleil, sous forme de rayonnement électromagnétique (Cf. Figure I.3).

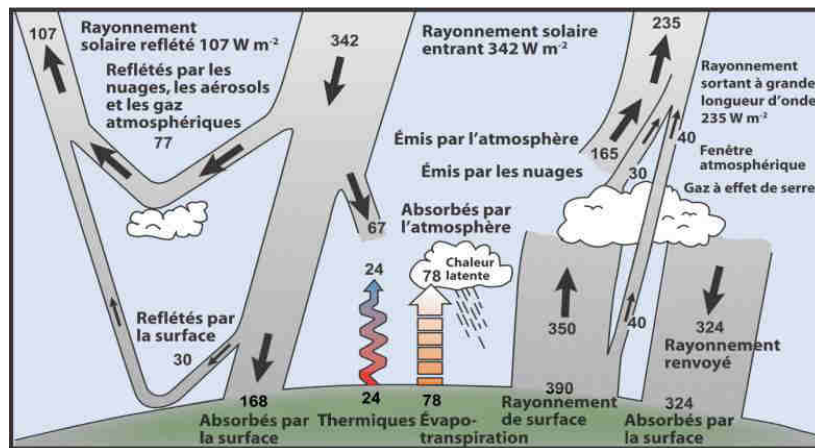


Figure I.3 Schéma représentant la moyenne annuelle et mondiale du bilan énergétique de la Terre. Les flèches représentent les flux d'énergie échangés au sommet de l'atmosphère et à la surface terrestre (Kiehl and Trenberth 1997).

La quantité d'énergie qui atteint la couche supérieure de l'atmosphère terrestre chaque seconde par mètre carré de surface faisant face au soleil pendant la période diurne représente environ 1370 watts, tandis que la quantité d'énergie moyenne par mètre carré par seconde à au sommet de l'atmosphère à l'échelle planétaire n'en représente qu'un quart, soit $342 W m^{-2}$ (voir figure I.3). Environ 30 % de la lumière solaire qui atteint les couches supérieures de l'atmosphère est réfléchiée vers l'espace. Les 70 % restants du flux solaire, soit $235 W m^{-2}$ absorbés d'après Trenberth & Caron (Trenberth and Caron 2001), sont convertis en chaleur à la surface de la planète et dans l'atmosphère.

Pour maintenir un bilan radiatif global proche de zéro, la planète doit se « débarrasser » de cette chaleur d'origine solaire qui arrive en permanence. La seule possibilité pour la

Terre consiste à rayonner vers l'espace. Ce rayonnement infrarouge moyen, dit aussi thermique, est principalement émis à des longueurs d'onde comprises entre 3 et 60 μm « **ondes longues** ». Au bilan global, « ondes courtes » de $342 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ correspond donc un **bilan global « ondes longues »** proche de $-235 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$.

Le rayonnement émis par la surface ($390 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$) est, en partie, transmis directement au sommet de l'atmosphère sans être absorbé au passage (soit ; $40 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$). Le reste est absorbé par l'atmosphère et les nuages. Une partie du rayonnement « ondes longues » est ainsi émise vers l'espace par l'atmosphère ($165 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$) et par les nuages ($30 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$). Le bilan radiatif est la différence entre le bilan du rayonnement Courte Longueur d'Onde (SW)net entrant et le bilan du rayonnement Grande Longueur d'Onde (LW) sortant au sommet de l'atmosphère. L'équilibre entre ces deux bilans peut s'écrire : $40+165+30$ « LW » = $342-107$ « SW » = $235 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$.

À l'heure actuelle, la planète n'est pas en équilibre, même en réalisant une moyenne sur l'année, le bilan radiatif global n'est presque certainement pas égal à zéro. La cause principale de ce déséquilibre est due aux activités humaines qui modifient la composition de l'atmosphère, en particulier avec les émissions croissantes du dioxyde de carbone (CO_2). Ces émissions entraînent une augmentation de l'absorption du rayonnement infrarouge dans l'atmosphère, renforçant l'effet de serre. Aussi, le bilan radiatif net varie fortement avec les latitudes et avec les saisons : il est positif en été et négatif en hiver. L'apport de la chaleur par rayonnement solaire varie systématiquement avec l'angle de l'inclinaison du rayonnement soleil, et donc en moyenne sur une année, nous trouvons une relation simple entre la latitude et la chaleur absorbée, avec plus de chaleur reçue dans la région équatoriale que dans les régions polaires.

La figure ci-dessous montre cette variation avec la production de la radiation annuelle moyenne de la Terre. Les lignes pointillées montrent les points auxquels l'apport de la chaleur absorbée à la surface de la Terre est égal à la chaleur émise via la radiation de grande longueur d'onde.

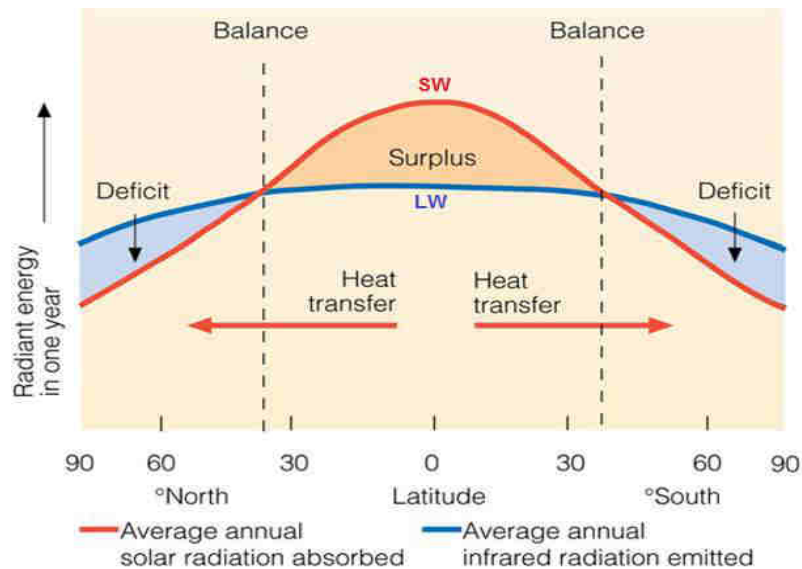


Figure I.4 Flux radiatifs moyens annuels au sommet de l'atmosphère TOA en moyenne zonale (Trenberth and Caron 2001)

Le bilan énergétique global se caractérise par une accumulation d'énergie aux basses latitudes (entre 35N et 35S) et un déficit aux pôles (Cf. Figure I.4). Un transport de chaleur de l'équateur vers les pôles est nécessaire, sans quoi, la température serait très élevée à l'équateur et très basse aux pôles. Ce flux de la circulation de la chaleur de l'équateur vers les pôles est de convectif-advectif (c'est-à-dire accompagné d'un transport de masse). Les milieux susceptibles d'un transport de masse sont l'atmosphère d'une part, et les océans d'autre part. Ces derniers agissant alors comme un régulateur thermique à travers la circulation océanique.

La circulation s'organise depuis les hautes pressions polaires vers les basses pressions équatoriales au niveau du sol et le retour se fait en haute atmosphère. Trois cellules zonales qui s'organisent dans chaque hémisphère (cellule de Hadley, Ferrel et Polaire) sur lesquelles travaillent actuellement les scientifiques et (voir la figure I.4). L'air chaud et humide qui monte du sol dans les régions de basses pressions équatoriales se déplace vers les pôles Nord et Sud de part et d'autre de l'équateur en se refroidissant. Vers 30°, cet air tropical rencontre l'air froid polaire, redescend en surface et revient vers l'équateur sous forme d'alizés. Cette cellule tropicale transfère la chaleur de l'équateur vers les tropiques. Entre 30 et 60°, une cellule inverse se met en place, marquée par des vents du sud au nord au sol et, plus au nord, l'air froid et dense s'écoule vers les latitudes tempérées formant la troisième cellule. En outre, la rotation

terrestre affecte ce déplacement des masses d'air : les vents soufflant des hautes pressions vers les basses pressions sont déviés sur leur droite dans l'hémisphère nord et sur leur gauche dans l'hémisphère sud. L'air chaud et humide qui monte du sol dans les régions de basses pressions équatoriales est dévié vers l'est lors de son déplacement vers le nord dont les vents résultants sont connus sous le nom d'alizés de nord-est. La région de convergence d'alizés de sud-est dans l'hémisphère Sud et d'alizés de nord-est dans l'hémisphère Nord est centrée sur l'équateur thermique et prend généralement le nom de zone de convergence intertropicale (ZCIT). Le vent d'alizés de nord-est se transforme vers 30°N en un puissant courant-jet, qui surplombe la région de rencontre au sol entre l'air tropical et l'air polaire. Cette région est caractérisée par un front thermique instable qui engendre les perturbations atmosphériques dont l'activité est très efficace pour le transfert de chaleur du sud au nord.

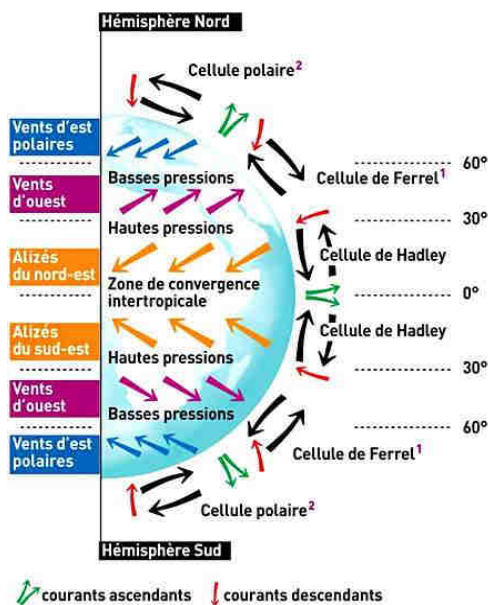


Figure I.5 Coupe schématique de la circulation atmosphérique générale (http://www.goes-r.gov/users/comet/tropical/textbook_2nd_edition/print_3.htm)

Le transfert d'énergie thermique de l'équateur vers les pôles est également assuré par l'océan à deux niveaux : en surface, avec les vents par la force de Coriolis; et en profondeur, avec la circulation thermohaline (THC) gouvernée par les différences de densité des masses d'eau (fonctions de la température et de la salinité).

Les courants océaniques de surface suivent les principales directions de la circulation atmosphérique générale. De ce fait, la carte des courants moyens à la surface du globe (Cf. Figure I.6) fait apparaître cinq grands systèmes circulaires de courant qui sont des cellules de circulation (gyres) à l'échelle de bassins océaniques: Atlantique Nord, Atlantique Sud, Pacifique Nord, Pacifique Sud, Indien. Un sixième courant, le Courant Circumpolaire Antarctique, est encore plus intense (en termes de masse transportée) et s'écoule autour du continent antarctique.

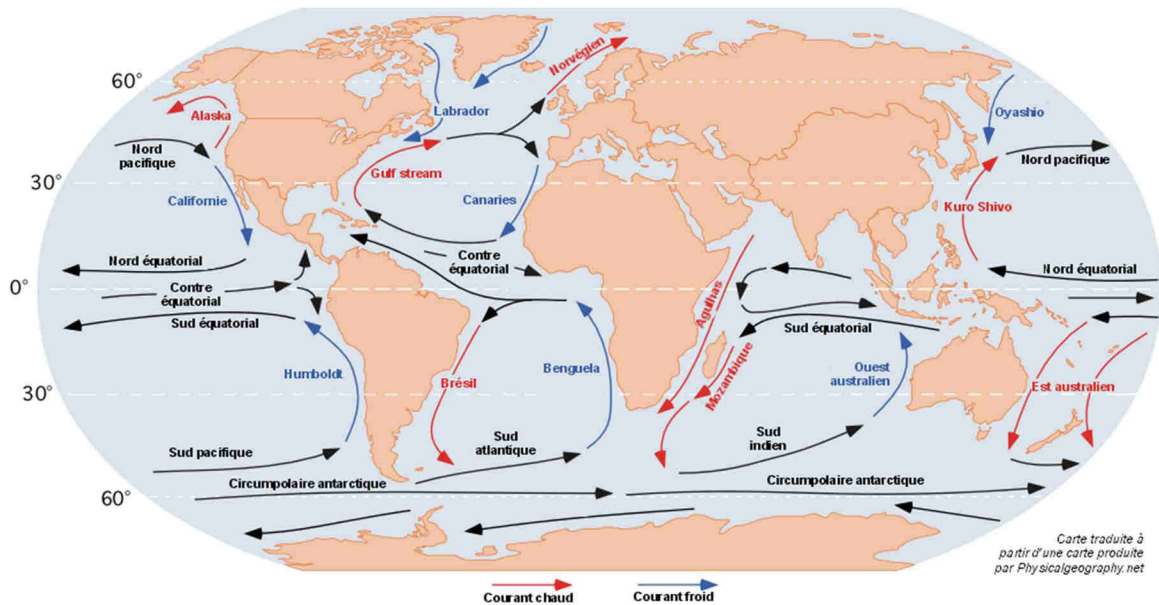


Figure I.6 Les courants marins de surface (www.physicalgeography.net). Les courants chauds (froids) sont indiqués en rouge (bleu).

La circulation thermohaline (THC) est la circulation permanente à grande échelle de l'eau des océans dans les courants marins, engendrée par des écarts de température et de salinité des masses d'eau (Swingedouw et al. 2006). La salinité et la température ont, en effet, un impact sur la densité de l'eau de mer. Les eaux refroidies au niveau des hautes latitudes (région sub-arctique) et lorsqu'elle atteint le point de congélation, une partie des eaux se transforme en banquise, rejetant son sel dans les eaux environnantes, ce qui en augmente encore la densité. Ces eaux froides et salées, très denses, plongent par gravité et descendent vers le sud, à des profondeurs comprises entre 1 et 3 km (Gordon 1986). Elles sont alors réchauffées sous les tropiques, remontent à la surface, où elles se refroidissent à nouveau, et ainsi de suite au travers de courants à forte composante latitudinale transverse (Cf. Figure I.7). La circulation thermohaline a un impact encore mal estimé aujourd'hui sur le climat.

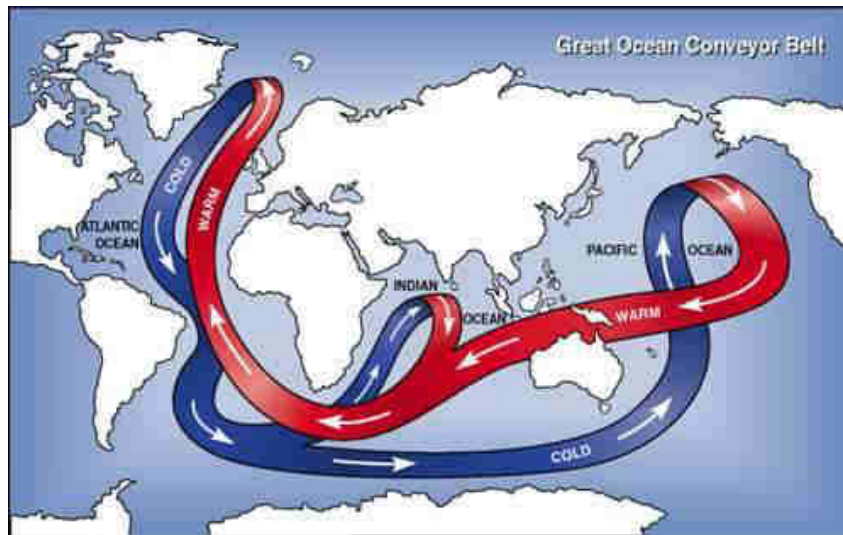


Figure I.7 Représentation schématique de la circulation thermohaline (www.physicalgeography.net).

I.3.1 Caractéristiques de la circulation atmosphérique selon la latitude

Le système mondial des vents, qui transporte l'air chaud depuis l'équateur où le rayonnement solaire est le plus important vers les latitudes plus élevées, s'appelle la circulation générale de l'atmosphère, et provoque les zones de climat de la Terre. On distingue trois zones de circulation des vents entre l'équateur et les pôles (Cf. Figure I.5) :

- la première zone est celle de Hadley qui se situe entre l'équateur et 30 degrés N et S où l'on retrouve des vents réguliers soufflant du nord-est dans l'hémisphère Nord et du sud-est dans celui du Sud : les alizés.
- la deuxième se situe aux latitudes moyennes et est caractérisée par des systèmes dépressionnaires transitoires sous une circulation d'altitude généralement d'ouest, c'est la cellule de Ferrel ;
- la troisième, les cellules polaires se retrouvent respectivement au nord et au sud des 60^{èmes} parallèles nord et sud avec une circulation de surface généralement d'est.

Entre ces trois zones, à une altitude variant entre 6 et 15 km, on retrouve les courants-jets circulant autour de la planète et qui sont l'un des précurseurs de développement ou d'intensification d'une circulation cyclonique dans l'atmosphère qui mène à la formation d'une dépression. 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. Il y a deux principaux jet-streams : le jet-stream subtropical à environ 30 degrés de latitude et le jet-stream polaire à environ 60 degrés de latitude.

I.3.1.1 Cellules de Hadley

Entre les tropiques dominent des vents d'est réguliers et constants ; les alizés. Très chauds et secs, ils peuvent se charger d'humidité après de longs parcours océaniques. Les alizés du nord-est de l'hémisphère Nord et du sud-est de l'hémisphère Sud convergent l'un vers l'autre et forcent l'air à s'élever dans la région équatoriale (Cf. Figure I.8). Leur convergence génère, par le biais d'une intense évaporation dans la zone, un front de précipitation nommé front de convergence intertropicale (**ZCIT**) dont les bordures sont caractérisées par une grande sécheresse (Hastenrath 1988).

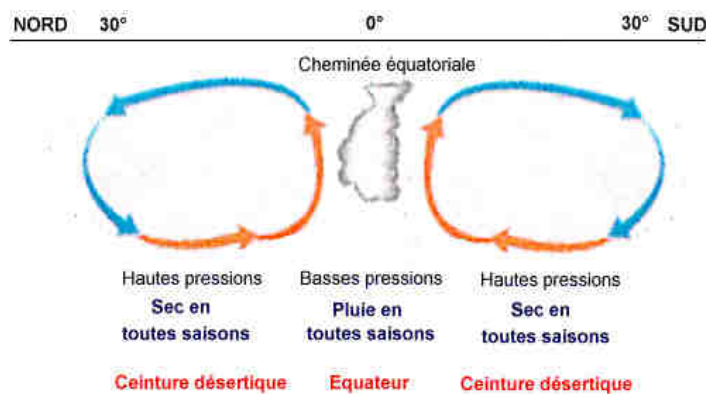


Figure I.8 Cellules de Hadley

A la tropopause, vers 15 km d'altitude, ces masses d'air qui ont perdu une grande partie de leur humidité sous forme de précipitations, divergent et finissent par redescendre à la latitude 30°. Lors de cette subsidence, l'air se réchauffe et son humidité relative diminue : les précipitations sont donc fortement ralenties. Les régions subtropicales ont donc un régime anticyclonique, générateur d'un climat chaud et sec : c'est là que l'on retrouve la ceinture des grands déserts, tant dans l'hémisphère Nord que dans l'hémisphère Sud. Le contact entre les zones anticycloniques tropicales et la dépression équatoriale est à l'origine des alizés cités plus haut. Ces boucles de circulation forment les **cellules de Hadley**.

Une des caractéristiques météorologiques les plus importantes trouvées dans les tropiques est la **zone de convergence intertropicale ZCIT**. Cette zone 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. La ZCIT se déplace avec l'inclinaison de l'axe de la Terre suivant les saisons. Les pluies convectives qui accompagnent le passage de la zone de convergence de l'intertropical sont la source fondamentale des précipitations dans les emplacements de 10 à 23,50° latitude nord et sud. La figure (Cf. Figure I.9) ci-dessous démontre le mouvement saisonnier de la circulation globale de la Terre.

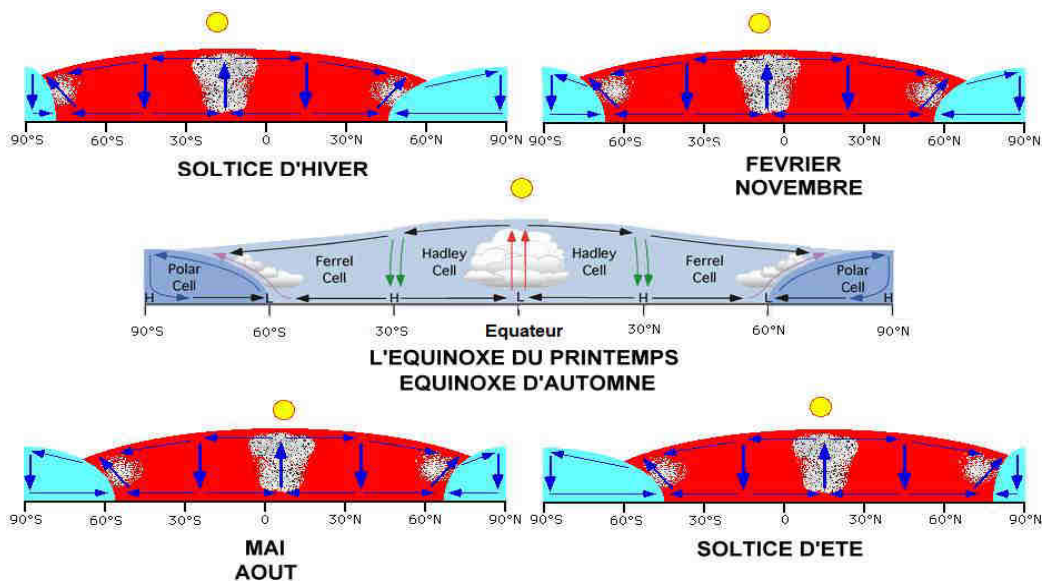


Figure I.9 Mouvement saisonnier de la circulation générale de la planète (migration de la zone de convergence intertropicale (ITCZ)).

La migration vers le nord et vers le sud des dépressions équatoriales associées à la zone de convergence intertropicale, souvent déterminée par le mouvement apparent du soleil, constitue l'un des principaux facteurs climatiques qui s'observent en Afrique (Cf. Figure I.10). La zone de convergence intertropicale n'est pas une zone de précipitation (Edwards et al. 1988). C'est une zone d'instabilité où un certain nombre de facteurs peuvent favoriser le déclenchement du mécanisme de la pluie souvent difficile à identifier, elle peut être scindée en une série de zone à l'intérieur des dépressions équatoriales. En raison de l'uniformité relative de la pression et de la température, de petits gradients de pression interviennent souvent pour modifier la structure des flux sur la surface continentale des régions équatoriales.

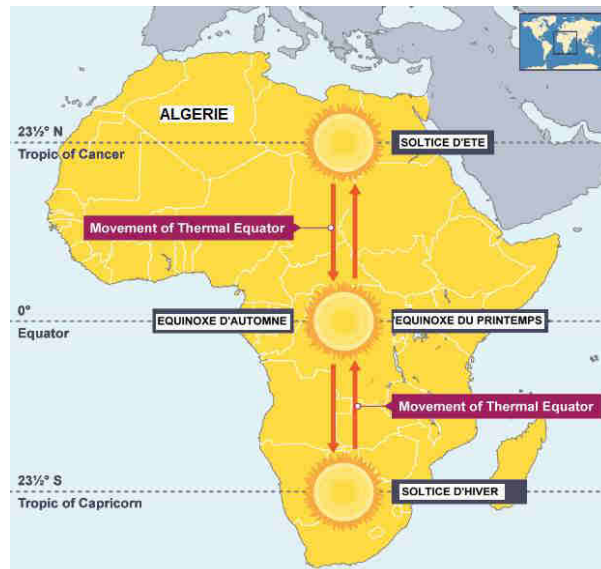


Figure I.10 Migration de la zone de convergence de l'intertropical (ITCZ) en Afrique.

I.3.1.2 Cellules d'air polaire

Dans les régions polaires, l'air froid et lourd subsiste et entretient au sol de hautes pressions. Ces masses d'air froid divergent au sol vers les latitudes tempérées. Les océans traversés cèdent une partie de leur réserve énergétique et de leur humidité. La température de l'air augmente provoquant ainsi une ascendance. Un système de basses pressions s'installe progressivement vers 60° de latitude. La cellule d'air polaire donne naissance à une dépression. En altitude, la convergence vers le pôle boucle la circulation au sein de la cellule polaire ainsi créée.

I.3.1.3 Cellules de Ferrel aux latitudes moyennes

La rencontre des masses d'air polaire et des masses d'air tropical forme le front polaire. L'air polaire et l'air tropical ne se mélangent pas. Ils ont une température et une humidité différente. L'air chaud s'élève en pente douce au-dessus de l'air froid qui favorise la condensation de l'humidité contenue dans l'air tropical maritime. Dans la zone de front, se forment des nuages qui se déplacent d'Ouest en Est (flux d'Ouest).

I.4 Variabilité climatique

La partie précédente était une description succincte des mécanismes moteurs qui mettent en place la circulation de l'atmosphère et de l'océan. La circulation de l'atmosphère et de l'océan détermine la variabilité des climats régionaux et assure le transport de l'énergie des régions excédentaires vers les régions déficitaires.

Le climat n'est jamais réellement en équilibre : il varie à toutes les échelles de temps sous l'effet des effets tectoniques, des fluctuations du mouvement orbital de la Terre, des variations de l'irradiation solaire, et aujourd'hui, des perturbations planétaires dues à l'activité des hommes. La connaissance des modes de la variabilité naturelle du climat est essentielle pour une meilleure compréhension des facteurs qui régissent le changement climatique (Mann et al. 1995). Selon Mitchell (Mitchell 1976), la variabilité est définie comme étant le rang ou l'échelle des changements. Dans ce cas, la variabilité fait référence aux échelles de variabilité des changements du climat causés par différentes forces au cours du temps.

La figure 11 représente l'ensemble des échelles de variabilité du climat (Mitchell 1976). La variabilité climatique débute dès la formation de la Terre il y a approximativement 4,5 milliards d'années, et présente une large gamme de variabilité de l'échelle horaire à une échelle décennale à interannuelle (soit, entre 2 et 100 ans).

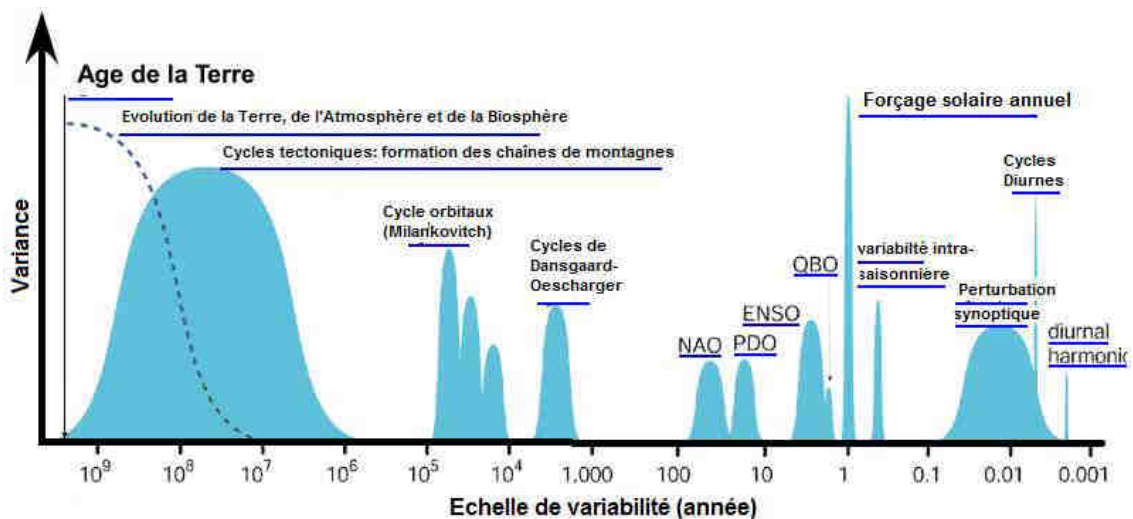


Figure I.11 Échelles de variabilité du climat et leur importance exprimée en variance (Mitchell, 1976; <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/ctl/about1.html>). L'axe horizontal 'X' commence sur la gauche avec la formation de la Terre il y a 4,5 milliards d'années, avec des cycles orbitaux survenant à l'échelle de temps de 100000 ans, variabilité multidécennale à interannuelle (2ans-100ans) associées aux fluctuations « naturelles » du système climatique: NAO (Oscillation Nord-Atlantique) ; PDO (Oscillation Décennale Pacifique); ENSO (El Niño Southern Oscillation), QBO (Oscillation Quasi-Biennale), et le cycle diurne (de rotation quotidienne de la Terre sur son axe) se produisant à 0,0027 de l'année d'une (Mitchell 1976).

I.4.1 Échelle de temps et d'espace

La circulation atmosphérique démontre une variabilité spatiale et temporelle importante largement documentée (Allen and Smith 1994; Dansgaard et al. 1982; Mann et al. 1995). Cette variabilité est causée non seulement par les relations non-linéaires entre divers mouvements propres à l'atmosphère, mais aussi par les interactions entre l'atmosphère et d'autres éléments du système climatique. Ces interactions concernent essentiellement la modification des conditions aux limites de l'atmosphère, notamment les Températures de Surface des Océans (TSO) et les états de surface continentaux (albédo et contenu en eau du sol superficiel) (Shukla 1981).

Les échelles de variabilité multi-décennale à interannuelle sont associées à la variabilité interne et naturelle de la circulation atmosphérique (ex. pression au niveau de la mer, SLP) et de la circulation océanique (ex. température et salinité de surface, SST et OS) (Mann and Park 1994, 1996, 1999). Ces entités, qu'on appelle téléconnexions, constituent des structures géo-potentielles de circulation troposphérique régionale, d'une durée de vie typique variant de plusieurs semaines à plusieurs mois et issues des répartitions des anomalies de température et de pressions en un endroit donné. Téléconnexion se réfère généralement à la liaison des anomalies climatiques non corrélées et situées à une grande distance.

Plusieurs téléconnexions agissent à l'échelle des bassins océaniques et des continents. Ainsi, quelques-unes sont actives à l'échelle de tout le Pacifique Nord (le Pacific North American), le Pacifique Sud (le El Nino Southern Oscillation), alors que d'autres s'étendent depuis l'est de l'Amérique du Nord jusqu'en Europe centrale (North Atlantic Oscillation), ou encore couvrent presque toute l'Europe et l'Asie (le Polar, Eurasia). Toutefois, certains travaux ont démontré que ces trois téléconnexions n'étaient pas corrélées aux températures et aux précipitations dans certaines régions. Ils proposèrent ainsi des téléconnexions régionales qui rendent mieux compte de la circulation atmosphérique générale à l'échelle régionale.

Les téléconnexions ont été décrites notamment par les mécanismes physiques à l'origine de leurs modulations, par la distribution spatiale de leurs centres d'action et, pour les plus importantes, par leur variabilité temporelle évaluée à partir des séries standardisées existantes. À l'échelle planétaire, plusieurs téléconnexions sont connues, citons celle de l'ENSO (Niño Southern Oscillation), du NAO (North Atlantic Oscillation), du PNA (Pacific North American), de l'EA (East Atlantic), du PE (Polar Eurasia), du TNH

(Tropical Northern hemisphere), de l'EAWR (East Atlantic /West Russia), de l'EA-JET (East Atlantic- seuls les deux modes de variabilité du climat les plus importants et les plus connus par leur incidence sur le climat globale seront décrits. Il s'agit de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) et l'Oscillation Australe/ El Nino (ENSO).

1.4.1.1 Oscillation Nord-Atlantique (NAO)

La NAO (Oscillation du Nord Atlantique) est une variation du climat naturelle qui a des impacts importants sur le climat de l'Europe de l'Ouest, des environs du nord de l'Afrique et de l'est de l'Amérique du Nord. La NAO a des effets bien plus importants en hiver qu'en été. C'est vers 1920 que les deux météorologues, l'autrichien Friedrich et l'anglais Gilbert Walker ont découvert l'Oscillation du Nord Atlantique. Cette Oscillation a aussi une certaine influence, car elle détermine le positionnement et la trajectoire des dépressions de l'hémisphère Nord. La variation de ce phénomène dépend de la pression atmosphérique.

La NAO décrit un phénomène atmosphérique d'oscillation nord-sud entre deux masses d'air dont les centres d'action les plus puissants sont localisés tout juste à l'ouest du Groenland et au-dessus de l'atlantique subtropical. Il s'agit respectivement de la dépression de l'Islande et de la haute pression des Açores (Barnston and Livezey 1987; Hurrell 1995). La dépression ou minimum d'Islande représente le plus constant et le plus important des centres d'action qui régissent le climat de l'Atlantique Nord. C'est une dépression dynamique renforcée par un effet thermique attribuable à la proximité de la dérive nord-atlantique (Hurrell 1995). Cette dépression est particulièrement intense durant l'hiver alors que des masses d'air froid provenant du front polaire se voient coupées de leur source et plongées dans un bassin d'air océanique chaud (Mpounza, M., . L'anticyclone ou maximum des Açores fait partie de la ceinture des hautes pressions subtropicales.

Le centre d'action de l'Islande se situe en hiver, près du 70ème parallèle nord, entre les 40ème et 60ème méridien de longitude Ouest ; le centre positif des Açores se maintient entre 30° et 35°N. Un centre positif, de plus faible intensité, se retrouve également au-dessus de l'est de l'Asie entre 40°-50°N, 120°-140°E durant cette période. Au cours de l'été, la dépression de l'Islande se positionne entre 70°-75°N, alors que la haute pression des Açores migre vers le nord jusqu'à une latitude de 40°-50°.

La carte des deux phases positive et négative de la NAO (Cf. Figure I.12) est obtenue en faisant la moyenne des cartes de la pression au niveau de la mer pour les années, respectivement, là où l'indice NAO est positif et là où l'indice NAO est négatif.

La phase positive du NAO se traduit par un creusement de la dépression d'Islande(L), associé à un gonflement de l'anticyclone des Açores(H). Dans ces conditions, les vents d'ouest à sud-ouest entre les deux systèmes sont relativement forts : tempêtes et coups de vent sont plus fréquents et plus violents sur l'Europe septentrionale. En contrepartie, ces régions bénéficient d'une grande douceur apportée par les masses d'air océaniques, mais également de précipitations accrues (WET sur la carte). Quant à la moitié sud de la France et la partie nord-africaine, le climat est sec et doux (DR carte). Sur le nord du Canada et le Groenland, les hivers sont plutôt froids et secs, alors qu'à l'est des États-Unis, ils sont plutôt doux et humides. Au contraire, lorsque les deux phases s'affaiblissent simultanément, nous parlerons de phase négative (NAO-). Par conséquent, les vents d'ouest ne sont pas très forts et les tempêtes sont rares (indiqués par FEWERSTORMS sur la carte). De plus, les perturbations circulent plus au sud et s'engouffrent en Méditerranée, apportant la pluie sur ses rivages (indiquée par WET sur la carte).

Quant au nord de l'Europe, il passe sous l'influence de l'anticyclone de Sibérie : l'hiver y est sec mais froid (indiqué par DRY sur la carte). Sur l'Atlantique Nord, les régimes NAO représentent ainsi environ le tiers de la variabilité du champ de pression au niveau de la mer (SLPs) en hiver (Cassou et al. 2004; Hurrell and Deser 2009). Pourtant, parmi l'ensemble des régimes atmosphériques de la Terre, seule la configuration du régime NAO est détectée tout au long de l'année (Barnston and Livezey 1987).

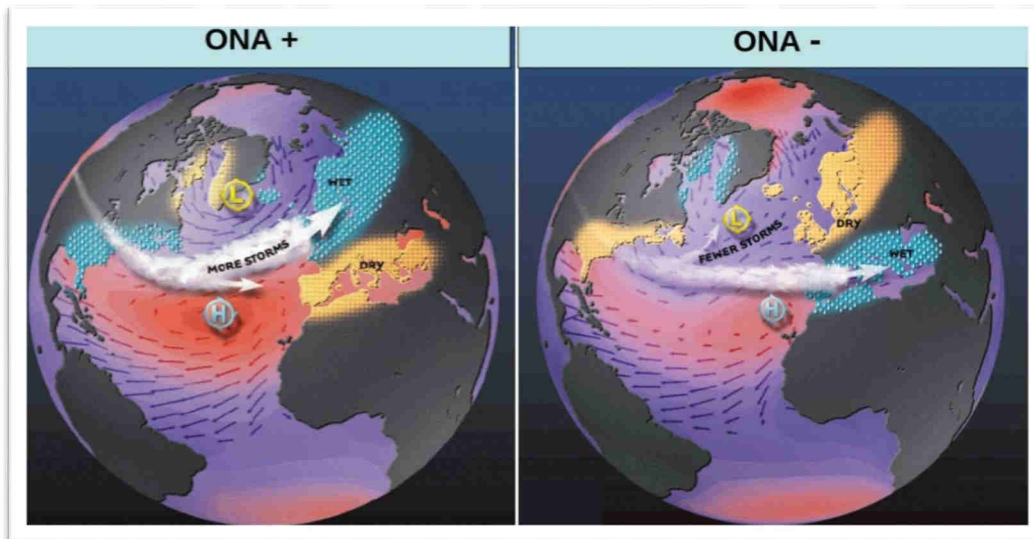


Figure I.12 Représentation schématique des conditions météorologiques associées aux phases positives (à gauche) et négatives (à droite) de l'Oscillation Nord-Atlantique. <http://www.ideo.columbia.edu/NAO> (by Martin Visbeck).

Indice d'analyse du 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 l'anomalie de pression (écart à la moyenne), moyenné de janvier à mars et normalisée (c'est-à-dire divisée par l'écart-type de la pression calculé sur une longue période). La figure I.13 représente les valeurs annuelles de l'indice NAO depuis l'année 1830 (barres rouges ou bleues). Les époques où l'indice moyen est supérieur à la moyenne de l'indice sur toute la période sont colorées en rouge (NAO inférieure à la moyenne sont colorées en bleu (NAO-). Les plus grandes variations de l'indice ont lieu d'une année à l'autre, surtout à la fin du 19^{ème} siècle par exemple. Néanmoins, 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).

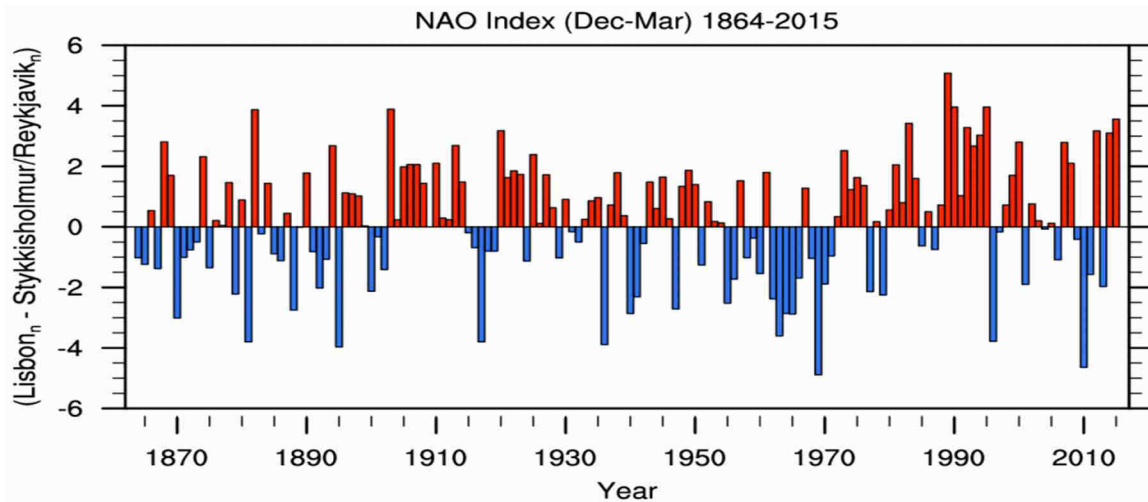


Figure I.13 Évolution temporelle de l'indice de l'ONA de la période hivernale allant de décembre à mars. Source : <http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/NAO/> et mise à jour à partir de 2001 suivant les données enregistrées par la NOAA.

I.4.1.2 Oscillation australe El Niño (ENSO)

L'El Niño-Southern Oscillation (ENSO) décrit un phénomène couplé du système océan-atmosphère dans le pacifique, sujet à une forte variabilité interannuelle (2-7 ans ; (Soden 2000; Tootle et al. 2005; Torrence and Compo 1998)). Il est caractérisé par trois phases : la phase dite La Niña, la phase normale et la phase El Niño (Bjerknes 1969).

En décembre, le sud-est du pacifique connaît des hautes pressions (air subsident) et l'Indonésie des basses pressions (air ascendant). La phase normale de l'ENSO est définie par des alizés (du nord-est et du sud-est) déplaçant les eaux de surface chaudes des côtes Est du Pacifique (Pérou) vers l'Ouest (Indonésie et le nord de l'Australie), durant l'hiver, provoquant alors une remontée d'eaux profondes «upwelling» froides et plus riches en nutriments à l'est, ce qui attire alors les poissons et favorise la pêche en Amérique latine (Cf. Figure I.14). Entre temps, les alizés, chargés en vapeur d'eau, engendrent d'abondantes précipitations lors de leur ascension au-dessus de l'Indonésie (jusqu'à 7 m de précipitations par an), alors que de l'autre côté du Pacifique, dans les Andes et les hauts plateaux du Pérou, sévit la sécheresse. La phase La Niña est un renforcement des anomalies océaniques et atmosphériques de la phase normale (Cf. Figure I.15).

Les épisodes La Niña provoquent aussi des anomalies de température sur des zones étendues du globe, les régions les plus touchées subissant des conditions anormalement fraîches. Ainsi, de décembre à février, les températures sont inférieures à la normale sur le sud-est de l'Afrique, le

occidentales et centrales du Canada ainsi que sur le sud-est du Brésil. De juin à août, la fraîcheur est supérieure à la normale en Inde et en Asie du sud-est, le long de la côte ouest de l'Amérique du Sud, dans la région du golfe de Guinée ainsi que dans la zone nord de l'Amérique du Sud et certaines parties de l'Amérique centrale.

Par contre, pour la phase El Niño, l'anomalie océanique s'observe dans le Pacifique au large des côtes d'Amérique du Sud (de l'Équateur au Chili) peu après Noël. Elle est ainsi caractérisée par un courant d'eaux chaudes provenant de l'Ouest du bassin Pacifique qui migre vers l'Est (vers les côtes du Pérou). Quant à l'anomalie atmosphérique tropicale, elle est caractérisée par une pression atmosphérique qui augmente à l'Ouest du Pacifique tandis qu'elle diminue à l'Est, induisant un affaiblissement voire un changement de sens des alizés (Cf. Figures. I.14 et I.15). El Niño est donc l'effet inverse de La Niña et se produit souvent après celui-ci. A l'époque contemporaine, des phases d'El Niño plus marquées ont été enregistrées en 1972-1973, en 1982-1983 et en 1997-1998 (Comiso and Cavalieri 1997).

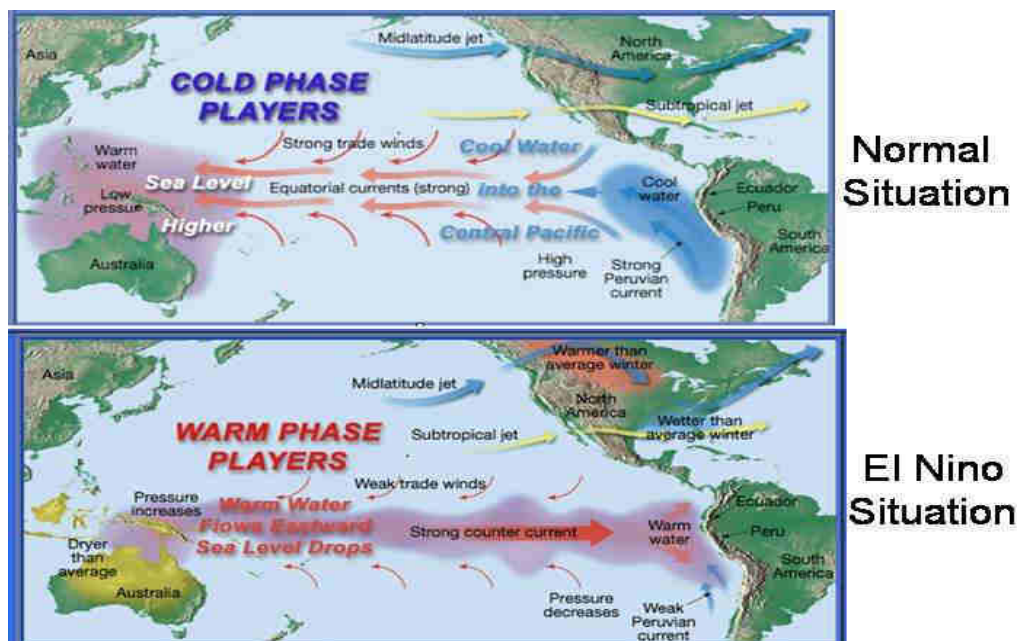


Figure I.14 Les différentes phases du phénomène ENSO

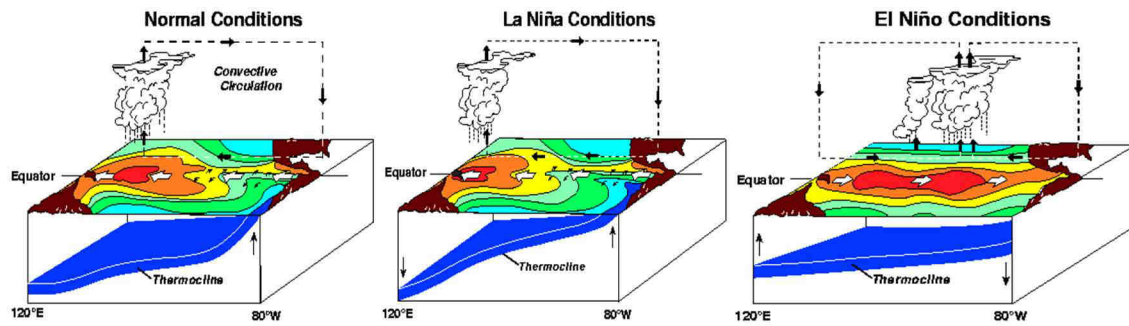


Figure I.15 Coupe schématique des différentes phases du phénomène ENSO (NOAA, source : <http://www.pmel.noaa.gov/elnino/>)

Indice d'analyse de l'ENSO

L'oscillation australe ou Southern Oscillation (SO) est un des signaux de variabilité annuelle du climat parmi les plus remarquables qui puissent être observés. Deux paramètres climatiques ont été fréquemment utilisés pour l'analyse de sa magnitude et de ses répercussions sur les climats continentaux (Rossel 1997), à savoir la pression atmosphérique (Sea-level pressure, SLP) et la température superficielle de la mer (Sea-surface temperature).

Parmi les indices, basés sur les séries de pressions atmosphériques au niveau de la mer (SLP), le Southern Oscillation index ou SOI est le plus largement diffusé. Cet indice est calculé selon la différence normalisée des SLPs entre l'île de la Société dans l'archipel de Tahiti et Darwin en Australie (Können et al. 1998). Ces deux centres d'action positifs du Pacifique sont fortement impliqués dans l'apparition d'un état El Niño. En condition moyenne, il existe une vaste zone de basses pressions dans le Pacifique Sud-Ouest, tandis que la partie Est du bassin est sous l'influence d'une zone de hautes pressions, induisant un déplacement des alizés d'est en ouest (Cf. Figure I.11). On observe alors un indice SOI positif (Fig. I.16). La phase « El Niño » se traduit par un renversement ou un affaiblissement du gradient de pression, et donc également des alizés. L'indice SOI présente alors des valeurs anormalement négatives (Cf. Figure I.13). Cet affaiblissement induit un déplacement des eaux chaudes du Pacifique Ouest vers les côtes du Pérou.

Selon les températures de surface du Pacifique tropical (SST), dix (10) indices, dont l'appellation varie selon le positionnement des points d'échantillonnage au-dessus de l'océan, ont été créés pour décrire le phénomène de l'ENSO. Par exemple, l'indice NINO 3.4 est établi selon une moyenne régionale de l'ensemble des points de grille dans la région 5°S-5°N ; 170° -120°W (Kaplan et al. 1998). Ces indices sont aujourd'hui les plus utilisés pour l'analyse et la prévision de l'ENSO (Rossel 1997).

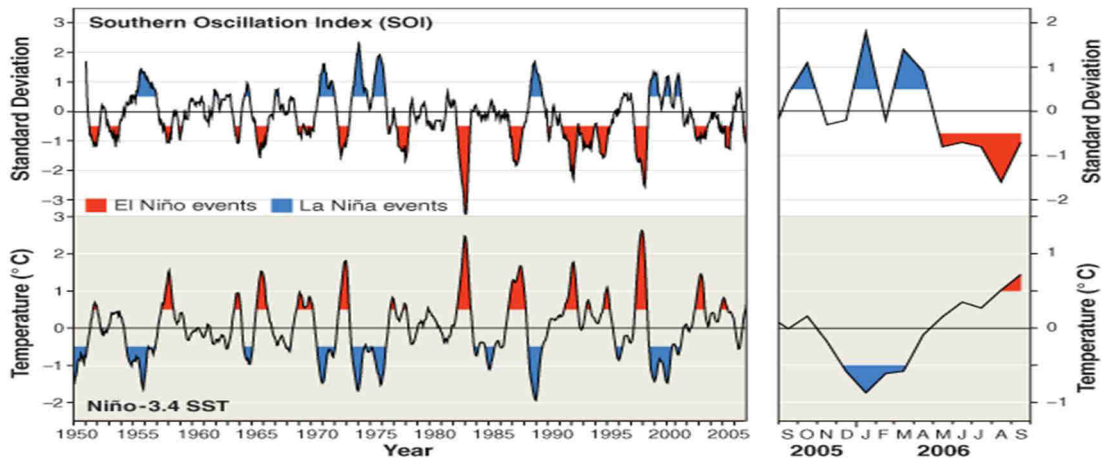


Figure I.16 Indices de l'ENSO : Southern Oscillation (SOI) et Niño-3.4 SST pendant 1950 - 2006. (McPhaden et al. 2006).

I.4.1.2 Indices de la téléconnexion oscillation de la Méditerranée

La mer Méditerranée (Cf. Figure I.17), est un bassin semi-fermé qui se prolonge sur 3000 km en longitude et 1500 km en latitude avec une superficie de 2,5 millions de kilomètres carrés, communique avec l'océan Atlantique par le détroit de Gibraltar et la mer Noire par les détroits turcs du Dardanelles et du Bosphore.



Figure I.17 Carte de la mer Méditerranée

Les eaux de la Méditerranée y sont d'une part soumises directement (en fonction de leur position, de la saison et de l'état de l'atmosphère). D'autre part, la mer interagit avec l'atmosphère : flux de chaleur, de matière (eau, gaz dissous, etc.) et de quantité de mouvement (vent, etc.), avec l'océan Atlantique et la mer Noire (à travers les

détroits) et avec les masses continentales (apport d'eau ruisselante, etc). La plupart des forcings qui mettent la mer en mouvement s'exercent donc sur la couche de surface. Les apports d'eau par précipitations et ruissèlement ne compensent pas l'évaporation. C'est un bassin de concentration. S'il n'était pas compensé, ce déficit conduirait à l'abaissement du niveau des eaux au rythme d'environ 1m/an (Bethoux 1979). Il faut donc que ce déficit soit compensé par un apport net d'eau à travers les détroits. S'il s'agissait d'un simple flux entrant d'eau nécessairement salée, la quantité totale de sel dans le bassin augmenterait monotonement. Cette eau, de plus en plus saline et de plus en plus dense, finirait bien par s'échapper en profondeur à travers le détroit. Un équilibre dynamique a donc dû s'établir afin de garantir le bilan en sel de chaque bassin. Il en résulte une circulation en « tapis roulant » : l'eau Atlantique moins salée entre en surface par le détroit de Gibraltar, se propage dans le bassin occidental, traverse le détroit de Sicile, se propage dans le bassin oriental (Malanotte-Rizzoli and Robinson 1988; Violette 1994). Au fur et à mesure de ce parcours, sa salinité croît par mélange et évaporation jusqu'à devenir suffisamment dense (dans le Bassin Levantin) pour couler et créer le courant de retour en profondeur dont l'eau plus salée (eau levantine) se répandra finalement dans l'Atlantique (Tsimplis et al. 2006). Ce sont principalement les mélanges verticaux qui déterminent la structure thermohaline verticale de la mer.

Selon Tsimplis et al. (Tsimplis et al. 2006), la circulation dans la mer Méditerranée est influencée en grande partie par des échanges de chaleur et d'eau douce qui dépendent des conditions météorologiques et océaniques. Ces conditions sont aussi joué un rôle-clé dans la formation d'eau dense, et donc de la circulation thermohaline de la Méditerranée (Bethoux et al. 1998). En conséquence, elle s'affectent les caractéristiques des masses d'eau de la Méditerranée et peuvent ensuite potentiellement influencer la circulation de l'océan Atlantique via les changements des propriétés de flux d'eau sortant de la Méditerranée (Bethoux et al. 1998; Millot et al. 2006).

Pour ces raisons, l'élaboration de nouveaux indices de téléconnexions propres à cette région était une des préoccupations de la communauté scientifique pendant les deux dernières décennies pour comprendre le climat méditerranéen et son évolution sous le changement climatique. Les bilans de chaleur et d'eau et de leur variabilité à long terme, dans la Méditerranée, sont deux facteurs de base nécessaires à la détermination des circulations régionales de la Méditerranée.

Les indices de téléconnexions à grande échelle restent très utiles pour servir cet objectif, car ils fournissent une mesure intégrée du climat lié plus à la variabilité du système climatique global qu'à des variables climatiques individuelles locales.

Parmi ces indices, l'oscillation nord-atlantique (NAO). Cet indice est l'un des modes les plus importants de la variabilité climatique dans l'hémisphère Nord (Barnston and Livezey 1987; Walker and Bliss 1932). Autres modes tels que l'East-Atlantique (EA) (, East Atlantic-West Russia (EA-WR) (, ou le North Sea-Caspian Pattern (NCP) (Brunetti and Kutiel 2011; Kutiel and Benaroch 2002) ont aussi un impact majeur sur différents paramètres météorologiques dans le bassin méditerranéen. Cependant, à cette incidence de ces indices sur le climat méditerranéen s'ajoute l'impact non négligeable de l'oscillation australe/ El Nino (ENSO) sur la façade sud de la Méditerranée (Meddi et al. 2010). Mais plus spécifiquement pour la Méditerranée, Conte et al. (Conte et al. 1989) ont suggéré la possibilité d'existence d'une oscillation méditerranée (MO) comme un résultat du comportement de dipôle atmosphérique entre la Méditerranée occidentale et orientale. Les différences de températures, les précipitations, la circulation, et d'autres paramètres entre les deux bassins ont été attribués à cette MO (Conte et al. 1989; Törnros 2013). En effet, un indice fut proposé pour mesurer l'intensité et le comportement de ce dipôle.

Conte et al. (Conte et al. 1989) définit cet indice MO comme étant la différence de pression normalisée au niveau de géo-potentiel 500 hPa entre Alger (36.4°N, 3.1°E) et Le Caire (30.1°N, 31.4°E). Une deuxième version de cet indice (Palutikof 2003) peut être calculée sur la base des différences de pression de niveau de la mer entre Gibraltar frontière nord (36.1°N, 5.3°W) et Lod Air port Israël (32.0°N, 34.5°E).

Afin d'obtenir un indice plus approprié pour la Méditerranée centrale, Brunetti et al. (Brunetti et al. 2002) ont défini l'indice MO comme étant la différence normalisée de pression au niveau de la mer entre Marseille et corrélié avec les totaux de pluie et le nombre de jours de pluie en Italie (Brunetti et al. 2002).

Un autre indice de téléconnexion régionale défini à partir des données synoptiques du bassin Méditerranéen occidental et ses alentours, appelé Western Mediterranean Oscillation (WeMO), a été proposé. Le WeMO est un mode de variabilité de basse fréquence de la circulation atmosphérique qui a été décrite pour la première fois par Martin-Vide et Lopez-Bustins (Martin-Vide and Lopez-Bustins 2006b). Son indice (indice

WEMO) correspond à la différence normalisée de pressions atmosphériques entre San Fernando (Espagne) et Padua (Italie) (Cf. Figure I.18).

Le nord de l'Italie est soumis à la variabilité barométrique relativement élevée en raison de l'influence de l'anticyclone de l'Europe centrale et de la zone de basse pression de Ligurie, tandis que le sud-ouest l'Espagne est fréquemment soumis à l'influence de l'anticyclone des Açores. Le transect reliant ces deux zones correspond à la mer Méditerranée NW. Pendant la phase positive, l'anticyclone sur les Açores entoure le sud-ouest de l'Espagne et les basses pressions dans le golfe de Ligurie causées par des vents soufflant du nord-ouest. La phase négative coïncide avec l'anticyclone de l'Europe centrale située au nord de l'Italie et le centre de basse pression, dans la péninsule ibérique au sud-ouest (Espagne).

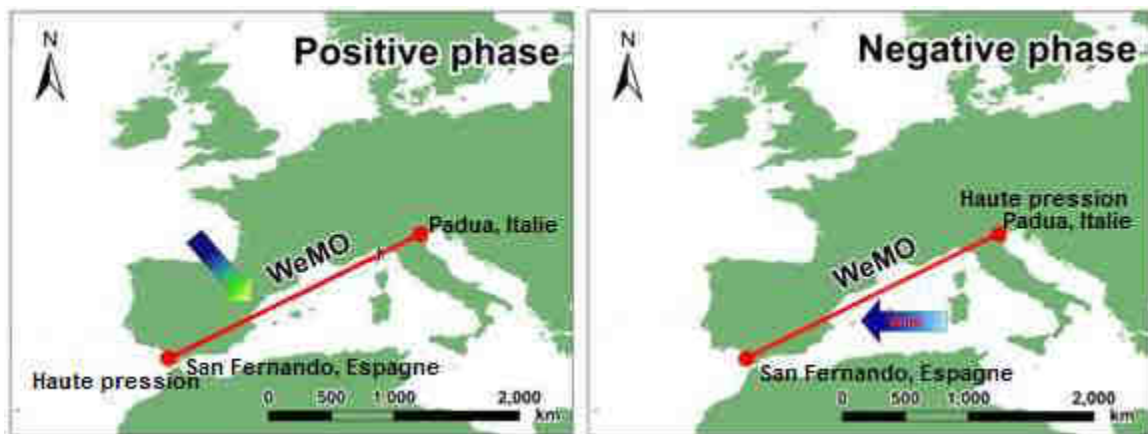


Figure I.18 Mode d'influence de WEMO sur le Nord-Ouest de la Méditerranée au cours de ses phases positives et négatives (Modifié depuis <http://www.ub.edu/gc/English/wemo.htm>.)

Chapitre II

Climat moyen actuel de l'Algérie

II.1 Introduction

Le présent chapitre a pour objectif la contribution au suivi du climat d'Algérie par l'utilisation des données issues des spectroradiomètres imageurs à différentes résolutions embarqués par différents satellites. Une partie de ce chapitre s'attardera sur l'influence de la double appartenance du climat algérien aux franges de la zone tempérée et à celles de la zone tropicale. Cette description sera, en outre, l'occasion pour dresser un état de l'art du contexte géographique, géomorphologique, climatique, bioclimatique et écologique de l'Algérie. À cet effet, certains paramètres climatiques (précipitation, température et humidité de surface des sols) sont produits et de façon régulière et couvrent la période comprise entre 1981 et 2010. L'ensemble des paramètres étudiés et les résultats trouvés sont synthétisés en format des cartes à deux dimensions sous le système d'informations géographiques (SIG).

II.2 Climat moyen de l'Algérie

II.2.1 Relief

Située sur la rive méridionale du bassin méditerranéen, l'Algérie est un vaste territoire qui s'ouvre à la mer Méditerranée sur 1 200 km de côte. Avec une extension latitudinale allant du 37^{ème} au 18^{ème} parallèle, ce territoire s'étend sur une superficie de 2 381 741 km² (Cf.Fig. 1). Le pays est limité à l'Ouest par le Maroc, à l'Est par la Libye et la Tunisie, et au Sud par le Niger et le Mali.

En fonction de la topographie (Cf. Figure II.1), le pays se compose de quatre grands ensembles géographiques qui se succèdent du nord au sud comme suit :

- le Tell, est un ensemble constitué par une succession de massifs montagneux, côtiers et sublittoraux, et de plaines. Les plaines sont discontinues et de largeur variable (80 km à 190 km). Cette région abrite la grande majorité des terres agricoles du pays qui se limitent par l'Atlas tellien au sud. L'Atlas tellien est une chaîne de montagnes longeant le littoral et s'étirant sur environ 1 500 kilomètres. Son point culminant est le mont Lalla-Khadîdja, qui culmine à 2 308 mètres

d'altitude dans le massif du Djurdjura. L'Atlas tellien forme avec l'Atlas saharien, plus au sud, deux ensembles de relief parallèles qui se rapprochent en allant vers l'est. Les deux Atlas tendent à se confondre dans l'est de l'Algérie et en Tunisie.

- Les Hauts Plateaux, sont une zone steppique localisée entre l'Atlas tellien au nord et l'Atlas saharien au sud à des altitudes plus ou moins importantes comprises entre 900 m et 1 200 m. Ils sont parsemés de dépressions salées, chotts ou sebkhas (exemple : Chott el Hodna à 391 m ; Chott Chergui à 986 m) et sont séparés du Sahara par l'Atlas saharien. Cette région abrite de vastes plaines et plateaux fertiles et riches par leur flore et leur faune. Il s'agit notamment de la vallée du Chélif, de la plaine de Sétif et de la vallée de la Hodna.
- L'Atlas saharien, qui forme une succession de chaînes montagnes à caractère aride, s'étend d'est à l'ouest depuis le Maroc jusqu'en Tunisie. Il est formé de plusieurs massifs montagneux : les monts des Ksour, le Djebel Amour, les monts des Ouled Nail et les monts Zabs. Le point culminant de la chaîne est le mont Chélia situé dans les Aurès, à 2 328 mètres d'altitude.
- Le Sahara algérien est un immense désert qui s'étend au sud de l'Atlas saharien. Il représente 80 % de la superficie du pays. Le Sahara se compose de plaines (regs et ergs) et de dépressions (Sebkhel el Melah à 291 m et Sebkha de Timimoun à 205 m). Deux vastes régions de sables, le Grand Erg Occidental et le Grand Erg Oriental constituent les principaux ensembles de reliefs dunaires du désert saharien. Au sud du Sahara s'étend le massif volcanique du Hoggar, qui est une succession de hauts-plateaux désertiques (800 m-2900 m), qui culminent à 2 908 m d'altitude au mont Tahat.

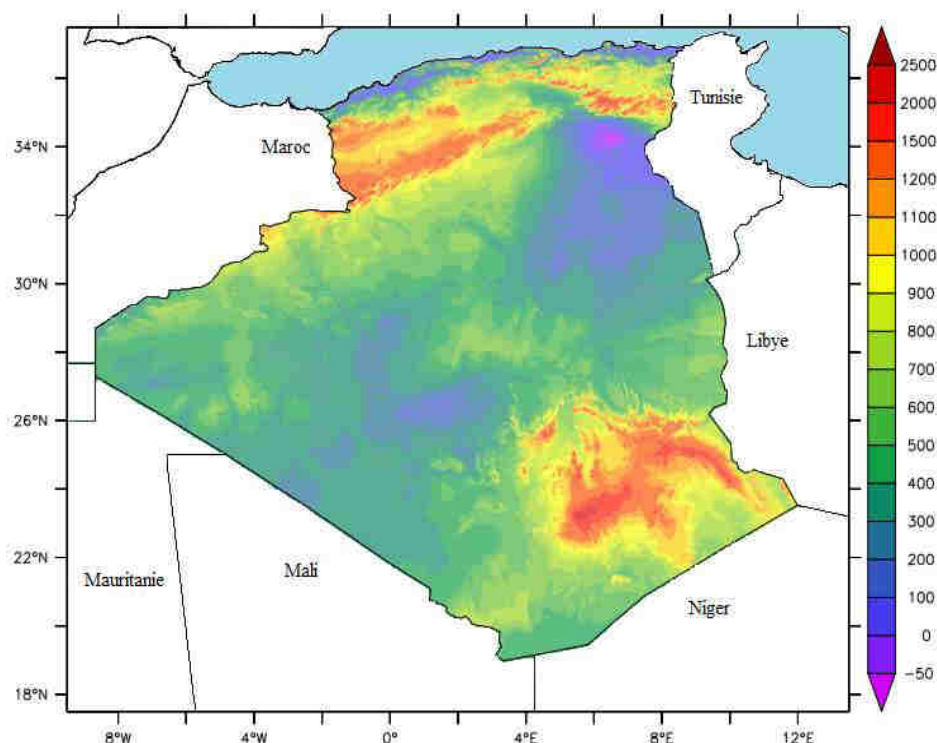


Figure II.1 Carte topographique de l'Algérie réalisée à partir des données SRTM 90 m Digital Elevation Database v4.1'. (Une grille de 90m × 90m (GTOPO30)).

II.2.2 Vent

Le vent correspond au mouvement de la masse d'air qui constitue l'atmosphère terrestre. Il résulte principalement d'un réchauffement solaire inégalement réparti à la surface de la Terre. Ces gradients de température provoquent des différences de pression au sein de l'atmosphère induisant une force directement responsable du déplacement de l'air. Ainsi, l'air irait des hautes pressions vers les basses pressions. Aussi, la force qui est liée à la rotation de la Terre sur son axe engendre une force dite force de Coriolis (Baïle 2010). Elle est perpendiculaire à la vitesse du vent et orientée vers la droite dans l'hémisphère Nord et à gauche dans l'hémisphère Sud. Si on définit l'équilibre géostrophique comme l'équilibre entre force de Coriolis et force du gradient de pression, le vent géostrophique, qui découle de cet équilibre, est parallèle aux isobares et caractérise les flux d'air au-delà de la Couche Limite Atmosphérique (CLA) (Muzy et al. 2010). Notons que ce n'est vrai qu'en dehors des tropiques et étant à proximité de l'équateur, la force de Coriolis tend vers zéro. Les deux forces précédemment citées n'agissent pas à elles seules sur la circulation atmosphérique; à cela s'ajoute la friction, qui augmente avec la proximité du sol, et la force centrifuge de

courbure du flux. Cette force de friction influence notablement le régime du vent dans la CLA, lequel de la surface à environ 1 000 m d'altitude en moyenne (Muzy et al. 2010).

En Algérie, la vitesse de vent varie différemment selon la journée, les saisons et l'année (Merzouk 2006).

Selon la carte des vitesses moyennes annuelles en Algérie estimée à 10 m de surface (Cf. Figure I.1), et établie à partir des données fournies par soixante quatre (64) stations de mesure par Merzouk (Merzouk 2006), les vitesses de vent moyennes annuelles varient de 3 à 6,5m/s à l'exception de certaines régions côtière où la vitesse est inférieure à 3 m/s.

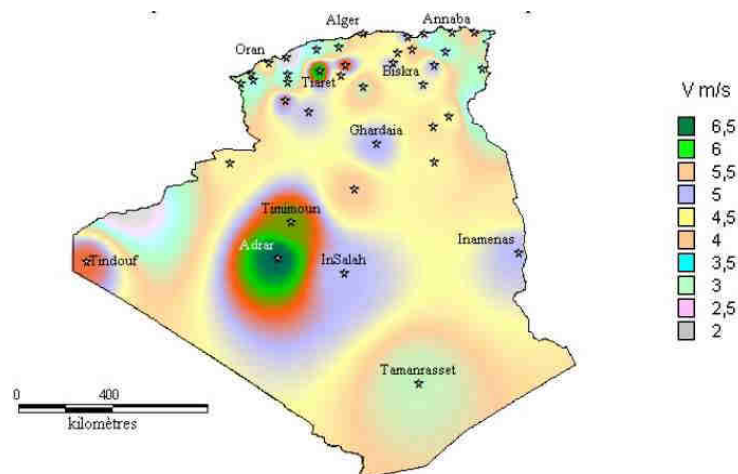
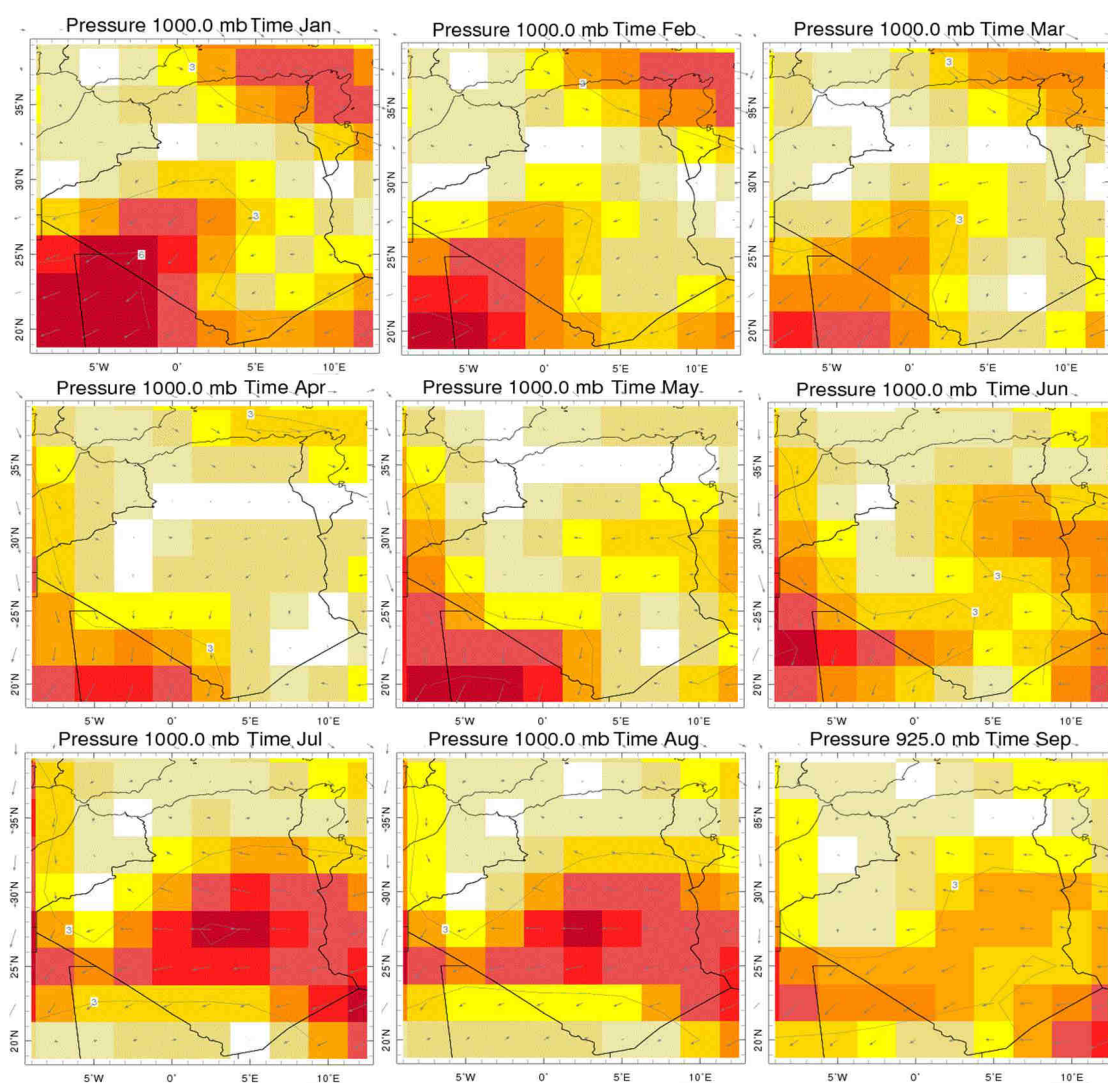


Figure II.2 Atlas de la vitesse moyenne annuelle du vent en Algérie (Merzouk 2006).

La figure II.3 montre les cartes de moyennes mensuelles de vent pour l'Algérie aux niveaux standards de pression de l'ordre de 1000 m bar. Sur la carte, la direction du vent est représentée par des flèches et la longueur du vecteur indique la vitesse du vent, est représentée par des couleurs. Les flèches pointent dans la direction dans laquelle le vent souffle.

Les données relatives à la vitesse et à la direction de vent sont obtenues à partir des données de ré-analyse des composantes zonale et méridienne du vent avec les niveaux standards de pression des National Centers for Environment Prediction-National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR). Les estimations de la vitesse sont quadrillées sur une résolution temporelle mensuelles et une résolution spatiale de 2,5 degré par 2,5 degré et sur une bande s'étendant de 90° de latitude sud à 90° de latitude nord avec une couverture temporelle de 1981 à 2010. Les données sont disponibles à la bibliothèque de données de l'International Research Institute for Climat 'IRI' avec accès en ligne libre.

À partir des cartes des vitesses moyennes mensuelles du vent et leurs directions en Algérie, et en ce qui concerne la vitesse dans le nord de l'Algérie, les périodes estivales (décembre, janvier et février) et printanières (mars, avril et mai) sont plus ventées que pendant le reste de l'année. Cependant et dans le sud de l'Algérie, les mois de juin, juillet, août, septembre et octobre sont les plus ventés que le reste de l'année. Dans l'ensemble, la vitesse moyenne variée entre 0.5 et 6.8m/s. Quant à la direction du vent, les vents qui dominant pendant les mois allant d'octobre jusqu'à avril sont ceux du nord-ouest dans la partie nord de l'Algérie et ceux de nord-est dans le sud. Néanmoins, Les vents dominants d'été (mai, juin, juillet, aout et septembre) viennent du l'est dans le nord de l'Algérie et du nord-est dans le sud.



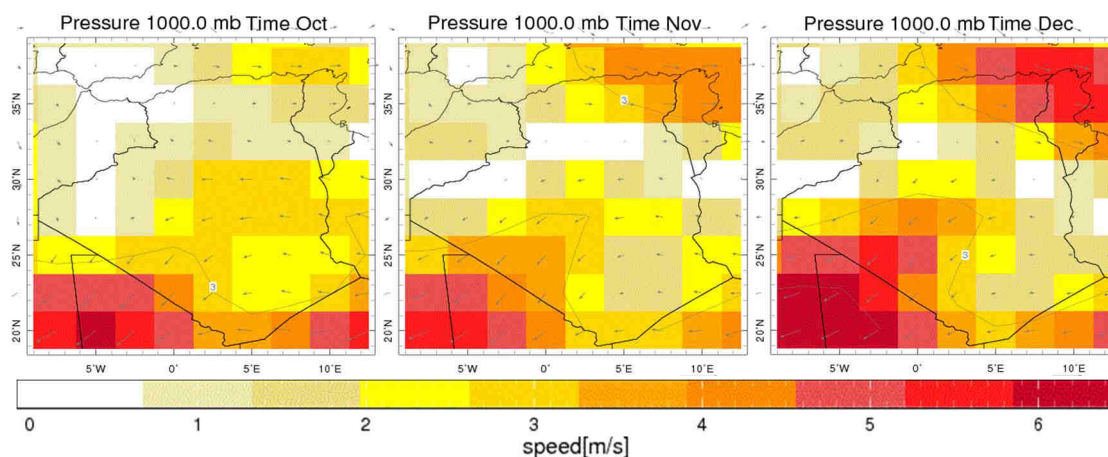


Figure II.3 Vitesses moyennes mensuelles du vent et leurs directions en Algérie (1981-2010) (IRI Data Library)

II.2.3 Températures

La température de l'air est la caractéristique principale du temps, celle que nous ressentons le plus directement. Chaud - froid; frais - lourd; caniculaire glacial. C'est ainsi que nous ressentons la température environnante (Williams and Smith 1989). La température de surface est un paramètre important qui combine les résultats des interactions surface-atmosphère et les flux d'énergie entre l'atmosphère et le sol. Cette température est impliquée dans toutes les équations qui décrivent les différents échanges de chaleur influencés par les propriétés thermiques du sol (libération de la chaleur latente et de la chaleur sensible) et les échanges d'humidité entre l'atmosphère et le sol (French 2013; Williams and Smith 1989) (Williams et Smith, 1989). Les variations saisonnières et annuelles des températures de l'atmosphère se propagent dans le sol, et s'atténuent avec la profondeur en fonction de la diffusivité thermique de celui-ci. En Algérie, seules les températures de l'air (T_{air}) sont mesurées à 1 ou 2 m d'altitude sous abri. Le réseau d'observation météorologique actuel est caractérisé par une couverture spatio-temporelle très irrégulière et faible. Pour répondre aux besoins de couvrir la totalité de l'Algérie sur une période, de nombreuses observations provenant de différents satellites ont déjà permis d'estimer différents paramètres météorologiques à l'échelle globale.

L'humidité de surface, l'épaisseur optique de la végétation, la teneur en eau de la végétation et la température à la surface du sol (skin) sont dérivées de micro-ondes passives à partir des capteurs satellitaires de Tropical Rainfall Measuring Mission

(TRMM) Microwave Imager (TMI) en utilisant l'algorithme LPRM (Land Parameter Retrieval Model (Owe et al. 2001).

Dans notre travail, on a opté pour cette base de données par ce qu'il a déjà été démontré que la température de brillance à 37 GHz en polarisation verticale est hautement corrélée à la température de surface (Basist et al. 1998; Owe and Van De Griend 2001). Cette approche a été aussi validée dans (Owe et al. 2001), en comparant les températures de surface modélisées avec les acquisitions du satellite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) et avec celles mesurées sur le réseau d'observation d'Oklahoma Mesonet aux Etats-Unis (Brock et al. 1995). Ce jeu de données fournit la mesure des températures moyennes journalières. Les estimations sont quadrillées sur une résolution temporelle journalière et une résolution spatiale de 0,25 degré par 0,25 degré, sur une bande s'étendant de 50° de latitude sud à 50° de latitude nord avec une couverture temporelle de 1998 à 2016 (<http://gcmd.nasa.gov>). La figure II.4 montre la carte des températures annuelles en Algérie. Sur la carte, on constate que les températures moyennes annuelles du pays se répartissent suivant les quatre grands ensembles géographiques, du nord au sud comme suit :

- Entre le littorale et la l'Atlas tellien, la température moyenne annuelle variée entre 15 °C et 20 °C ;
- Entre l'Atlas tellien et l'Atlas saharien la température moyenne annuelle variée entre 20 °C et 22,5 °C ;
- Entre l'Atlas saharien et le Sahara algérien, la température moyenne annuelle variée entre 22,5 °C et 25 °C ;
- La température moyenne annuelle dans le Sahara algérien variée entre 25 °C et 30 °C. Elle atteint environ 35 °C dans une partie du sud.

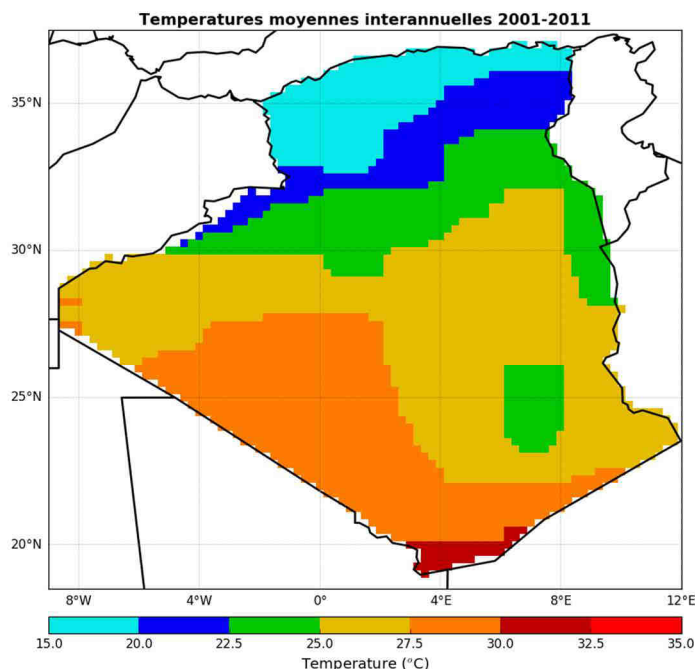


Figure II.4 Températures moyennes interannuelles en Algérie (2001-2011) (LPRM/TMI/TRMM Daily L3 Day Temperature)

À partir des cartes des températures moyennes mensuelles en Algérie, et en ce qui concerne les températures hivernales, elles varient entre 5 °C et 10 °C dans les villes côtières ouest (Oran, Tlemcen, Mostaganem), et entre 10 °C et 15 °C dans les villes côtières est, sur les plateaux et dans les vallées intérieures. Durant la période estivale, la zone côtière, est rafraîchie par les vents marins, elle présente une température moyenne qui varie entre 25 °C et 35 °C environ. Sur les plateaux et dans les vallées intérieures, du fait de l'enclavement et de l'exposition aux vents du sud, les températures sont particulièrement élevées : elles varient entre 25 °C et 30 °C au mois de mai, entre 30 °C et 35 °C au mois de juin, et entre 30 °C et 40 °C au mois de juillet et août. Quant au sud, dans le Sahara, la température est entre 15 à 25 °C en hiver, pour atteindre 35 à 40 °C, voire plus en été.

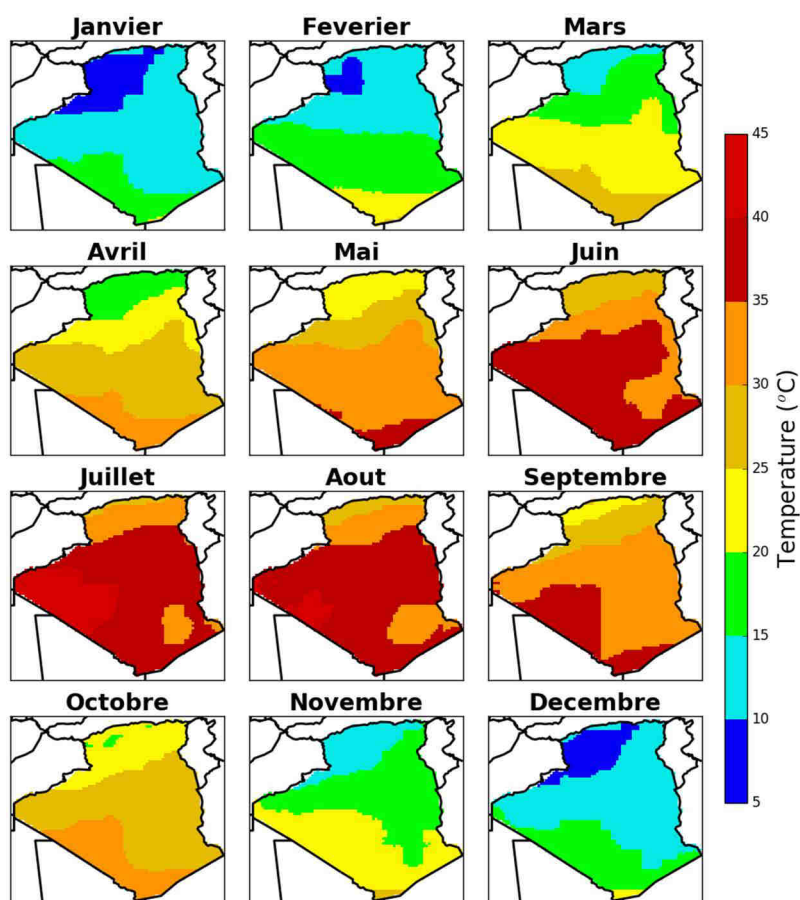


Figure II.5 Températures moyennes mensuelles en Algérie (2001-2011) (LPRM/TMI/TRMM Daily L3 Day Temperature)

II.2.4 Précipitations

Sur le web, plusieurs jeux de données satellitaires des précipitations sont disponibles et ils sont caractérisés par plusieurs types de méthode d'estimation, plusieurs échelles, plusieurs couvertures temporelles. Entre les différentes données de précipitation qui couvrent spatialement l'Algérie, on a choisi les données de Climate Hazards Group Infra Red Precipitation with Station data (CHIRPS) publiés en 2015 (Funk et al. 2015) ([doi:10.1038/sdata.2015.66](https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66) 2015). Cette base de données des précipitations a été créée à partir de la base de données satellitaires et des données des stations in-situ. Elle est quadrillée sur une résolution temporelle journalière et une résolution spatiale de 0,05 degré par 0,05 degré, sur une bande s'étendant de 50° de latitude sud à 50° de latitude nord avec une couverture temporelle de 1981 à 2015.

La **figure II.6** montre la carte des précipitations moyennes interannuelles en Algérie durant la période 2001-2011. De cette carte, on constate que les précipitations dans le

pays se caractérisent par une grande variation spatiale. Les valeurs de la pluviométrie annuelle diminuent au fur et à mesure que l'on s'éloigne du littoral. Les précipitations moyennes annuelles varient de 50 mm/an dans la région du Sud à 1 200 mm/an dans le nord-est du pays. La moyenne annuelle dans le littoral varie entre 400 et 1200 mm en augmentant de l'ouest vers l'est. Ce gradient ouest-est peut être attribué à ce que les montagnes de la Kabylie, couvertes de neige pendant plusieurs mois et pouvant être considérées comme une source de froid, facilitent à un haut degré la condensation des vapeurs entrainées par un mouvement général de l'ouest vers l'est, et qui est le sens de la circulation atmosphérique en Algérie pendant la saison des pluies. Les régions situées à l'est se trouvent donc mieux partagées sous le rapport de la pluie, que les régions situées à l'ouest. Ainsi, nous sommes en présence d'un fait qui reconnaît une explication très simple et très naturelle. Le massif montagneux du Maroc produit des effets analogues sur le régime des pluies de la région d'Oran. Cette région est favorisée et il est facile de s'en convaincre à travers l'examen des cartes mensuelles ou annuelles. En fin, le massif montagneux du nord de la région constantinoise exerce une semblable influence sur la quantité de pluie qui tombe dans les parages de la Tunisie.

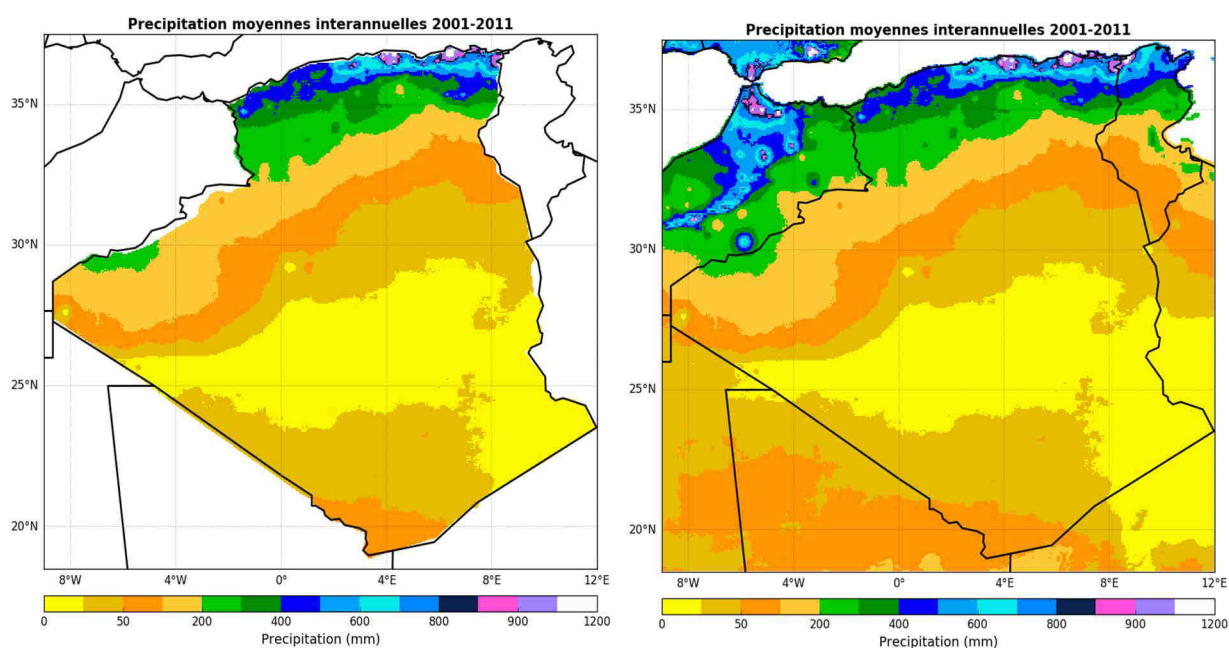


Figure II.6 Précipitations moyennes interannuelles en Algérie (2001-2011) (CHIRPS 0.05°X0.05°)

L'examen des cartes des précipitations moyennes mensuelles en Algérie (Cf. Figure II.7), nous permet de diviser l'année en deux saisons bien marquées ; la saison sèche,

qui s'étend du 1^{er} juin au 1^{er} septembre et la saison pluvieuse, qui comprend les neuf mois restants de l'année. Il semble en résulter que l'Algérie est un pays favorisée au point de vue répartition de la pluie.

La saison des pluies commence vers le mois de septembre, mais elle est encore entrecoupée, à ce moment, par quelques périodes de siroco, et elle n'est bien établie que dans le courant du mois de novembre, pour augmenter jusqu'en décembre ; époque du maximum le plus fréquemment observé. La quantité mensuelle de pluie décroît ensuite jusqu'au 1^{er} juin, et à partir de ce moment, la pluie devient rare ou se réduit à quelques gouttes par endroits.

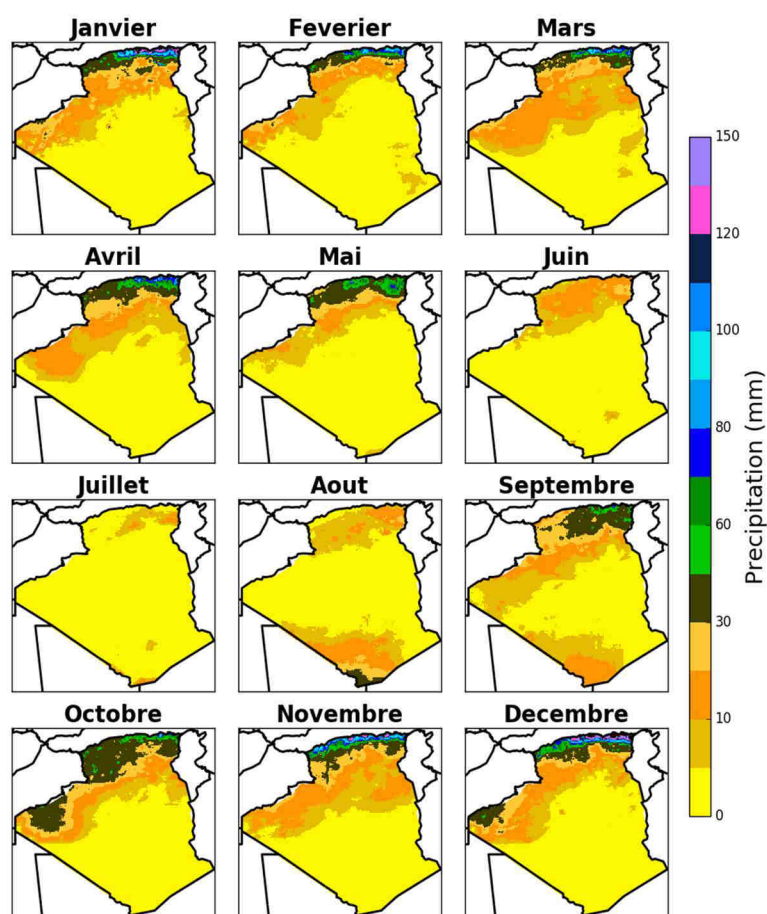


Figure II.7 Précipitations moyennes mensuelles en Algérie (2001-2011) (CHIRPS 0.05°X0.05°)

II.2.5 Evaporation

L'évaporation est le processus par lequel de l'eau passe de l'état liquide ou solide, à l'état gazeux par un transfert d'énergie thermique. Dans les grandes étendues de terres en zones tempérées, l'évapotranspiration représente près des deux tiers de la précipitation annuelle, le tiers restant s'écoulant dans les rivières et les nappes

souterraines vers les océans. Dans les régions arides, l'évapotranspiration peut être encore plus importante, renvoyant vers l'atmosphère, jusqu'à 90 % de la précipitation annuelle (Mueller and Seneviratne 2012). L'évaporation relie l'hydrologie aux sciences de l'atmosphère et, à travers la transpiration, aux sciences agronomiques. Les facteurs contrôlant l'évaporation sont connus depuis longtemps, mais leur évaluation est difficile et reste l'une des plus grandes inconnues dans le bilan hydrique. En général, cependant, l'évaporation dépend de la température, du vent, de la pression atmosphérique, de l'humidité, de la qualité et de la profondeur de l'eau, du type et de la nature du sol, l'humidité disponible dans le sol et enfin de la forme de la surface exposée (Zhang et al. 2010). Dans notre travail, la base de données de Global Land Evaporation Amsterdam Model (GLEAM) a été utilisée (Miralles et al. 2011) (<http://www.gleam.eu/>). Cette base de données présente une nouvelle stratégie pour obtenir l'évaporation à partir des observations satellitaires. L'approche utilise une variété de données de capteurs satellitaires pour estimer l'évaporation journalière à l'échelle mondiale avec une résolution spatiale de 0,25 degré. La méthodologie utilisée pour établir cette base de données s'est basée sur l'utilisation du modèle d'évaporation de Priestley et Taylor (PT) (Priestley and Taylor 1972). Les principaux critères de distinction de cette approche sont l'utilisation de l'humidité du sol dérivé à partir de satellite avec un capteur à hyperfréquences actives, la température de surface de la terre et de la densité de végétation, ainsi que l'estimation détaillée de la perte des précipitations par interception. L'évaporation modélisée est validée par rapport à une année de mesures à partir de quarante trois (43) stations (Miralles et al. 2011).

La **figure II.8** montre la carte d'évaporation moyenne interannuelle en Algérie (2001-2011) durant la période 2001-2011. De cette carte, on constate que l'évaporation dans le pays se caractérise par une grande variation spatiale. La répartition de l'évaporation dépend de la quantité de précipitations tombées. Elles varient de 300 mm/an à 500 mm/an dans le littoral, environ de 35% à 50% des précipitations, de 150 mm/an à 300 mm/an sur les plateaux et dans les vallées intérieures, ce qui représente environ de 50% à 70% des précipitations. Dans le Sahara, l'évaporation varié entre 0 mm/an à 150 mm/an, environ 70% à 90% des précipitations.

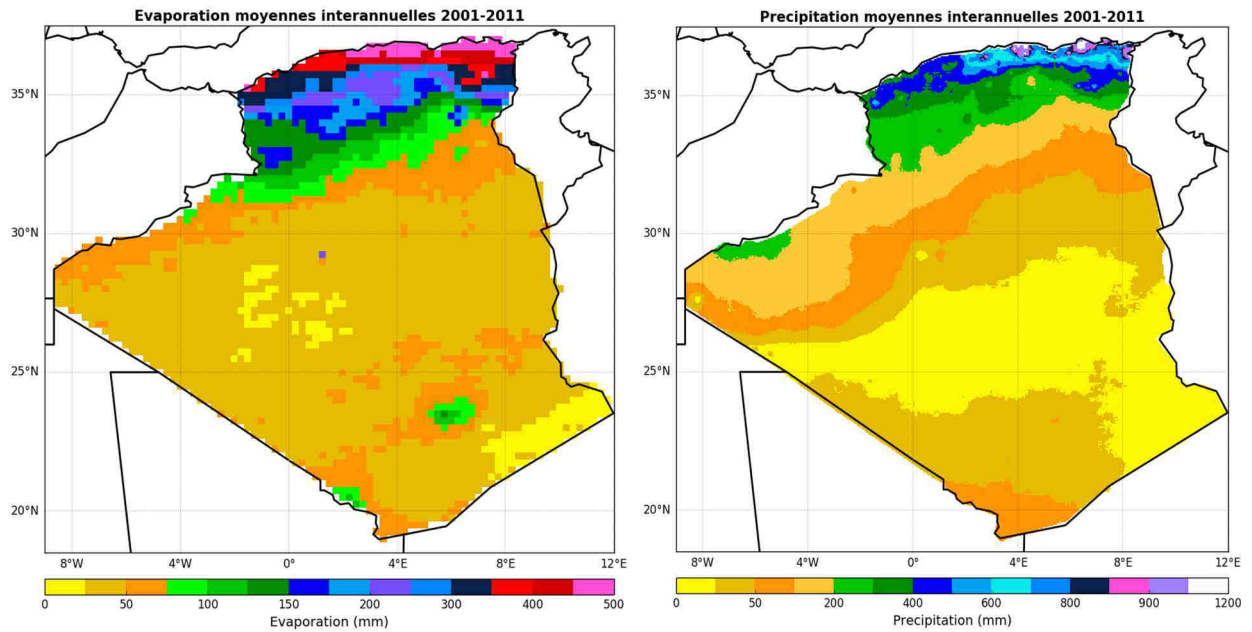


Figure II.8 Evaporation moyenne interannuelle en Algérie (2001-2011) (GLEAM 0.25°X0.25°)

L'examen des cartes d'évaporation moyenne mensuelle en Algérie (Cf. Figure II.9), nous permet de diviser l'année en deux périodes bien marquées ; la période hivernale, qui s'étend du 1er novembre au 1er mars où l'évaporation varié entre 0 et 20 mm, et la deuxième période qui comprend les huit mois restants dont l'évaporation varié entre 20 mm et 90 mm.

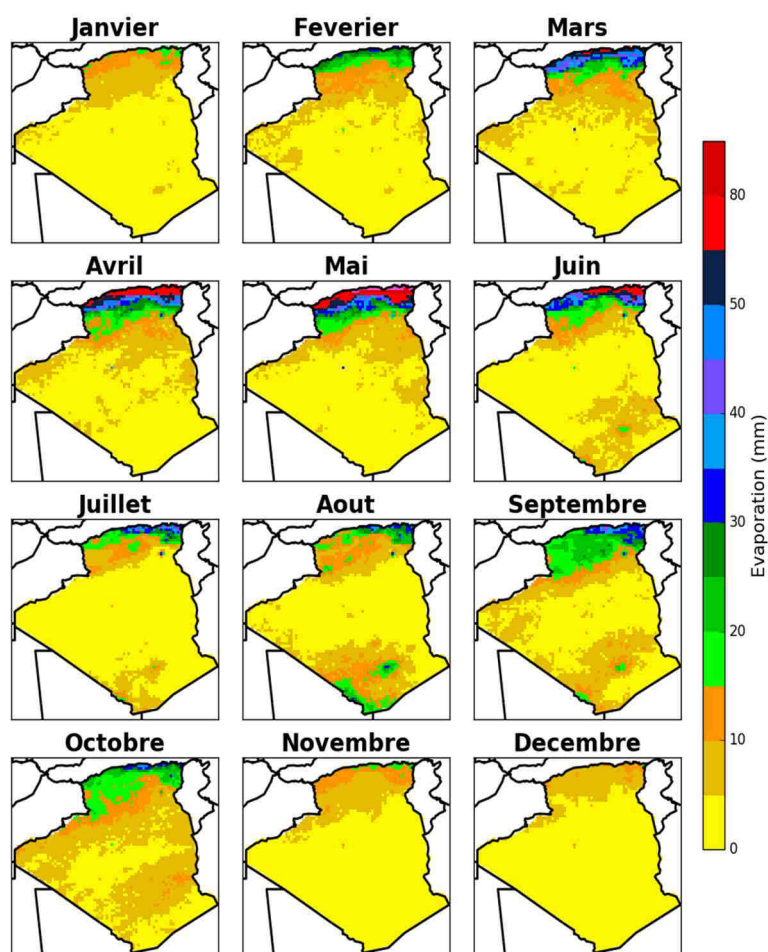


Figure II.9 Evaporation moyenne mensuelle en Algérie (2001-2011) (GLEAM 0.25°X0.25°)

II.3 Ruissèlement

La quantité des ressources en eau posent des problèmes de plus en plus complexes et difficiles à résoudre. La consommation d'eau augmente considérablement et la pénurie se fait sentir partout en Algérie. Une gestion intégrée des ressources en eau s'impose pour accompagner un développement durable qui puisse concilier le développement socio-économique et la préservation de l'environnement. En effet, bien que les responsables du secteur des ressources hydriques fournissent un effort important pour mobiliser le potentiel hydraulique. Cette ressource en eau reste mal gérée et non quantifiable en raison de la qualité des données et le nombre de stations disponibles. Par exemple, à l'Est algérien, sur les 80 stations installées, il reste aujourd'hui que 2/3 en fonction seulement (Mebarki 2005). Dans le bassin du Cheliff 28 stations fonctionnent (Mehaiguene 2004). Zeroual (Zeroual 2009) a signalé le fonctionnement de 18 stations hydrométriques, dans le bassin du Côtier Algérois (14000 km²), avec d'importantes lacunes particulièrement durant la période 1990-1998. A cela s'ajoute, le

problème des bassins non jaugés qu'il ait été constaté sur la carte du réseau hydro-climatologique et de la surveillance de la qualité des eaux de l'Agence Nationale des Ressources Hydraulique (A.N.R.H). Dans cette situation, la modélisation pluie-débit, à différentes échelles du temps (journalière, mensuelle et annuelle), est souvent utilisée afin de mettre à la disposition des aménageurs et des ingénieurs un outil permettant l'estimation ou la prévision des débits pour établir des plans directeur de développement des ressource en eau à l'échelle des bassins versants afin d'adopter une stratégie de gestion de la demande en eau pour satisfaire les besoins en eau. Au pas de temps pluriannuel, nous ne disposons pas de séries chronologiques.-Chacun des bassins est représenté par un triplet unique de l'évaporation, précipitation et débit (E, P, Q). Dans la littérature, différentes approches de modélisation pluie-débit, au pas de temps pluriannuel, ont été citées (approche d'expert, empirique, géostatistique et approche par bilan hydrique) (Mouelhi 2003). Dans ce qui suit, la caractérisation du régime hydrologique dans le nord de l'Algérie, à l'échelle annuelle du 2001 à 2011 sera établi à l'aide d'un bilan hydrique simple en utilisant les données satellitaires à une résolution spatiale de 0,25 degré par 0,25 degré.

II.3.1 Bilan hydrique

Le bilan hydrique et le bilan hydrologique visent à établir le budget entre les entrées et les sorties en eau d'une unité hydrologique définie durant une période de temps donnée. Dans sa formulation la plus générale, il s'écrit (Thornthwaite and Mather 1955) :

$$R = P - ETP - \Delta S \dots\dots\dots(II.1)$$

Où : R : ruissellement (mm), P : précipitations (mm), ETP : évapotranspiration potentielle (mm) et AS: variation de stockage (mm).

Tout ce qui tombe (P) dans un espace hydrologique et dans un laps de temps donnés soit s'écoule (R) soit repart dans l'atmosphère par évapotranspiration (ETP), soit participe à la recharge des réserves en eau du sol ou du sous-sol (ΔS). Les variations de réserve peuvent être également négatives et contribuent aux écoulements et/ou à l'évapotranspiration. Dans l'hypothèse d'un cycle complet où les variations de stocks sont nulles et les pertes par infiltration profonde sont supposées négligeables ($\Delta S = 0$), l'équation du bilan peut s'écrire :

$$R = P - ETP \dots\dots\dots(II.2)$$

Les données d'entrée (P et ETP) à l'échelle annuelle pour la période (2001-2011) dans le nord de l'Algérie doivent être régionalisées et interpolées pour pouvoir d'utiliser le bilan hydrique de l'équation (II.2). Dans notre cas, les données de précipitations moyennes annuelles ont été calculées à partir des données journalières du Climate Hazards Group Infra Red Precipitation with Station data (CHIRPS) à une résolution spatiale de 0,05 degré par 0,05 degré (Funk et al. 2015) (Cf. Figure II.10) et l'évaporation moyenne annuelle à partir des données du Global Land Evaporation Amsterdam Model (GLEAM) avec une résolution spatiale de 0,25 degré (Miralles et al. 2011) (Cf. Figure II.11). Après transformation de la carte de précipitations moyennes annuelles (Figure II.10) de 0.05°x0.05° à 0.25°x0.25° et en appliquant l'équation (II.2), on obtient la carte du ruissellement en mm (Cf. Figure II.12). Cette carte donne un aperçu général de la quantité d'eau ruisselée dans les bassins-versants de l'Algérie du nord. La validation de cette carte pour chacun des bassins-versants reste indispensable.

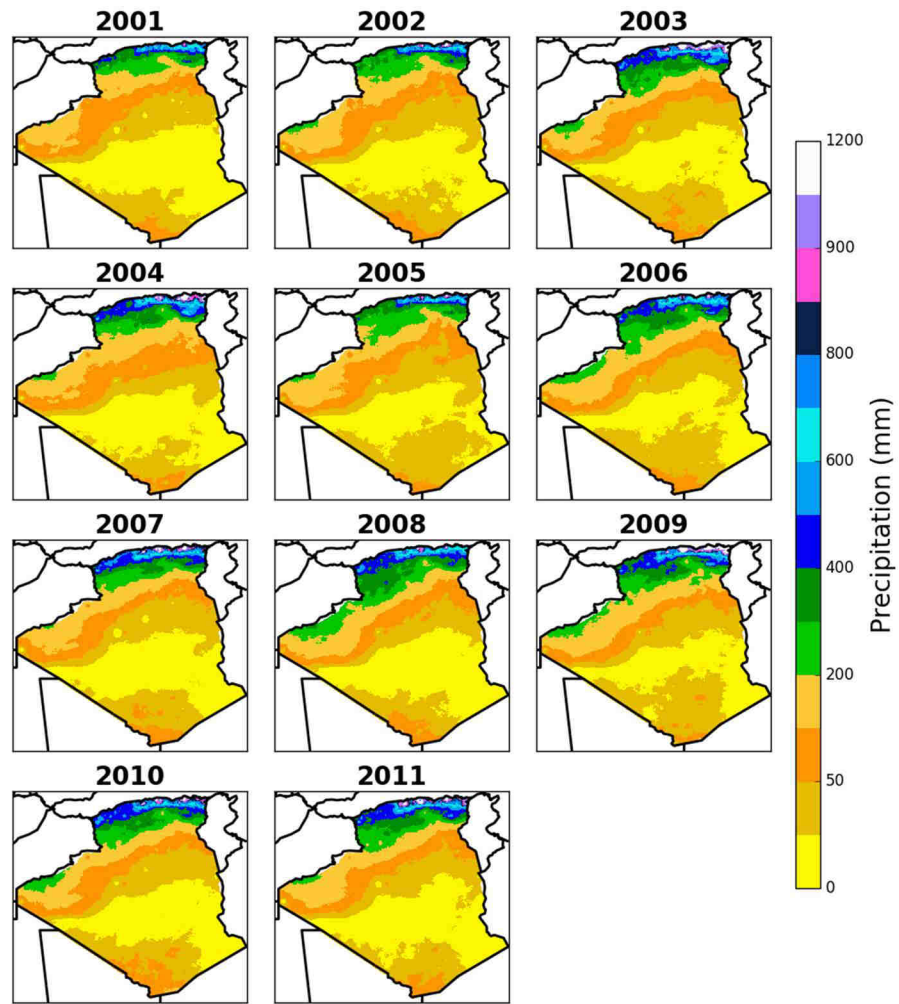


Figure II.10 Précipitations moyennes annuelles en Algérie pour la période 2001-2011 (CHIRPS 0.05°X0.05°)

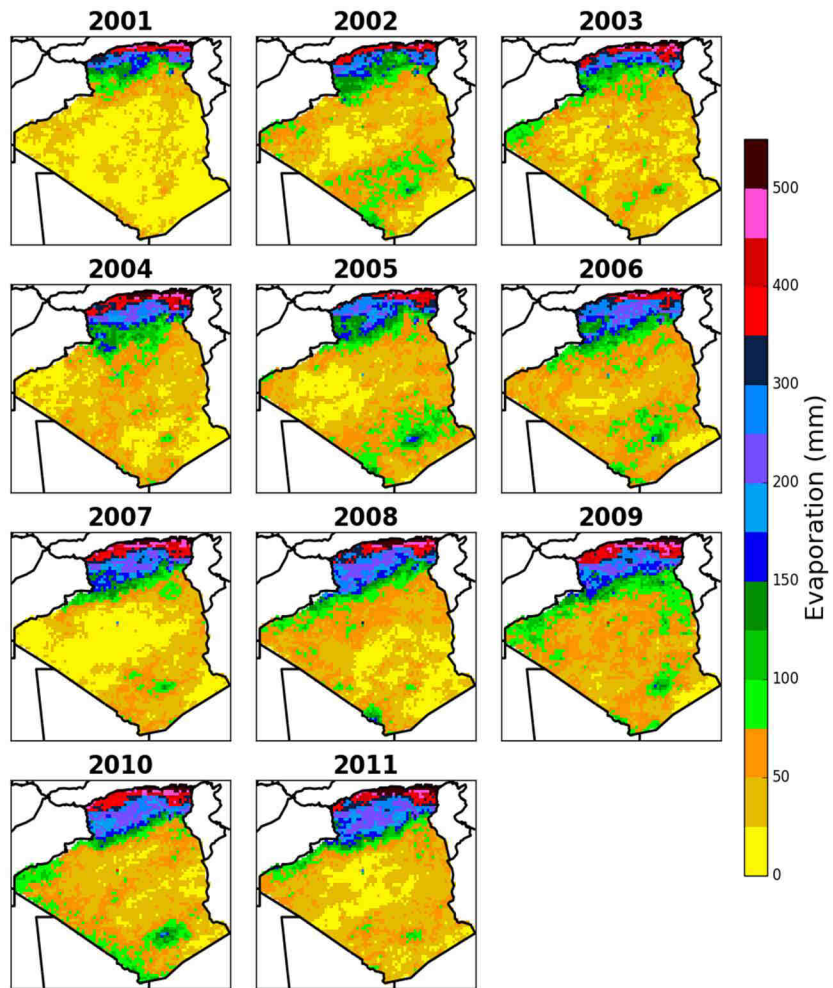


Figure II.11 Evaporations moyennes annuelles en Algérie pour la période 2001-2011 (GLEAM 0.25°X0.25°)

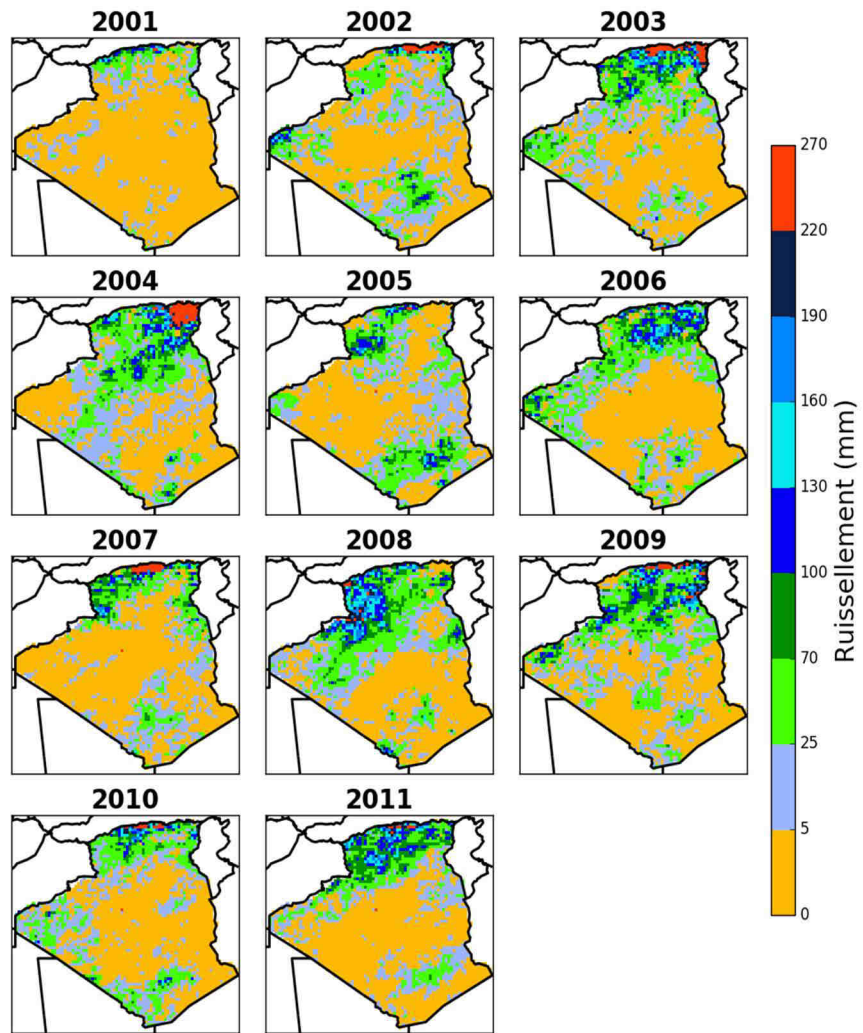


Figure II.12 Ruissèlement moyen annuel en Algérie pour la période 2001-2011 à 0.25°X0.25°

Chapitre III

Evolutions et tendances observées en Algérie

III.1 Introduction

Depuis quelques décennies, l'Algérie est confrontée à une sécheresse persistante. Mais l'intensité de cette sécheresse varie d'une région à l'autre (Taibi et al. 2015). Ainsi, de nombreux travaux sont de plus en plus consacrés à la caractérisation et aux causes climatiques potentielles de cette sécheresse (e.g. Meddi and Talia 2008; Meddi et al. 2010; Medjerab and Henia 2005). Certains de ces travaux ont démontré que les ruptures des moyennes des séries pluviométriques sont survenues durant la décennie 1970 (Meddi et al. 2010). Ces ruptures s'inscrivaient ainsi dans la tendance observée à l'échelle régionale du bassin méditerranéen (Brunetti et al. 2001; Knippertz et al. 2003; Rodrigo and Trigo 2007; Xoplaki et al. 2000). La question fondamentale soulevée ces différentes études est de savoir si d'autres ruptures des moyennes sont survenues après la décennie 1970 pour pouvoir expliquer cette persistance de la sécheresse dans certaines régions d'Algérie. Le premier objectif de cette étude est donc de répondre à cette question.

Par ailleurs, dans le contexte actuel du réchauffement climatique, on a tendance à associer cette sécheresse à une hausse de la température. Or, à notre connaissance, il n'existe encore aucune étude qui compare entre la variabilité temporelle de la température et celle des pluies mesurées aux mêmes stations en Algérie. Pourtant, cette comparaison permettra d'établir un lien entre les ruptures des séries thermométriques et celles des séries pluviométriques. Ce type d'analyse permettra ainsi de mettre en évidence la covariation entre la température et les pluies en Algérie. Le second objectif de cette étude est de comparer la variabilité temporelle de la température et de la pluie.

Enfin, il est reconnu que les deux principaux facteurs de la variabilité temporelle de la température et des précipitations dans le bassin méditerranéen sont, sans nul doute, l'Oscillation nord-atlantique (NAO) sur la plupart de la région de la Méditerranée occidentale (e.g. Xoplaki et al. 2000; Trigo and Pozo-Vázquez 2004) et l'Oscillation Australe/ El Nino (ENSO) en Méditerranée orientale, où le rôle du NAO est faible (Yakir et al. 1996).

En Algérie, Meddi et al. (Meddi et al. 2010) ont observé une corrélation négative entre ces facteurs et les pluies annuelles mesurées dans sept (07) stations situées dans les bassins-versants de Macta et de Tafna dans le nord-ouest du pays. Toutefois, certains travaux ont démontré que ces deux facteurs n'étaient pas corrélés aux températures et aux précipitations dans plusieurs régions du bassin méditerranéen. Ainsi, prospèrent des indices climatiques régionaux qui rendent mieux compte de la circulation atmosphérique générale dans le bassin méditerranéen. Deux indices climatiques régionaux furent ainsi proposés ; l'Oscillation Méditerranéenne (MOI) pour caractériser la circulation zonale (Martin-Vide and Lopez-Bustins 2006a) et l'Oscillation Ouest Méditerranéenne (WeMO) qui permet de caractériser la circulation atmosphérique méridienne dans la partie occidentale du bassin (Conte et al. 1989). Le troisième objectif de ce chapitre vise à comparer l'influence de ces deux dernières oscillations, spécifiques au bassin-versant méditerranéen et à celle des deux premiers indices climatiques, sur la variabilité temporelle de la température et de la pluie. L'influence de ces deux derniers indices climatiques sur la variabilité temporelle de la température et des précipitations a été mise en évidence dans de nombreuses régions du bassin méditerranéen (e.g., KUTIEL et al. 1996; Maheras et al. 1999; Dünkeloh and 2003).

À la lumière de ces considérations, ce chapitre poursuit les trois objectifs suivants:

1. Analyser, en premier lieu, la tendance à long terme de la température et des pluies dans la région côtière de l'Algérie après la décennie 1970;
2. Déterminer, en second lieu, la nature (abrupte ou progressive) et les années de ruptures des moyennes des séries de la température et des pluies;
3. Analyser, en dernier lieu, la relation entre les indices climatiques et les variables climatiques afin d'identifier les indices climatiques qui sont mieux corrélés aux variables climatiques après la décennie 1970 dans la région côtière de l'Algérie.

Cette analyse s'applique uniquement à quelques bassins versants représentatifs de l'Algérie du Nord. Le choix de ces bassins-versants s'explique par des enjeux et des défis importants caractérisant l'aménagement des ressources hydriques, et ce, en raison de la densification de la population et de sa croissance rapide, du développement rapide d'une agriculture intensive grande consommatrice de l'eau et de la présence de nombreux barrages destinés à l'irrigation.

III.2 Zone d'étude

Les sept (07) bassins-versants étudiés dans ce chapitre se trouvent en Algérie du Nord (Cf. Figure III.1). Ces bassins sont soumis aux influences méditerranéennes au nord, océaniques à l'ouest, continentales à l'est et au sud, puis sahariennes en allant de plus en plus vers le sud. Selon la classification de Köppen-Geiger, le climat dans ces bassins, est typiquement méditerranéen 'Csa'; avec des étés chauds et secs et avec des hivers doux et pluvieux (Kottek et al. 2006).

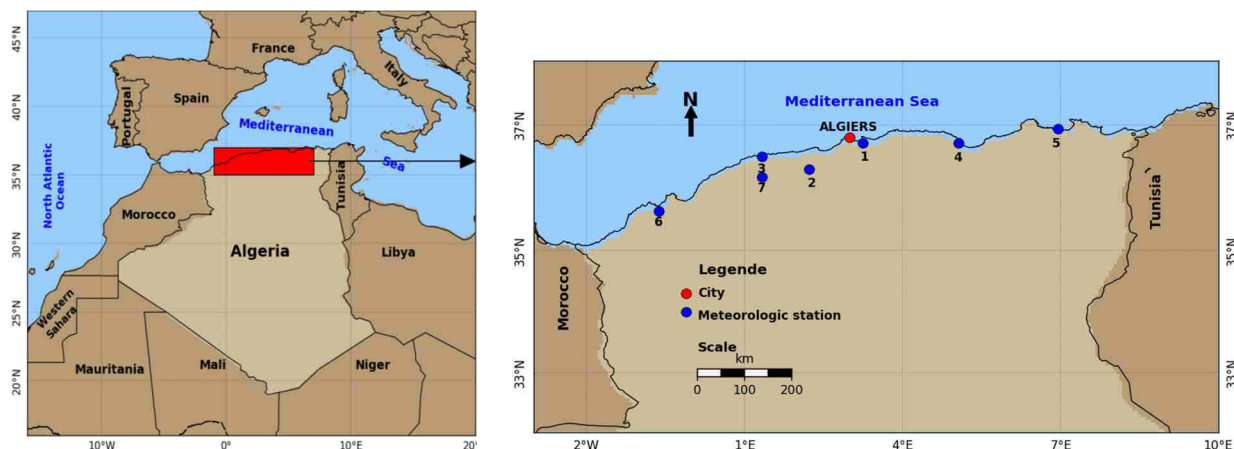


Figure III.1 Localisation des stations météorologiques utilisées dans l'étude

En Algérie du Nord, les précipitations sont plus rares dans la partie ouest, notamment dans le bassin de l'Oranais où elles vacillent entre 330 mm et 400 mm par an, et par conséquent, le paysage est plus aride dans cette région, alors que celles-ci deviennent abondantes dans les zones centrales et orientales, notamment dans le bassin Côtier-Algérois (O2a), où elles fluctuent entre 600 mm et 1 000 mm (Zeroual et al. 2013). Elle atteint approximativement 1 500 mm dans les bassins-versants du Côtiers Constantinois à l'est. Par ailleurs, les précipitations diminuent au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la côte. La plupart des précipitations annuelles se produisent entre septembre et avril. Les températures sont plutôt uniformes : la température moyenne journalière (maximale et minimale) tourne autour de 11 °C - 12 °C en janvier, le mois le plus froid de l'année, alors que la température moyenne journalière (maximale et minimale) tourne autour de 25 °C - 26 °C en juillet - août, les mois les plus chauds de l'année. Les étés sont longs et ensoleillés, avec un air plutôt humide sur la côte, mais également avec des brises de mer. Parfois, le vent brûlant et desséchant venu du désert au sud du pays, communément appelé sirocco, peut souffler : il franchit les montagnes avant d'atteindre la côte et est responsable d'une chute relative de

l'humidité, et d'une augmentation brutale des températures maximales. Ce vent est le plus fréquent au printemps et en automne. La répartition mensuelle interannuelle des précipitations sur les sept (07) principales stations météorologiques (Cf. Tableau III.1) qui présente des mesures continues de pluies pendant la période (1972-2013), dans les bassins étudiés, montre deux saisons pluvieuses dont la plus importante qui commence en hiver (décembre- février) en totalisant de 45 à 60 % de la lame d'eau annuelle et l'autre commençant à l'automne (septembre-novembre). Les deux saisons sont relayées par un printemps (mars-mai) peu arrosé, et une saison d'été nettement sèche (juin-août) avec seulement 3% à 10% des précipitations. En effet, le maximum est enregistré essentiellement en novembre et est compris entre 45 mm à 100 mm, et le minimum au mois de juillet et est compris entre 2 mm à 6 mm, et ce, pour l'ensemble des stations.

Tableau III.1 Noms des sept (07) stations utilisées, leurs coordonnées géographiques, leurs altitudes ainsi que la moyenne interannuelle des précipitations et températures observées (1972-2013)

| N° | Station | Latitude | Longitude | Elevation (m) | Précipitation moyenne interannuelle (mm) | température moyenne interannuelle (°C) |
|----|--------------|----------|-----------|---------------|--|--|
| 1 | Dar el beida | 36°43' | 03°E 15' | 24,00 | 627 | 17,8 |
| 2 | Miliana | 36°18' | 02°E 14' | 715,0 | 744 | 17,3 |
| 3 | Ténès | 36°30' | 01°E 20' | 18, 00 | 466 | 18,5 |
| 4 | Soummam | 36°43' | 05°E 36' | 06,09 | 660 | 17,8 |
| 5 | Skikda | 36°52' | 06° E 56' | 07,00 | 722 | 18,5 |
| 6 | Es senia | 35°38' | -0°W 36' | 89,90 | 340 | 17,8 |
| 7 | Cheliff | 36°13' | 01°E 20' | 143,0 | 350 | 19,3 |

La répartition des séries thermo-pluviométriques pour chacun des bassins est donnée comme suit :

Bassin Côtier Algérois (02a) à la station de Dar el beida : La température moyenne annuelle est de 17,8 °C. Chaque année, les précipitations sont en moyenne de 626 mm. 3.9 mm font du mois de juillet le mois le plus sec de l'année. Le mois de novembre, avec une moyenne de 95,5 mm, affiche les précipitations les plus importantes. Le mois le plus chaud de l'année est celui d'août avec une température moyenne maximale de 32,2 °C. Au mois de janvier, la température moyenne minimale est de 5,5 °C.

Bassin Haut Cheliff à la station de Miliana : Cette station affiche 17,3 °C de température en moyenne sur toute l'année. Sur l'année, la précipitation moyenne est de 744 mm. 4.8 mm font du mois de juillet le plus sec de l'année. Une moyenne de 110

mm fait du mois de janvier le mois ayant le taux le plus élevé de précipitations. Le mois le plus chaud de l'année est juillet avec une température moyenne maximale de 33,5 °C. 5,8 °C font du mois de janvier le plus froid de l'année.

Bassin Côtiers Ténès à la station de Ténès : L'hiver dans ce bassin se caractérise par des précipitations bien plus importantes qu'en été. En moyenne, la température à Ténès est de 18,5 °C. Il tombe en moyenne 466 mm de pluie par an. Le mois le plus sec est juillet avec seulement 1,8 mm. En novembre, les précipitations sont les plus importantes de l'année avec une moyenne de 79,5 mm. Le mois le plus chaud de l'année est août avec une température moyenne maximale de 32,7 °C.

mois le plus froid de l'année. La température moyenne minimale est de 7,7 °C à en cette période.

Bassin Côtiers Constantinois Ouest à la station de Soummam : La température moyenne annuelle y est de 17,8 °C. La moyenne des précipitations annuelles atteintes est de 660 mm. Le mois le plus sec est juillet avec seulement 4 mm. Une moyenne de 109 mm fait du mois de novembre le mois ayant le taux le plus élevé de précipitations. Août est, de ce fait, le mois le plus chaud de l'année avec la une température moyenne maximale de 30 °C. 7,4 °C font température moyenne minimale du mois de plus froid de l'année.

Bassin Côtiers Constantinois Centre à la station de Skikda : En moyenne, la température à Skikda est de 18, 5 °C. Sur l'année, la précipitation moyenne est de 722 mm. Des précipitations moyennes de 4 mm font du mois de juillet le mois le plus sec. Les précipitations record sont enregistrées en janvier. Elles sont de l'ordre de 104 mm en moyenne. 29,1 °C font du mois d'Août le plus chaud de l'année. Le mois le plus froid de l'année est celui de janvier avec une température moyenne minimale de 8,9 °C.

Bassin Côtiers Oranais à la station d'Es-Senia : La température moyenne annuelle y est de 17,8 °C à Es-Senia. Les précipitations annuelles moyennes sont de l'ordre de 340 mm.

avec une moyenne de 51,8 mm, affiche les précipitations les plus importantes. Avec une température moyenne maximale de 31,9 °C, le mois d'août est le plus chaud de l'année. Au mois de janvier, la température moyenne minimale est de 5,4 °C. est, de ce fait, le mois le plus froid de l'année.

Bassin Moyen Cheliff à la station de Cheliff : En moyenne, la température à Cheliff est de 19,3 °C. Il tombe en moyenne 350 mm de pluie par an. Le mois le plus sec est juillet avec seulement 1 mm. En Novembre, les précipitations sont les plus importantes de l'année avec une moyenne de 46 mm. Le mois le plus chaud de l'année est août avec une température moyenne maximale de 37,6 °C.

de l'année. La température moyenne minimale est de 5,9 °C en cette période.

III.3 Méthodologie

III.3.1 Données utilisées

Les données ont été extraites de la banque de données de l'Office National de la météorologie (O.N.M) et de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (A.N.R.H). Pour chacune de ces sept (07) stations, nous avons procédé à l'analyse des séries thermo-pluviométriques suivantes :

- À l'échelle annuelle, une série des températures moyennes maximales constituées de la moyenne des températures mensuelles les plus élevées (de septembre à août) mesurées chaque année pendant la période 1972-2013. Aux échelles saisonnières, deux séries des températures moyennes maximales constituées de la moyenne des températures mensuelles les plus élevées en hiver (de septembre à mars) et en été (d'avril à août) mesurées chaque année pendant la période (1972-2013). De la même façon, on a aussi constitué trois séries (une série annuelle et deux séries saisonnières) des températures minimales et trois autres séries des températures moyennes.
- En fin et en ce qui concerne les pluies à l'échelle annuelle, on a constitué la série des totaux pluviométriques annuels constituée de la somme totale de la quantité de pluies mensuelles (de septembre à août) mesurées chaque année pendant la période (1972-2013). Aux échelles saisonnières, on a constitué deux séries des totaux pluviométriques constituées de la somme totale de la quantité de pluies mesurées en hiver (de septembre à février) et en été (de mars à août) mesurées chaque année pendant la période (1972-2013).

Quant aux indices climatiques, nous avons retenu quatre (04) indices dont l'influence sur la température et les pluies en Algérie a déjà été démontrée par plusieurs auteurs :

- L'Oscillation nord-atlantique (NAO). Cet indice climatique mesure la variation de la pression au-dessus du bassin océanique de l'Atlantique Nord. Il est exprimé par 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 ;
- L'Oscillation australe/El Nino (ENSO). C'est un phénomène océano-atmosphérique qui mesure des fluctuations à grande échelle de la pression atmosphérique et de la température des eaux de surface du bassin Pacifique Tropical dans l'hémisphère Sud. Ses impacts climatiques affectent tout le globe. Il est calculé à partir de la différence de pressions mesurées aux de Tahiti et de Darwin ;
- L'Oscillation méditerranéenne (MOI). Elle mesure la variabilité barométrique, thermique et pluviométrique entre les extrémités du bassin méditerranéen. L'indice associé à ce phénomène est calculé à partir de la différence de pression normalisée entre Alger et le Caire ;
- L'Oscillation ouest méditerranéenne (WMO). Beaucoup plus localisée que le précédent (MOI), la WMO mesure la différence de pression entre les régions du nord de la péninsule italienne et le sud-ouest de la péninsule ibérique. Son indice est calculé à partir de la différence de pressions mesurées aux stations de Padoue (nord de l'Italie) et San Fernando (sud-ouest de l'Espagne).

Pour chacun de ces quatre indices climatiques, nous avons aussi constitué les trois séries suivantes :

- La série des moyennes annuelles constituées par la moyenne des valeurs des indices de douze mois (de septembre à août) pendant la période (1972-2013) ;
- La série des moyennes saisonnières hivernales constitué par la moyenne des valeurs des indices de six mois d'hiver (de septembre à février) pendant la période (1972-2013) ;

- La série des moyennes saisonnières estivales constitué par la moyenne des valeurs des indices de six mois d'été (de mars à août) pendant la période (1972-2013) ;

III.3.2 Analyse des tendances à long terme des moyennes des séries des températures et des pluies au moyen de la méthode de Mann-Kendall (MK)

L'analyse à long terme des variables climatiques a été effectuée au moyen de la méthode de Mann-Kendall (Kendall 1975; Mann 1945). Le choix de cette méthode se justifie par sa large utilisation en hydrologie et en climatologie (Yue et al. 2002). De plus, cette méthode conduit aux mêmes résultats que ceux obtenus par la méthode du coefficient de corrélation de rang de Spearman. Selon Mann (Mann 1945) et Kendall (Kendall 1975) ce test non paramétrique, basé sur le rang, permet de déterminer si la corrélation entre le temps et la variable analysée est significative ou pas. Soit (x_1, x_2, \dots, x_n) un échantillon de valeurs indépendantes relatives à une variable aléatoire X dont on cherche à évaluer la stationnarité ou la tendance à long terme.

La statistique de Mann-Kendall est définie comme suit :

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n sig(X_i - X_j) \dots \dots \dots (III. 01)$$

Où X_i et X_j sont les valeurs séquentielles des données et n la taille de l'échantillon. La statistique du test est calculée en dénombrant, pour tous les couples $(X_i - X_j)_{i < j}$, le nombre de cas où la seconde valeur est supérieure à la première, et le nombre de cas où la seconde l'est inférieure, puis en faisant la différence entre ces deux quantités. La présence d'une tendance statistiquement significative est évaluée en utilisant la valeur du score Z :

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{var(S)}} & si S > 0 \\ 0 & si S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{var(S)}} & si S < 0 \end{cases} \dots \dots \dots (III.02)$$

Une valeur positive (ou négative) du score Z indique une tendance à long terme ascendante (ou descendante) et sa significativité est comparée à la valeur critique ou seuil de significativité du test. Les valeurs critiques du score Z au niveau de confiance de 95% sont -1,96 et

confiance de 95% est 0,05. Si le score Z est compris entre -1,96 et 1,96, p-valeur sera supérieure à 0,05, l'hypothèse nulle ne peut être rejetée.

III.3.3 Analyse des ruptures des moyennes des séries des températures et des pluies au moyen de la méthode de Lombard

Étant donné que la méthode de MK ne permet pas de détecter la date et la nature (abrupte ou progressive) des ruptures des moyennes d'une série statistique, nous avons appliqué à la seconde étape, la méthode de Lombard (Lombard 1987; Quessy et al. 2011). Le choix de cette méthode se justifie par le fait qu'elle permet de détecter une rupture du type abrupt ou progressif. Il s'agit donc d'une méthode générale à l'opposé de toutes les autres méthodes utilisées en climatologie et en hydrologie pour détecter les ruptures des moyennes (e.g. la méthode de Pettitt). De ce fait, ces autres méthodes, qui sont particulières, ne peuvent détecter que des ruptures de type abrupt, ce qui les rend moins performantes que la méthode de Lombard. A présent, supposons une série d'observations, dénotées X_1, \dots, X_n , où X_i est l'observation au temps $T = i$. Ces valeurs sont supposées indépendantes. Une question intéressante consiste à vérifier si la moyenne de cette série a changé. Si μ_i est la moyenne théorique de X_i , alors un scénario possible est donné par le Smooth-Change Model de Lombard, c'est-à-dire;

$$\mu_i = \begin{cases} \theta_1 & \text{if } 1 \leq i \leq T_1 \\ \theta_1 + \frac{(i - T_1)(\theta_2 - \theta_1)}{T_2 - T_1} & \text{if } T_1 < i \leq T_2 \\ \theta_2 & \text{if } T_2 < i \leq n \end{cases} \dots\dots\dots(III.03)$$

Ainsi, la moyenne passe graduellement de θ_1 à θ_2 entre les temps T_1 et T_2 . Un cas particulier se présente et qui est la rupture abrupte, lorsque $T_2 = T_1 + 1$.

Pour tester formellement si la moyenne d'une série est stable ou suit le modèle (III.3), on peut utiliser la procédure statistique de Lombard (Lombard 1987). À cette fin, soit R_i , le rang de X_i parmi X_1, \dots, X_n . Prenons la fonction score de Wilcoxon, c'est-à-dire $\phi(u) = 2u - 1$, et définissons le score de X_i par

$$Z_i = \frac{1}{\sigma_\phi} \left\{ \phi \left(\frac{R_i}{n+1} \right) - \bar{\phi} \right\}, \quad i \in \{1, \dots, n\} \dots\dots\dots(III.04)$$

Où

$$\phi = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \phi \left(\frac{i}{n+1} \right) \text{ et } \sigma_\phi^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left\{ \phi \frac{i}{n+1} - \bar{\phi} \right\}^2 \dots\dots\dots(III.05)$$

La statistique de du test de Lombard est :

$$S_n = \frac{1}{n} \sum_{T_1=1}^{n-1} \sum_{T_2=T_1+1}^n L_{T_1 T_2}^2 \dots\dots\dots(III.06)$$

Où

$$L_{T_1 T_2} = \sum_{j=T_1+1}^{T_2} \sum_{i=1}^j Z_i \dots\dots\dots(III.07)$$

Selon cette méthode, il y a une rupture significative de la moyenne dans une série statistique lorsque la valeur calculée S_n de Lombard de l'équation (III.06) sur l'échantillon (série d'observations) est supérieure à 0.0403, qui est la valeur-seuil théorique de la méthode de Lombard au seuil de probabilité de 5%.

III.3.4 Analyse de la relation entre les variables climatiques et les indices climatiques au moyen de l'analyse canonique de corrélation

Enfin, à la dernière étape, nous avons appliqué l'analyse canonique des corrélations (CC) afin de déterminer le lien entre les variables climatiques et les indices climatiques aux sept (07) stations analysées. La CC est une méthode largement utilisée en climatologie et en hydrologie pour analyser la corrélation entre deux groupes de variables : un groupe de variables indépendantes et un autre groupe de variables dépendantes. Dans le cas de notre étude, le groupe de variables indépendantes est constitué des quatre (04) indices climatiques et celui des variables dépendantes, par les températures (maximales, minimales et moyennes) et les pluies. La CC consiste à extraire des axes canoniques (V et W) dans les deux groupes. V étant les axes canoniques extraits du groupe des variables dépendantes et W, les axes canoniques extraits du groupe des variables indépendantes. Puis, ces axes canoniques sont

corrélés entre eux selon l'ordre V_1 à W_1, \dots, V_n à W_n . L'interprétation des résultats de la CC est principalement fondée sur la matrice des coefficients canoniques de structure qui permet de relier les axes canoniques aux variables originales. L'exposé détaillé de cette méthode est présentée dans ce qui suit 'extrait d' Afifi and Clark (Afifi and Clark 1996).

La CC a été appliqué à une matrice constituée de neuf (09) colonnes (Stations variables climatiques

Ce nombre total de lignes permet de justifier l'application de la CC, et ce, malgré le fait que le nombre d'années d'observation des variables climatiques soit inférieur à 45 années (1972-2013). Rappelons que les données des températures et des précipitations ont été standardisées à l'instar de celles des indices climatiques.

III.3.4.1 Analyse des corrélations canoniques

Nous supposons que les variables observées sur les mêmes individus permettent de se séparer naturellement en deux groupes. Nous cherchons une combinaison linéaire des variables du premier groupe (U_1) et une autre combinaison linéaire des variables du deuxième groupe (V_1) qui possède le plus grand coefficient de corrélation. Ces deux nouvelles variables ; U_1 et V_1 appelées variables canoniques, sont construites en imposant une variance unitaire. Ensuite, nous cherchons une deuxième combinaison linéaire calculée sur chacun des groupes de variables qui ont la deuxième plus grande corrélation. Les nouvelles variables trouvées, U_2 et V_2 , doivent être indépendantes des premières. Nous continuons jusqu'à ce que s combinaisons linéaires soient trouvées qui seront associées à s variables canoniques et à ' s ' coefficients de corrélation, appelés coefficients de corrélation canonique. ' s ' est le minimum du nombre de variables du premier ou du deuxième groupe. Il faut, cependant, s'assurer que les observations sur chaque groupe de variables forment deux matrices de rang plein. Si elles ne le sont pas, nous pourrions les rendre de rang plein aisément, car il n'y a pas de perte d'informations.

Calcul des corrélations canoniques sur la population

Soient les variables du premier et du deuxième groupe qui sont respectivement

$$X_{P \times 1} = \begin{pmatrix} X_1 \\ \vdots \\ X_P \end{pmatrix} \text{ et } Y_{q \times 1} = \begin{pmatrix} Y_1 \\ \vdots \\ Y_q \end{pmatrix}$$

dont la matrice de variance-covariance est :

$$\Sigma = \begin{pmatrix} \sum_{XX} & \sum_{XY} \\ \sum_{YX} & \sum_{YY} \end{pmatrix}$$

Nous voulons trouver la corrélation maximale entre une combinaison linéaire du vecteur X et une combinaison linéaire du vecteur $U_1 = a'_1 X$ et $V_1 = b'_1 Y$, doivent être de variance unitaire. Les vecteurs; $a'_1 = (a_{11} \dots a_{1p})$ et $b'_1 = (b_{11} \dots b_{1p})$ sont appelés les vecteurs canoniques et leurs éléments sont les poids canoniques. Nous avons donc:

$$\begin{aligned} \text{Corr}(U_1, V_1) &= \frac{\text{Cov}(U_1, V_1)}{\sqrt{\text{Var}(U_1)}\sqrt{\text{Var}(V_1)}} = \frac{\text{Cov}(a'_1 X, b'_1 Y)}{\sqrt{\text{Var}(a'_1 X)}\sqrt{\text{Var}(b'_1 Y)}} \\ &= \frac{a'_1 \sum_{XY} b_1}{\sqrt{a'_1 \sum_{XX} a_1} \sqrt{b'_1 \sum_{YY} b_1}} \dots \dots \dots \text{(III.0)} \end{aligned}$$

Étant donné que la corrélation est invariante sous les changements d'échelles, nous pouvons donc imposer la contrainte que les variances de U_1 et V_1 sont unitaires. Pour que cette corrélation soit maximale, nous devons maximiser $\text{Cov}(U_1, V_1)$ sous la contrainte $\text{Var}(U_1) = \text{Var}(V_1) = 1$. Le Lagrangien de la fonction à maximiser sous contrainte est donc:

$$V = a'_1 \sum_{XY} b_1 - \lambda_a (a'_1 \sum_{XX} a_1 - 1) - \lambda_b (b'_1 \sum_{YY} b_1 - 1) \dots \dots \dots \text{(III.0)}$$

Où λ_a et λ_b sont les multiplicateurs de Lagrange. Le maximum sera atteint lorsque:

$$\frac{\partial V}{\partial a_1} = 0 \text{ et } \frac{\partial V}{\partial b_1} = 0$$

Nous devons donc résoudre les équations suivantes:

$$\frac{\partial V}{\partial a_1} = \sum_{XY} b_1 - 2\lambda_a \sum_{XX} a_1 = 0 \dots \dots \dots \text{(III.10)}$$

$$\frac{\partial V}{\partial b_1} = \sum_{YX} a_1 - 2\lambda_b \sum_{YY} b_1 = 0 \dots \dots \dots \text{(III.11)}$$

En multipliant III.10 par a'_1 et III.11 par b'_1 et en sachant que $a'_1 \sum_{XX} a_1 = b'_1 \sum_{XX} b_1 = 1$ et Que $a'_1 \sum_{XY} b_1 = b'_1 \sum_{YX} a_1$, nous obtenons :

$$\begin{aligned} 2\lambda_a &= a'_1 \sum_{XY} b_1 \\ 2\lambda_b &= b'_1 \sum_{YX} a_1 \\ \Rightarrow 2\lambda_a &= 2\lambda_b \end{aligned}$$

Posons $\lambda_1 = 2\lambda_a = 2\lambda_b$ avec l'équation III.08 nous savons que

$$Corr(U_1, V_1) = a_1' \sum_{XY} b_1 = 2\lambda_a = 2\lambda_b = \lambda_1 \dots\dots\dots(III.12)$$

Alors de l'équation (III.11) nous avons

$$\sum_{XY} b_1 = \lambda_1 \sum_{XX} a_1 \dots\dots\dots(III.13)$$

$$\sum_{YX} a_1 = \lambda_1 \sum_{YY} b_1 \dots\dots\dots(III.14)$$

Donc de l'équation (III.13) : $a_1 = \lambda_1^{-1} \sum_{XX}^{-1} \sum_{XY} b_1$ et en substituant dans l'équation (III.14) nous avons

$$\lambda_1^{-1} \sum_{YX} \sum_{XX}^{-1} \sum_{XY} b_1 = \lambda_1 \sum_{YY} b_1$$

En multipliant par λ_1 et par \sum_{YY}^{-1} des deux côtés , nous obtenons

$$(\sum_{YY}^{-1} \sum_{YX} \sum_{XX}^{-1} \sum_{XY} - \lambda_1^2) b_1 = 0 \dots\dots\dots(III.15)$$

De la même façon, l'équation (III.14) : $b_1 = \lambda_1^{-1} \sum_{YY}^{-1} \sum_{YX} a_1$ et en substituant dans l'équation (III.13), nous avons

$$\lambda_1^{-1} \sum_{XY} \sum_{YY}^{-1} \sum_{YX} a_1 = \lambda_1 \sum_{XX} a_1$$

En multipliant par λ_1 par \sum_{XX}^{-1} des deux côtés nous obtenons

$$(\sum_{XX}^{-1} \sum_{XY} \sum_{YY}^{-1} \sum_{YX} - \lambda_1^2) a_1 = 0 \dots\dots\dots(III.16)$$

Alors, de l'équation (III.15) et (III.16), nous sommes en présence d'un problème de valeurs et vecteurs propres d'une matrice carrée. λ_1^2 est la valeur propre commune de la matrice $\sum_{YY}^{-1} \sum_{YX} \sum_{XX}^{-1} \sum_{XY}$ et de la matrice $\sum_{XX}^{-1} \sum_{XY} \sum_{YY}^{-1} \sum_{YX}$ et les vecteurs b_1 et a_1 sont les vecteurs propres des matrices respectives associés à la même valeur propre λ_1^2 . Pour simplifier l'écriture, posons :

$$E_1 = \sum_{YY}^{-1} \sum_{YX} \sum_{XX}^{-1} \sum_{XY} , E_2 = \sum_{XX}^{-1} \sum_{XY} \sum_{YY}^{-1} \sum_{YX} \dots\dots\dots(III.17)$$

Étant donné que $\lambda_1 = a_1' \sum_{XY} b_1$ était la quantité à maximiser, λ_1^2 est donc la plus grande valeur propre commune possible des matrices **E₁** et **E₂**. Le plus grand coefficient de corrélation entre une combinaison linéaire de **X** et une combinaison linéaire de **Y** est donc la racine carrée de la plus grande valeur propre commune des matrices **E₁** et **E₂** en vertu de l'équation (III.12).

La seconde plus grande corrélation est la racine carrée de la deuxième plus grande valeur propre commune des matrices **E₁** et **E₂**. Les vecteurs canoniques **a₂** et **b₂** sont les vecteurs propres de ces matrices associés à la deuxième plus grande valeur propre.

Comme les observations des deux groupes de variables (*p* variables et *q* variables) forment deux matrices de rang plein : \sum_{XY} sera de rang *s* où $s = \min(p, q)$.

Donc E_1 et E_2 auront au plus s valeurs propres communes (λ_i^2). Nous aurons s coefficients de corrélations canoniques, s paires de variables canoniques (U_i, V_i) et $2 \times s$ combinaisons linéaires associées (vecteurs canoniques a_i et b_i).

En posant les matrices $A = (a_1 \dots a_s)$ et $B = (b_1 \dots b_s)$ composées des vecteurs canoniques, les variables canoniques U_i et V_i s'écrivent donc sous la forme matricielle suivante:

$$U_{s \times 1} = \begin{pmatrix} U_1 \\ \vdots \\ U_s \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a_1' X \\ \vdots \\ a_s' X \end{pmatrix} = A' X \dots\dots\dots(III.18)$$

$$V_{s \times 1} = \begin{pmatrix} V_1 \\ \vdots \\ V_s \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} b_1' X \\ \vdots \\ b_s' X \end{pmatrix} = B' X \dots\dots\dots(III.19)$$

~~Non~~ Nous avons donc trouvé s paires de combinaisons linéaires sur X et Y . La première paire (U_1, V_1) est de corrélation maximale, la deuxième paire (U_2, V_2) est de corrélation maximale orthogonale à (U_1, V_1) et ainsi de suite. Étant donné que ces U_i et V_i sont construites avec les vecteurs propres de E_1 et E_2 associés aux mêmes valeurs propres, il serait facile de démontrer (les propriétés suivantes:

Propriétés des variables canoniques

Pour U_i et V_i, i, j

1. Les U_i sont non corrélées pour $i \neq j$
2. Les V_i sont non corrélées pour $i \neq j$
3. Les U_i sont non corrélées avec les V_j sauf pour $i = j$
4. La corrélation entre U_i et $V_i = \lambda_i$

L'information sur l'association entre les U_i et $V_i, i = 1, \dots, S$, peut être facilement visualisée par la matrice de variance-covariance suivante :

$$\begin{pmatrix} 1 & \dots & 0 & \lambda_1 & \dots & 0 \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & \dots & 1 & 0 & \dots & \lambda_s \\ \lambda_1 & \dots & 0 & 1 & \dots & 0 \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & \dots & \lambda_s & 0 & \dots & 1 \end{pmatrix}$$

et qui nous permet d'isoler quelques covariances bien choisies. Il est alors beaucoup plus simple de se faire une idée générale des relations entre les groupes qu'avec la matrice de covariance Σ_{XY} , surtout si p et q sont grands.

III.4 RÉSULTATS

III.4.1 Variabilité temporelle des températures et des pluies

Les résultats de l'analyse de la tendance à long terme des températures et des pluies (Cf. Fig. III.2) au moyen de la méthode MK sont présentés dans la figure III.3.

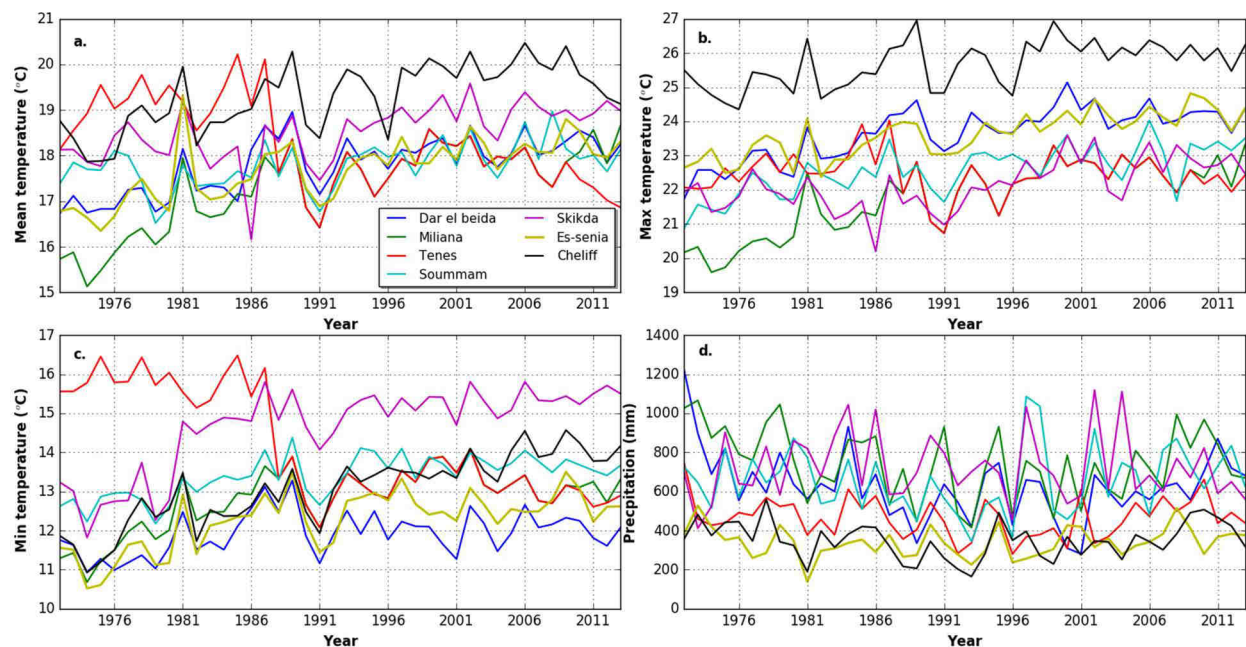


Figure III.2 Variation interannuelle a- de la température moyenne annuelle ($^{\circ}$ C); b- température moyenne annuelle maximale ($^{\circ}$ C), c- la température minimale moyenne annuelle ($^{\circ}$ C) et d- les précipitations annuelles totales (mm).

À l'échelle annuelle, en ce qui concerne la température maximale, à l'exception de la station de Ténès, la variabilité temporelle de la température est caractérisée par une tendance à long terme significative positive. Quant aux températures minimales et moyennes, la tendance à long terme devient statistiquement significative à toutes stations. Toutefois, à la station de Ténès, cette tendance à long terme est négative, c'est-à-dire que cette station connaît une diminution significative des températures minimales et moyennes contrairement aux six (06) autres stations. À l'échelle saisonnière, aussi bien en hiver qu'en été, la tendance à long terme est quasi-identique à celle observée à l'échelle annuelle. De ce fait, la variabilité temporelle des températures se caractérise par une hausse des températures maximales, minimales et

moyennes à l'exception de la station de Ténès où ces températures ont tendance à diminuer significativement dans le temps. En revanche, en été et toujours dans cette station la tendance à long terme de la température maximale devient positive et n'est plus statistiquement significative pour les températures moyennes. En hiver, elle n'est plus non plus statistiquement significative à la station de Chlef pour les températures maximales et à la station de soummam pour les températures moyennes. Quant aux pluies, la tendance à long terme n'est statistiquement significative à dans aucune des stations aussi bien à l'échelle annuelle qu'aux échelles saisonnières. Ainsi, et malgré le changement généralisé de la température, les totaux pluviométriques n'ont ni augmenté ni diminué dans le temps.

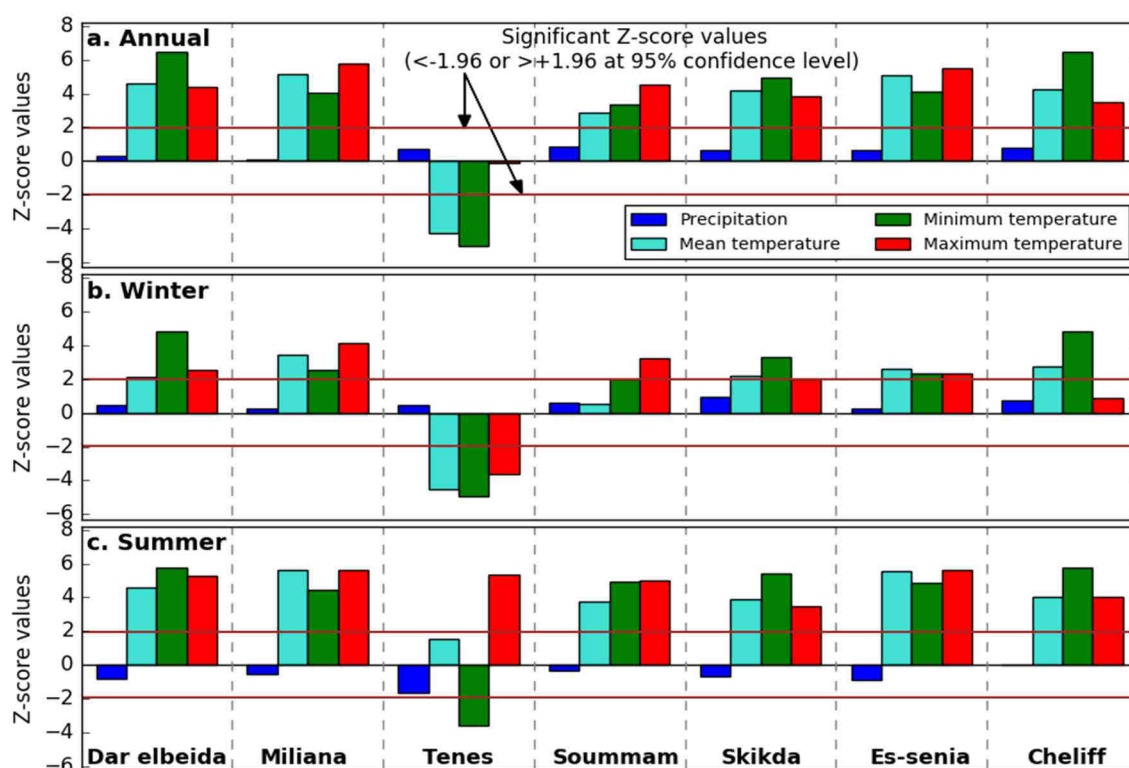


Figure III.3 Valeurs de Z (scores) calculées par la méthode de Mann-Kendall appliquées aux séries des températures et des pluies pendant la période (1970-2013). Les deux lignes rouges représentent les valeurs critiques théoriques n du test de Mann-Kendall au seuil de probabilité de 5%.

Pour déterminer les dates de rupture des moyennes des séries thermo-pluviométriques, on a appliqué la méthode de Lombard. Les résultats obtenus par cette méthode sont consignés aux tableaux III.2, III.3 et III.4.

Tableau III.2 Résultats de l'analyse de la température et des précipitations au moyen de la méthode de Lombard à l'échelle annuelle pendant la période 1972-2013. Valeurs S_n du test de Lombard.

| Stations | Tmax | | Tmin | | Tmoy | | Précipitation | |
|--------------|---------------|-----------|---------------|-----------|---------------|-----------|---------------|-------|
| | S_n | T1-T2 | S_n | T1-T2 | S_n | T1-T2 | S_n | T1/T2 |
| Dar El Beida | 0,1956 | 1973-1988 | 0,0540 | 1979-1980 | 0,1645 | 1973-1988 | 0,0116 | - |
| Miliana | 0,2413 | 1973-1999 | 0,1388 | 1973-1986 | 0,2156 | 1973-1999 | 0,0231 | - |
| Tenes | 0,0014 | - | 0,2288 | 1986-1989 | 0,1744 | 1987-1988 | 0,0040 | - |
| Soummam | 0,1701 | 1973-1999 | 0,1435 | 1979/1986 | 0,0946 | 1992-1993 | 0,0079 | - |
| Skikda | 0,1835 | 1991-1996 | 0,2041 | 1978-1985 | 0,1953 | 1991-1996 | 0,0039 | - |
| Es Senia | 0,2568 | 1972-2005 | 0,1580 | 1972-1988 | 0,2072 | 1972-2001 | 0,0077 | - |
| Chlef | 0,1366 | 1974-2000 | 0,2908 | 1973-1986 | 0,2040 | 1973-2000 | 0,0072 | - |

Les valeurs significatives S_n sont indiquées en gras. Les T1 et T2 représentent respectivement les années de début et de fin des changements importants dans les valeurs moyennes d'une série donnée.

Ils confirment les résultats de l'analyse de la tendance à long terme. Toutes les séries des températures dont les tendances à long terme sont significatives sont affectées par une rupture significative de leurs moyennes, à l'exception de la série de la température maximale de la station de Ténès. Pour les températures maximales, il est intéressant de noter que la presque totalité de ces ruptures est de type progressif, à l'exception des stations d'Es Senia et de Skikda en hiver. La plupart de ces ruptures ont débuté au début de la décennie 1970, et se sont terminées vers la fin de la décennie 1990 et le début de la décennie 2000. Pour les températures minimales et moyennes, la quasi-totalité des ruptures sont aussi de type progressif. Mais, elles ne sont pas synchrones à celles des températures maximales. Néanmoins, elles ont débuté aussi pendant la décennie 1970. Le caractère progressif de ces ruptures traduit en fait un changement lent des moyennes de la température. Il s'ensuit que le réchauffement qui affecte la côte méditerranéenne de l'Algérie est lent. Quant aux pluies, aucune série n'est affectée par aucune rupture de moyenne, confirmant ainsi le résultat obtenu avec la méthode de Mann-Kendall.

Tableau III.3 valeurs S_n du test de Lombard à l'échelle saisonnière hivernale

| Stations | Tmax | | Tmin | | Tmoy | | Précipitation | |
|--------------|---------------|-----------|---------------|-----------|---------------|-----------|---------------|-------|
| | S_n | T1-T2 | S_n | T1-T2 | S_n | T1/T2 | S_n | T1-T2 |
| Dar El Beida | 0,0719 | 1972-1986 | 0,1890 | 1972-2008 | 0,0447 | 1972-1984 | 0,0110 | - |
| Miliana | 0,1404 | 1972-1988 | 0,0597 | 1972-1986 | 0,104 | 1972-1986 | 0,0124 | - |
| Ténès | 0,1827 | 1986-1987 | 0,2496 | 1986-1987 | 0,2364 | 1986-1987 | 0,0071 | - |
| Soummam | 0,0937 | 1972-1994 | 0,0417 | 1981-1982 | 0,0040 | - | 0,0098 | - |
| Skikda | 0,0478 | 1992-1993 | 0,1070 | 1981-1982 | 0,0501 | 1974-1976 | 0,0010 | - |
| Es Senia | 0,0543 | 1992-1993 | 0,0487 | 1979-1980 | 0,0573 | 1975-1976 | 0,0165 | - |
| Chlef | 0,0082 | - | 0,1890 | 1972-2008 | 0,0732 | 1975-1976 | 0,0044 | - |

Les valeurs significatives S_n sont indiquées en gras. Les T1 et T2 représentent respectivement les années de début et de fin des changements importants dans les valeurs moyennes d'une série donnée.

Tableau III.4 Valeurs S_n du test de Lombard à l'échelle saisonnière estivale.

| Stations | Tmax | | Tmin | | Tmoy | | Précipitation | |
|-------------|---------------|-----------|---------------|-----------|---------------|-----------|---------------|-------|
| | S_n | T1-T2 | S_n | T1-T2 | S_n | T1-T2 | S_n | T1-T2 |
| Dar ElBeida | 0,2421 | 1972-1999 | 0,2816 | 1972-2001 | 0,1976 | 1984-1985 | 0,0079 | - |
| Miliana | 0,2655 | 1972-1998 | 0,1644 | 1972-1986 | 0,2717 | 1972-1999 | 0,0058 | - |
| Ténès | 0,2610 | 1972-1998 | 0,1322 | 1986-1986 | 0,0292 | - | 0,0291 | - |
| Soummam | 0,1916 | 1972-1999 | 0,2375 | 1976-1998 | 0,1542 | 1990-1998 | 0,0049 | - |
| Skikda | 0,1765 | 1995-1996 | 0,2441 | 1972-2001 | 0,1938 | 1994-1996 | 0,0067 | - |
| Es Senia | 0,2761 | 1972-2001 | 0,2181 | 1973-1195 | 0,2412 | 1972-2001 | 0,0100 | - |
| Chlef | 0,1683 | 1974-1998 | 0,2816 | 1972-2001 | 0,1650 | 1972-1999 | 0,0047 | - |

Les valeurs significatives S_n sont indiquées en gras. Les T1 et T2 représentent respectivement les années de début et de fin des changements importants dans les valeurs moyennes d'une série donnée.

III.4.2 Relation entre les températures, les pluies et les indices climatiques

Les résultats de la CC appliquées pour analyser la relation entre les températures, les pluies et les indices climatiques sont présentés aux tableaux III.5, III.6, III.7 et III.8. Le tableau III.6 révèle que les trois premiers coefficients de corrélation canonique sont statistiquement significatifs, aussi bien à l'échelle annuelle qu'aux échelles saisonnières. Quant aux coefficients de structure, à l'échelle annuelle (Cf. Tableau III.6), les températures sont significativement corrélées à V1. Cette corrélation est positive. Les pluies ne sont corrélées à aucun axe canonique statistiquement significatif. Quant aux indices climatiques, WEMOI est corrélée négativement à W1 et la MOI l'est positivement à W3. Étant donné que V1 est corrélé à W1, il s'ensuit que les températures sont corrélées négativement à l'indice climatique WEMOI. En appliquant le même raisonnement à l'échelle saisonnière, les températures minimales et moyennes sont corrélées négativement aux indices MOI et WEMOI. La température maximale et les pluies ne sont corrélées significativement à aucun indice climatique. Enfin, en été, les températures sont corrélées négativement l'indice WEMOI et les pluies le sont négativement à l'indice SOI. À la fin, il est intéressant de noter que les pluies et l'indice SOI sont corrélés positivement aux deux quatrièmes axes canoniques en hiver (Cf. Tableau III.7) et à l'échelle annuelle (Cf. Tableau III.6).

Tableau III.5 Résultats de l'analyse de la relation entre les variables climatiques et les indices climatiques au moyen de l'analyse canonique des corrélations pendant la période (1970-2013). Les valeurs des coefficients de corrélation canonique

| | Annuel | | | Hiver | | | Été | | |
|-----|--------------|------|----------|--------------|------|----------|--------------|------|----------|
| | r | F | p-values | r | F | p-values | r | F | p-values |
| CC1 | 0,458 | 7,71 | | 0,442 | 6,58 | | 0,475 | 8,61 | |
| CC2 | 0,346 | 5,54 | | 0,294 | 4,27 | | 0,362 | 6,34 | |
| CC3 | 0,196 | 2,90 | 0,0215 | 0,194 | 2,89 | 0,0218 | 0,218 | 3,71 | 0,0055 |
| CC4 | 0,026 | 0,19 | 0,6597 | 0,036 | 0,38 | 0,5358 | 0,046 | 0,62 | 0,4299 |

Les valeurs de r statistiquement significatives sont indiquées en gras.

Tableau III.6 Coefficients de structure à l'échelle annuelle

| Variables | V1 | V2 | V3 | V4 | W1 | W2 | W3 | W4 |
|---------------|--------------|--------|--------|---------------|---------------|--------|--------------|--------------|
| Tmax | 0,649 | 0,105 | -0,034 | -0,814 | | | | |
| Tmin | 0,657 | 0,105 | 0,569 | -0,494 | | | | |
| Tmoy | 0,571 | -0,516 | -0,107 | -0,540 | | | | |
| Précipitation | 0,469 | 0,204 | -0,524 | 0,682 | | | | |
| MOI | | | | | -0,242 | 0,232 | 0,938 | -0,092 |
| WEMOI | | | | | -0,898 | 0,348 | -0,212 | -0,161 |
| NAO | | | | | -0,607 | -0,483 | 0,465 | 0,425 |
| SOI | | | | | 0,338 | 0,575 | -0,103 | 0,738 |
| EV (%) | 34,9 | 0,82 | 15,3 | 41,6 | 33,7 | 18,5 | 28,8 | 19 |

Les valeurs de coefficients de structure statistiquement significatives sont indiquées en gras.

Tableau III.7 Coefficients de structure en hiver

| Variables | V1 | V2 | V3 | V4 | W1 | W2 | W3 | W4 |
|---------------|---------------|--------------|--------|--------------|--------------|--------|---------------|--------------|
| Tmax | -0,585 | 0,787 | -0,144 | -0,132 | | | | |
| Tmin | -0,925 | 0,178 | 0,248 | -0,225 | | | | |
| Tmoy | -0,794 | 0,437 | -0,282 | -0,315 | | | | |
| Précipitation | -0,212 | -0,487 | -0,075 | 0,844 | | | | |
| MOI | | | | | 0,751 | 0,469 | 0,403 | -0,232 |
| WEMOI | | | | | 0,602 | -0,353 | -0,652 | -0,297 |
| NAO | | | | | 0,556 | -0,301 | 0,773 | -0,045 |
| SOI | | | | | 0,261 | 0,132 | -0,190 | 0,937 |
| EV (%) | 46,8 | 27 | 4,2 | 22 | 32,6 | 11,3 | 30,6 | 25,6 |

Les valeurs de coefficients de structure statistiquement significatives sont indiquées en gras.

Tableau III.8 Coefficients de structure en été

| Variables | V1 | V2 | V3 | V4 | W1 | W2 | W3 | W4 |
|---------------|--------------|---------------|--------|--------|---------------|--------------|---------------|--------|
| Tmax | 0,640 | -0,508 | -0,546 | 0,261 | | | | |
| Tmin | 0,666 | -0,671 | -0,408 | -0,407 | | | | |
| Tmoy | 0,689 | -0,399 | 0,157 | 0,285 | | | | |
| Précipitation | 0,285 | 0,826 | 0,482 | -0,068 | | | | |
| MOI | | | | | 0,391 | -0,082 | -0,740 | 0,541 |
| WEMOI | | | | | -0,757 | 0,353 | -0,473 | 0,281 |
| NAO | | | | | -0,349 | -0,045 | 0,530 | 0,771 |
| SOI | | | | | 0,423 | 0,849 | 0,250 | -0,193 |
| EV (%) | 35,2 | 38,7 | 18 | 8 | 25,7 | 21,4 | 27,9 | 25,1 |

Les valeurs de coefficients de structure statistiquement significatives sont indiquées en gras.

III.5 Discussion

L'analyse comparée de la variabilité temporelle de la température et des pluies en relation avec les indices climatiques aux sept (07) stations côtières de l'Algérie du Nord a mis en évidence les trois faits significatifs suivants :

1. En ce qui concerne la température, la tendance à long terme de sa variabilité temporelle est caractérisée par une hausse significative pendant la période (1972-2013), aussi bien à l'échelle annuelle qu'aux échelles saisonnières (hiver et été). La tendance vers l'assèchement compris entre 0,2 et 0,4°C par décennie dans le nord de l'Algérie, a été aussi constaté sur la période (1975-2005) selon le quatrième rapport du GIEC (Solomon et al. 2007). Des résultats similaires ont été détectés dans la Méditerranée par Giorgi (Giorgi 2002) et New (New et al. 2001)

pour différentes périodes de temps du 20^{ème} siècle. Cependant, Brunetti et al. (Brunetti et al. 2006) ont noté une tendance positive pour les températures moyennes d'environ 1 K par siècle sur toute l'Italie et que les tendances de la température maximale étaient plus fortes que celles de la température minimale au cours des cinquante (50) dernières années. Les mêmes tendances ont été constatées dans plusieurs régions du bassin méditerranéen, par exemple Philandras et al. (Philandras et al. 2015) dans la Méditerranée orientale et Driouech (Driouech 2006) en Maroc. La température moyenne a peu évolué avant les années 1970, puis s'est sensiblement élevée au cours des trente (30) dernières années en France (Ribes et al. 2010) et au Liban (Ramadan et al. 2013). Elle augmente significativement à partir de l'année 1990, en Grèce (Nastos et al. 2011) et en Turquie (Türkeş et al. 2002). L'analyse de Lombard a révélé que la plupart des ruptures des moyennes des séries de températures sont de type progressif. Mais, ces ruptures ne sont pas survenues de manière synchrone pour les températures maximales et minimales. Ces ruptures progressives suggèrent que la hausse de la température est lente, probablement en raison de l'influence maritime exercée par la mer Méditerranée qui tempère les fortes variations des températures.

2. Quant aux pluies, aucun changement significatif de la tendance à long terme et des moyennes des séries ne fut observé pendant la période étudiée. Cette absence de changement peut s'expliquer par le fait qu'en raison de la hausse lente de la température, le réchauffement qui en résulte ne peut entraîner une forte évaporation de l'eau ni entretenir des puissants mouvements convectifs qui favoriseraient la formation des nuages orageux. De plus, comme on le verra plus loin, la variabilité temporelle de la température et des pluies n'est pas corrélée aux mêmes indices climatiques. Ces constatations confirment que les études des tendances des précipitations existantes dans la littérature pour le bassin méditerranéen existent durant le 20^{ème} siècle et montrent des conclusions différentes, voire opposées, d'une zone à l'autre et d'une période à l'autre, dû à l'effet des caractéristiques spatiales et temporelles de chaque zone étudiée sur les résultats. Par exemple, Giorgi (Giorgi 2002) et Norrant and Douguédroit (Norrant and Douguédroit 2005), ont constaté des tendances négatives des précipitations hivernales sur le bassin méditerranéen pour le 20^{ème} siècle. Cependant, Xoplaki et

- al. (Xoplaki *et al.* 2004), ont montré que les tendances dans de nombreuses régions ne sont pas statistiquement significatives en raison de la grande variabilité à l'échelle régionale. En outre, des changements positifs significatifs dans les cumuls des précipitations hivernales ont été notés par plusieurs études sans qu'aucun changement significatif à l'échelle annuelle n'ait été relevé par ces mêmes études, n'a été relevé, notamment celle de Ribes *et al.* (Ribes *et al.* 2010) en France, Brunetti *et al.* (Brunetti *et al.* 2006) en Italie, Murat Karabulut *et al.* (Karabulut *et al.* 2008) en Turkey et celle de Gonzalez-Hidalgo *et al.* (Gonzalez-Hidalgo *et al.* 2009) en Iberian Peninsula (Espagne) et durant la période (1951-2000).
3. Enfin et en ce qui concerne la relation entre les indices climatiques et les variables climatiques, il ressort de cette étude que les températures sont mieux corrélées négativement à l'indice WEMO. Rappelons que cet indice climatique mesure la variation méridienne (nord-sud) de la pression dans la partie occidentale du bassin méditerranéen. En effet, cet indice climatique traduit la circulation méridienne des masses d'air tropicales (anticyclone des Açores) et tempérées (anticyclone de l'Europe Centrale) dans cette partie du bassin. En ce qui concerne le nord de l'Algérie, la corrélation négative observée entre le WEMO et les températures signifie que la phase positive de cet indice climatique correspond à des températures relativement élevées dans la région, vraisemblablement en raison de la prédominance de l'air chaud tropical associé à l'anticyclone des Açores comme l'ont démontré Martin-Vide et Lopez-Bustins dans leur schéma. Par ailleurs, il a été trouvé que cet indice corrèle positivement avec les températures moyennes de l'hiver en Serbie (Berdon 2013). Martín *et al.* (Martín *et al.* 2011) ont constaté que la phase positive WeMOi est significativement corrélée avec la température minimale de la surface de la mer et la phase négative WeMOi avec la température maximale de la surface de la mer dans le nord-ouest de la Méditerranée. Quant aux pluies, elles sont corrélées positivement avec le SOI. Cette relation a été mise en évidence dans d'autres régions d'Algérie (e.g. Meddi *et al.* 2010). De même, Mariotti *et al.* (Mariotti *et al.* 2002) ont constaté que les précipitations moyennes de l'automne ont une corrélation positive significative avec l'ENSO dans l'ouest de la Méditerranée et sont de signe opposé dans quelques régions en Espagne et au Maroc. Nicholson et Kim (NICHOLSON and KIM 1997) et Ward *et al.* (Ward *et al.*

1999) ont démontré que l'ENSO a une influence significative (diminution des précipitations) sur le nord-ouest de l'Afrique et le sud de l'Europe au printemps. Aussi, l'influence de l'ENSO a été identifiée dans la région de l'Atlantique Nord-européenne, principalement en hiver lors de ces événements extrêmes (Brönnimann et al. 2007; Pozo-Vázquez et al. 2001).

Il ressort de cette étude que les températures sont mieux corrélées aux deux indices locaux qui caractérisent la circulation atmosphérique au-dessus du bassin méditerranéen, alors que les pluies le sont à l'indice SOI ; un indice dont l'influence climatique s'étend à l'échelle de la planète. Il s'ensuit que la variabilité temporelle des températures est beaucoup plus influencée par la circulation générale locale, ceci expliquerait le refroidissement observé à la station de Ténès, alors que la variabilité temporelle des totaux pluviométriques serait beaucoup plus influencée par des mécanismes impliqués dans la circulation planétaire (SOI).

III.6 Conclusion

Il est bien établi qu'après la décennie 1970, la température a constamment augmenté dans le monde en général, et dans le bassin méditerranéen en particulier. Cette étude avait pour objectif l'analyse de la stationnarité des séries des températures (maximums, minimums et moyenne) et des pluies aux échelles annuelle et saisonnière mesurées aux sept (07) stations météorologiques, toutes situées dans la région côtière de l'Algérie pendant la période (1970-2013) d'une part, et leur relation avec quatre indices climatiques, d'autre part. Les méthodes de Mann-Kendall (analyse de la tendance à long terme) et de Lombard (analyse des ruptures des moyennes), ont révélé que les séries des températures sont globalement caractérisées par une tendance à long terme croissante avec des ruptures de moyennes progressives. Ceci traduit une hausse mais lente de la température depuis la décennie 1970. Quant aux pluies, aucune tendance à long terme significative ne fut observée. Enfin, l'analyse canonique des corrélations a révélé que les températures sont mieux corrélées avec l'indice climatique Western Mediterranean Oscillation (WeMOI) qui caractérise la circulation atmosphérique sur le bassin méditerranéen alors que les précipitations le sont avec l'indice atmosphérique à grande échelle tels que l'indice d'oscillation australe (Southern Oscillation Index 'SOI'). Étant donné l'importance des activités économiques tributaires de l'eau, et la forte densité de la population de cette région côtière, la hausse de la température, aussi

modérée soit-t-elle, doit être prise en compte dans la planification de la gestion des ressources hydriques.

Chapitre IV

Evolution du climat en Algérie (1951-2100)

IV.1 Introduction

Face à l'aridification et/ou à des changements parfois brusques du climat, la répartition actuelle des conditions climatiques sera réorganisée dans le monde, certains climats vont disparaître entièrement et de nouveaux climats sont attendus dans certaines régions (Williams et al. 2007). Le bassin méditerranéen, en raison de sa situation géographique qui le place entre les régions arides (Sahara entre autre) et humide (nord de l'Europe), n'a pas échappé à cette règle (Folland et al. 2001a; Lionello et al. 2006). Rappelons que ce bassin se trouve sous l'influence de la branche descendante de la circulation de Hadley en été et des flux d'ouest de l'océan Atlantique en hiver (Bolle 2003). C'est une zone de transition dans laquelle les systèmes extratropicaux et tropicaux sont en concurrence influençant l'occurrence d'événements climatiques modulés par le voisinage de la mer Méditerranée (Driouech et al. 2008). Cette région, dont l'Algérie fait partie, a été considérée comme la zone où il y a le plus de consensus entre les différents types de projections et types de modèles utilisés par GIEC en ce qui concerne la diminution dans le futur des totaux pluviométriques (Christensen et al 2007). Cependant, la résolution des modèles du GIEC, de 100 à 200 km, ne permet pas d'avoir suffisamment de détail régional. Utiliser des modèles régionaux du climat permet d'augmenter la résolution. Ceux-ci représentent plus finement une sous-partie du globe, en utilisant les simulations globales notamment pour décrire les conditions aux bords de cette sous-partie. Dans ce cas, la puissance des supercalculateurs est essentiellement mise au service de la résolution spatiale. Dans ce chapitre nous étudierons le climat de l'Algérie en termes de précipitations et de températures moyennes mensuelles en utilisant les projections futures sous deux types de scénarios d'émission par les différents modèles régionaux CORDEX-Africa à $0,44^\circ \times 0,44^\circ$. Pour ce faire, nous effectuons des analyses des tendances des précipitations et de températures ainsi que le climat moyen observées en Algérie pendant la période 1951-2005. Les résultats (tendances et climat moyen) seront comparés aux tendances estimées à base des sorties de huit (08) modèles régionaux climatiques CORDEX-Africa. Cela permettra de tester la capacité de ces modèles à reproduire le climat moyen et tendances

(températures et précipitations) dans la période historique avant de finir des tendances dans le futur (2005-2100). Pour la période future deux scénarios seront principalement utilisés à savoir le RCP4.5 et le RCP8.5.

IV.2 Données des observations

Entre les différents jeux de données météorologiques qui couvrent spatialement l'Algérie, on a choisi les données des températures et des précipitations mensuelles provenant des données mesurées sur une grille de résolution spatiale de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ de la dernière version du Climatic Research Unit (CRU Version TS.3.22 at $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ résolution) pour la période de 1951 à 2005. La base de Climate Research Unit (CRU) de l'université d'East Anglia est l'une des sources de données climatiques les plus utilisées. Ils fournissent les données de température et de précipitation avec une résolution de 0.5° et une couverture temporelle de 1901 à 2012.

IV.3 Simulations des modèles climatiques régionaux (MCR)

Nous utilisons des simulations effectuées avec les modèles climatiques régionaux (MCR) utilisées dans le cadre du programme de l'Expérience coordonnée de réduction d'échelle des prévisions météorologiques au niveau régional 'CORDEX-Africa' (Coordinated Regional climate Downscaling EXperiment) (<http://www.cordex.org/>). CORDEX est un exercice coordonné de simulations numériques du climat mis en œuvre conjointement par plusieurs centres de recherche dans le but de produire les données climatiques à l'échelle réduite sur 14 domaines régionaux (Amérique du Sud, Amérique centrale, Amérique du Nord, Afrique, Europe, Asie du sud, Asie de l'est, Asie centrale, Australasie, Antarctique, Arctique, Méditerranée (MED), Moyen-Orient et l'Afrique du Nord, Asie du Sud-est) (Giorgi et al. 2009; . Dans le cadre du CORDEX-african, les modèles climatiques régionaux ont utilisé les conditions aux limites de dix modèles de la circulation générale (MCG) atmosphère-océan (AO) de la 5^{ème} phase du projet d'inter-comparaison des modèles couplés (CMIP5) pour reproduire une nouvelle version des modèles climatiques régionaux pour la région d'Afrique. Dans notre travail, les simulations de précipitations et températures mensuelles du modèle climatique régional du Rossby Centre sur l'Afrique RCA4 ont été utilisées. Cette base de données est obtenue à partir du modèle régionale de l'Institut suédois de météorologie et d'hydrologie (SMHI), utilisant les condition aux limites de huit modèles

de la circulation générale (MCG) atmosphère-océan (AO) de la 5ème phase du projet d'inter-comparaison des modèles couplés (CMIP5) (Cf. Tableau IV.1) (2011; Nikulin et al. 2012). L'ensemble des données simulées (0,44°x 0,44°), couvre la période 1951-2100, se compose de la période historique (1951-2005) et la période de projections (2006-2100). La période de projection a été forcée par deux scénarios représentatifs d'évolution de concentration RCP4.5 et RCP8.5 (Representative Concentration Pathways) avec les conditions aux limites des modèles de la circulation générale (MCG) atmosphère-océan (AO).

Tableau IV.1 Modèle climatique régional et nom de l'institution des modèles de la circulation générale

| MCR (MCG) | Nom de l'institution de GCM (pays) |
|-------------------|---|
| RCA4 (CanESM2) | CCCma (Canada) |
| RCA4 (CNRM-CM5) | CNRM-CERFACS (France) |
| RCA4 (IPSL-CM5A) | IPSL (France) |
| RCA4 (MIROC5) | MIROC (|
| RCA4 (HadGEM2-ES) | MOHC (UK) |
| RCA4 (MPI-ESM-LR) | MPI-M (Germany) |
| RCA4 (NorESM1-M) | NCC (Norway) |
| RCA4 (GFDL-ESM2M) | NOAA-GFDL (USA) |

MCR (MCG): Modèle climatique régional (modèle de circulation générale)

IV.3.1 Trajectoires représentatives de concentration 'RCP'

Les trajectoires représentatives des concentrations de gaz à effet de Serre élaborées par le groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, le GIEC, dans le 5ème phase du projet d'inter-comparaison des modèles couplés (AR5) renferment un très sombre futur pour l'humanité toute entière et une multitude de formes de vies (IPCC 2013). Les RCP sont des scénarios de l'évolution des concentration de GES (dioxyde de carbone ou CO₂, méthane ou CH₄, protoxyde d'azote ou N₂O...), d'aérosol et de gaz chimiquement actifs, dans l'atmosphère sur la période 2006-2100, avec une extrapolation jusqu'à 2300 (IPCC 2013). Les scénarios sont présumés être tous directement liés aux émissions de CO₂ ; plus on émet du carbone, plus il fera chaud. Actuellement l'Humanité est en plein sur la trajectoire du pire des cas, le RCP8.5 qui nous amènera à un réchauffement Global moyen de 2°C pour l'an 2050 (IPCC 2013). Au nombre de quatre, ils ont été sélectionnés sur la base de 300 scénarios publiés dans la littérature de façon à couvrir une palette aussi large

que possible des trajectoires futures de forçage radiatif envisageables. Chacun de ces quatre scénarios RCP est étiqueté en fonction du forçage radiatif qu'il atteint en 2100 : 2.6 W/m^2 , 4.5 W/m^2 , 6 W/m^2 et 8.5 W/m^2 . La figure IV.1 représente ces scénarios, de même que les scénarios «SRES» anciennement utilisés dans le Quatrième Rapport d'Évaluation (AR4) de 2007.

Le scénario le plus optimiste, le RCP2.6 (très faibles émissions $\approx 490 \text{ ppm CO}_2 \text{ equiv}$), augmente jusqu'à $3,0 \text{ Wm}^{-2}$ puis descend à $2,6 \text{ Wm}^{-2}$ en 2100. Les scénarios RCP4.5 (faibles émissions $\approx 650 \text{ ppm CO}_2 \text{ equiv}$) et RCP6.0 (émissions moyennes $\approx 850 \text{ ppm CO}_2 \text{ equiv}$) se stabilisent respectivement à $4,2 \text{ Wm}^{-2}$ et à $6,0 \text{ Wm}^{-2}$ après 2100, alors que le scénario RCP8.5 (très hautes émissions $\approx 1370 \text{ ppm CO}_2 \text{ equiv}$) atteint $8,3 \text{ Wm}^{-2}$ en 2100 sur une trajectoire montante. Ces scénarios ne sont pas associés à des scénarios socioéconomiques précis comme l'étaient les scénarios «SRES» utilisés précédemment. Ils représentent plutôt des projections pouvant être réalisées par plus d'un scénario socioéconomique sous-jacent atteignant des émissions de GES et des valeurs de forçage radiatif similaires.

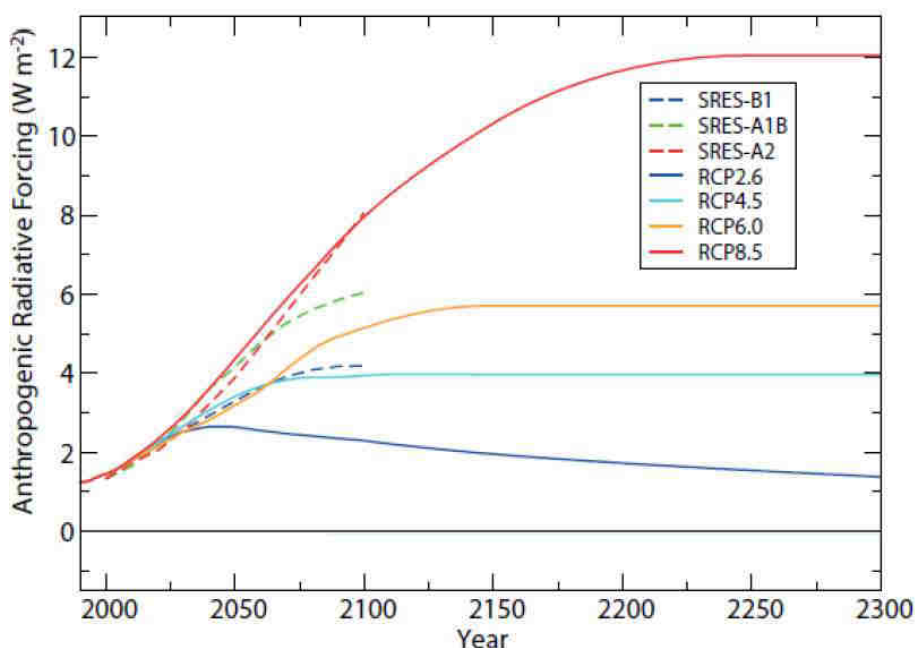


Figure IV.1 Évolution temporelle du forçage radiatif anthropogénique entre 2000 et 2300 pour les scénarios RCP (lignes continues) et comparaison aux scénarios SRES utilisés dans le AR4 (pointillé). (Tiré de [IPCC 2013](#)).

IV.4 Méthodologie

Dans notre étude, basée sur un ensemble de données des précipitations et de températures provenant de l'observation et des modèles de simulation, nous construisons les cartes du climat moyen et nous estimons les tendances linéaires pour la période historique 1951-2006. Par la suite, nous estimons les tendances linéaires sur deux périodes futurs en utilisant les deux scénarios RCP.

IV.5 Résultat**IV.5.1 Variabilité spatio-temporelle des précipitations et températures en Algérie durant la période d'observation 1951-2005**

En ce qui concerne la variabilité spatiale, les précipitations moyennes interannuelles et moyennes mensuelles calculées au moyen de données de Climatic Research Unit (CRU TS3. 22) sont présentées respectivement dans la figure IV.2 et IV.3, tandis que la répartition spatiale des températures moyennes interannuelles et moyennes mensuelles sont présentées respectivement dans la figure IV.4 et IV.5. La discussion sur les cartes des précipitations et des températures, établies dans le chapitre II, reste valable pour les cartes de la figure IV.2, IV.3, IV.4 et IV.5.

En ce qui concerne la variabilité temporelle, les résultats de la méthode de régression linéaire appliquée à la variabilité interannuelle et mensuelle des précipitations et des températures pendant la période 1951 à 2005 sont respectivement présentés dans les figures IV.2 (à droite), IV.3 (à droite), IV.4 (à droite) et IV.5 (à droite). Le taux d'augmentation et de diminution a été estimé au moyen de la pente de la régression linéaire dont 'mm/an' pour les précipitations et '°C/an' pour les températures. La figure IV.2 (à droite) montre la tendance des précipitations moyennes interannuelles en Algérie durant la période 1951-2001. De cette carte, on constate que les précipitations ont diminué dans tout le nord du pays. Aucun changement n'a été observé pour les précipitations dans le sud du pays. Le taux de la baisse de la pluviométrie annuelle diminue au fur et à mesure que l'on s'éloigne du littoral et dans la direction ouest-est. Le taux de la baisse des précipitations moyennes annuelles varie de -1,5 mm/an dans la région du nord-ouest à -0,5 mm/an dans le nord-est du pays. Entre le littoral et l'Atlas tellien, le taux de la diminution est de -1 mm/an environ.

L'examen des cartes des tendances des précipitations mensuelles en Algérie durant la période 1951-2005 (Cf. Figure IV.3 (à droite)), permet de diviser le taux de diminution dans le nord du pays en deux parties bien marquées : la baisse des précipitations mensuelles de $-0,3$ mm/an, qui s'étend du mois de janvier au juin et du mois d'octobre à décembre et l'augmentation de $+0,2$ mm/an, qui comprend les trois mois restants de l'année (juillet, août et septembre). Dans le sud du pays, une augmentation de $0,2$ mm/an a été constaté presque pour tous les mois.

La figure IV.4 (à droite) montre la tendance des températures annuelles en Algérie durant la période 1951-2005. Sur la carte, on constate une augmentation des températures sur tous le pays avec $^{\circ}\text{C}/\text{an}$ dans l'est du pays.

À partir des cartes des tendances des températures moyennes mensuelles en Algérie durant la période 1951-2005 (Cf. Figure IV.5 (à droite)), on constate une augmentation de février et une diminution de $-0,02$ $^{\circ}\text{C}/\text{an}$ a été constatée presque sur tous le pays pour les mois restants.

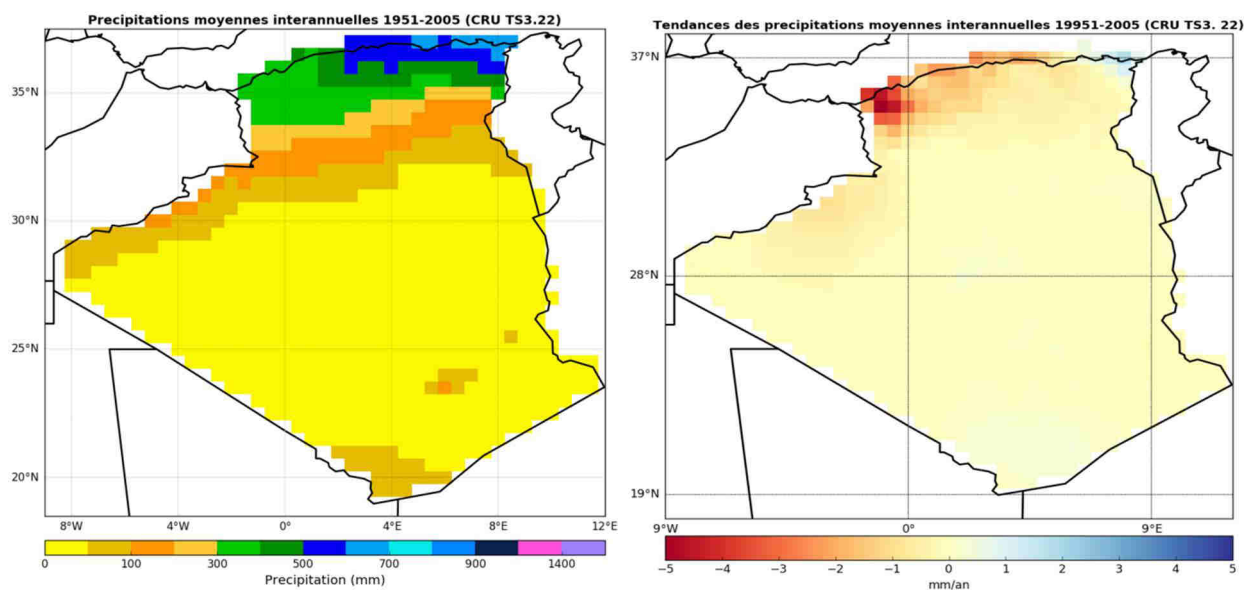


Figure IV.2 Précipitations moyennes interannuelles en Algérie et leurs tendances (1951-2005) (CRU TS3. 22 à $0,5^{\circ}\times 0,5^{\circ}$)

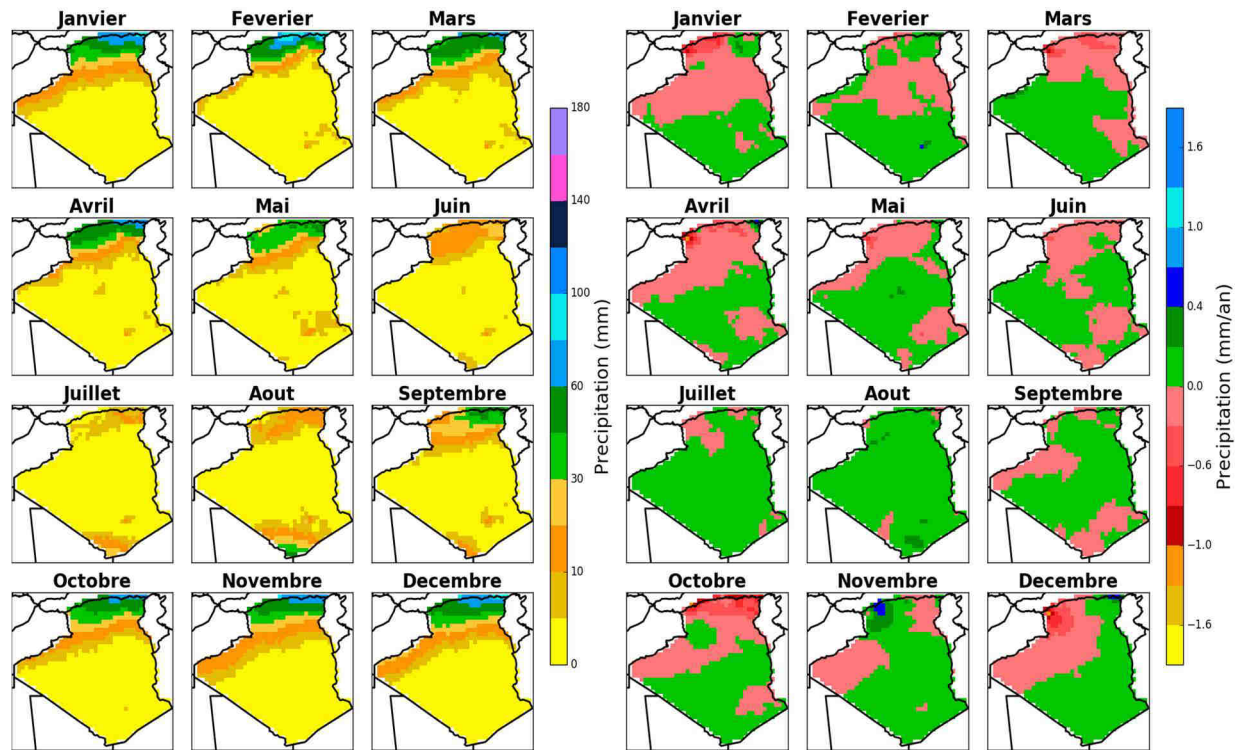


Figure IV.3 Précipitations moyennes mensuelles en Algérie et leurs tendances (1951-2005) (CRU TS3. 22 à 0,5°X0,5°)

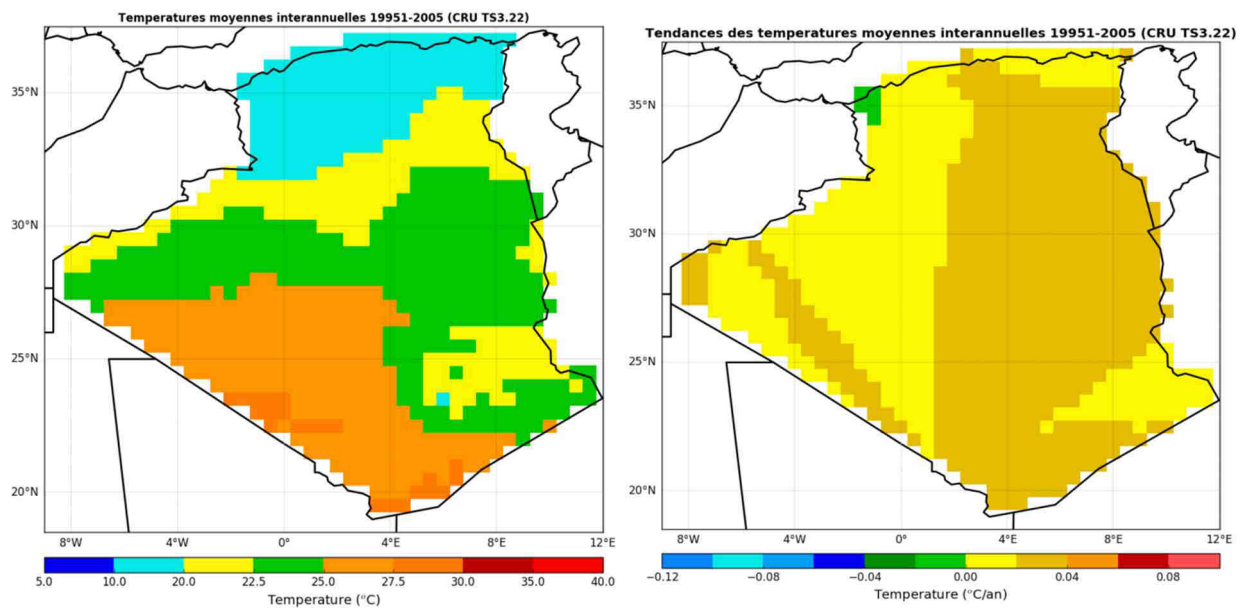


Figure IV.4 Températures moyennes interannuelles en Algérie et leurs tendances (1951-2005) (CRU TS3. 22 à 0,5°X0,5°)

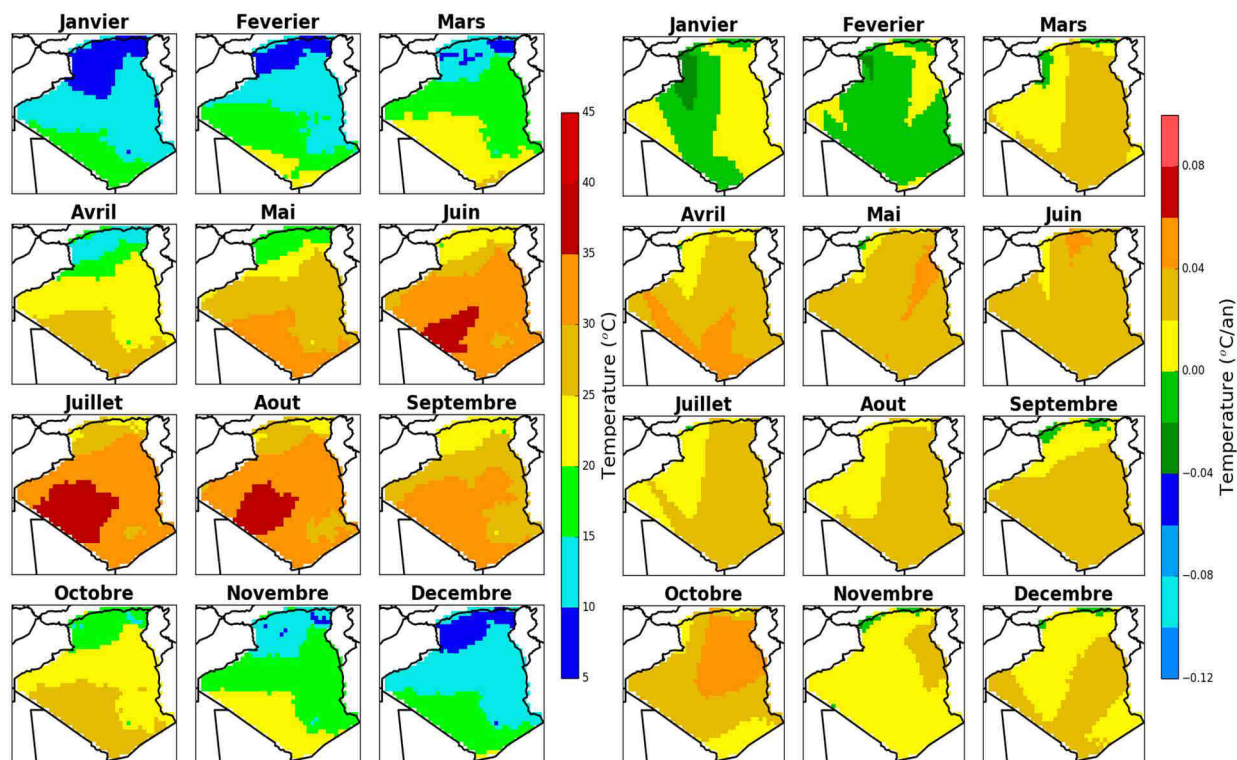


Figure IV.5 Températures moyennes mensuelles en Algérie et leurs tendances (1951-2005) (CRU TS3. 22 à 0,5°X0,5°)

IV.5.2 Prédiction de l'évolution des précipitations et températures au moyen des modèles climatiques.

IV.5.2.1 Comparaison entre l'évolution des précipitations et des températures observées et simulées pendant la période 1951-2005.

Avant de procéder à l'étude de l'évolution des précipitations et des températures dans le futur, on a d'abord comparé le climat (précipitations et températures) observé pendant la période 1951-2005 au moyen de l'ensembles de données observées (CRU) à celles simulées au moyen des huit (08) modèles climatiques utilisés dans le cadre du programme CORDEX-Africa (Cf. Tableau IV.1) afin de tester leur capacité à reproduire le climat observé et son évolution.

Les précipitations moyennes interannuelles et moyennes mensuelles et leurs tendances durant la périodes 1951-2005 calculées au moyen de données des huit (08) modèles climatiques sont présentées dans les figures IV.1, IV.2, IV.5, IV.6, IV.9, IV.10, IV.13, IV.14, IV.17, IV.18, IV.21, IV.22, IV.25, IV.26, IV.29 et IV.30 en Annexe I. Les températures moyennes interannuelles et moyennes mensuelles et leurs tendances

durant la période 1951-2005 calculées au moyen de données des huit (08) modèles climatiques sont présentées dans les figures IV.3, IV.4, IV.7, IV.8, IV.11, IV.12, IV.15, IV.16, IV.19, IV.20, IV.23, IV.24, IV.27, IV.28, IV.31 et IV.32 en Annexe I.

A partir des seize figures de l'annexe I, on observe que le modèle climatique RCA4 (MIROC5) parvient à simuler de manière satisfaisante les précipitations moyennes mensuelles, les températures moyennes interannuelles et mensuelles. Par contre, le modèle climatique RCA4 (NorESM1-M) a simulé les précipitations moyennes interannuelles.

En ce qui concerne la variabilité temporelle des précipitations et températures annuelles et mensuelles simulées par les modèles climatiques durant 1951-2005, il ressort des seize figures de tendances de l'annexe I que les taux d'augmentation et de diminution des précipitations mensuelles et des températures mensuelles simulées par le modèle climatique RCA4 (NorESM1-M) sont en bon accord avec les données observées. Par contre, les tendances des précipitations annuelles observées sont reproduites avec le modèle RCA4 (IPSL-CM5A) et les tendances des températures annuelles avec le modèle climatique RCA4 (MPI-ESM-LR).

IV.5.2.2 Prédiction de la variabilité spatio-temporelle des précipitations et températures pendant les périodes 2006-2060 et 2045-2100.

Il est à signaler que pour chacun des paramètres (précipitations et températures) et chacune des échelles (annuelle et mensuelle) étudiés, que seuls les résultats des modèles précédemment retenus seront présentés.

En ce qui concerne la variabilité spatiale, la répartition des précipitations et des températures moyennes interannuelles pour les deux périodes futures 2006-2060 et 2045-2100 obtenus par les deux scénarios sont présentés dans les figures IV.6 et IV.7. Les cartes simulées par les modèles retenus ont montré une diminution des précipitations moyennes interannuelles et une augmentation des températures moyennes interannuelles. En effet, le modèle RCA4 (NorESM1-M) prédit, pour les périodes 2006-2060 et 2045-2100, avec les deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5, une stabilisation des précipitations moyennes par rapport à la période 1951-2005 dans l'est et le sud du pays et une diminution dans la partie ouest. Cette baisse a augmenté en passant du scénario RCP4.5 au scénario RCP8.5 et de la période 2006-2060 à la

période 2045-2100. L'augmentation des températures moyennes interannuelle pour les deux périodes avec les deux scénarios (Cf. Figure IV.7), prédit avec le modèle RCA4 (MIROC5), est bien claire dans la zone côtière du pays durant la deuxième période d'étude (2045-2100) avec le scénario RCP8.5.

L'examen des cartes des précipitations mensuelles en Algérie, issu du modèle RCA4 (MIROC5), durant les périodes 2006-2060 et 2045-2100 avec les deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5 (Cf. Figure IV.8), a permis de visualiser une légère diminution dans la région côtière ouest pour tous les mois par rapport à la période de référence (1951-2005). Cette diminution est bien marquée pour les mois de novembre, décembre et janvier durant la deuxième période d'étude (2045-2100) avec le scénario RCP8.5.

Les cartes des températures moyennes mensuelles, issu du modèle RCA4 (MIROC5), (Cf. Figure IV.8) montrent une augmentation des températures pour tous les mois. L'augmentation a été bien apparente dans la deuxième période (2045-2100) avec les deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5 par rapport à la première période (2006-2060).

Quant à la variabilité temporelle, durant les périodes 2006-2060 et 2045-2100, pour les deux scénarios, les modèles climatiques retenus prédisent une baisse des précipitations et une augmentation des températures que ce soit à l'échelle annuelle qu'à l'échelle mensuelle. Le taux de diminution et d'augmentation est comme suit :

1. Selon le modèle climatique RCA4 (IPSL-CM5A), les précipitations moyennes annuelles seront diminuées, dans le nord du pays (Cf. Figure IV.10), durant la période 2006-2060, de -0,5 mm/an à -1,5 mm/an avec le scénario RCP4.5 et de -1,5 à 2,5mm/an avec le scénario RCP8.5. Durant la deuxième période 2045-2100, le taux de diminution est presque nul pour le scénario RCP4.5 et de 0,5 mm/an à -1,5 mm/an pour le scénario RCP8.5. Aucun changement significatif des précipitations n'a été observé dans le sud de l'Algérie.
2. Selon le modèle climatique RCA4 (MPI-ESM-LR), les températures moyennes annuelles seront augmentées (Cf. Figure IV.10) durant la période 2006-2060, de +0,02 °C/an à +0,04 °C/an dans le nord et de +0,04 °C/an à +0,06 °C/an dans le sud pour les deux scénarios. Durant la deuxième période 2045-2100, le taux d'augmentation est de +0,02 °C/an dans tous le pays pour le scénario RCP4.5. Avec le scénario RCP8.5, le taux est de
et de

3. Selon le modèle climatique RCA4 (NorESM1-M), les précipitations moyennes mensuelles seront diminuées (CF. Figure IV.11) durant les deux périodes et pour les deux scénarios. Le taux de diminution n'est pas synchrone d'un mois à l'autre, d'une région à l'autre et d'une période à l'autre. Il varie entre -0,3 mm/an et -0,8 mm/an. Ce taux de baisse a été augmenté en passant du scénario RCP4.5 au scénario RCP8.5 pendant les six mois d'hiver (d'octobre à Mars).
4. Selon le modèle climatique RCA4 (MPI-ESM-LR), les températures moyennes annuelles seront augmentées (CF. Figure IV.12) durant la période 2006-2060, avec
dans le sud pour les deux scénarios. Durant la deuxième période 2045-2100, le taux d'augmentation est de +0,02 °C/an dans tous le pays avec le scénario RCP4.5. Avec le scénario RCP8.5 le taux est de
le nord et de
5. Selon le modèle climatique RCA4 (NorESM1-M), les températures moyennes mensuelles seront augmentées (CF. Figure IV.13), durant la période 2006-2060, avec
°C/an à
scénario RCP8.5, durant la période 2006-2060, le taux d'augmentation a atteint les +0,08 °C/an pour les mois d'août et de septembre dans le nord du pays et pour les mois de mai et de juin dans le sud. Le reste des mois le taux varie entre
2045-2100, le taux d'augmentation n'a pas dépassé + 0,04 °C/an, pour le cas du scénario RCP4.5, pour l'ensemble des mois sauf pour février et avril où une diminution de températures de l'ordre de -0,04 °C/an a été prédite. Pour le scénario RCP8.5 et durant la deuxième période, le taux d'augmentation varie entre +0,02 °C/an et +0,04 °C/an pendant les six mois d'hiver (d'octobre à Mars) et de +0,04 °C/an à +0,1 °C/an pendant les six mois d'été (avril à septembre).

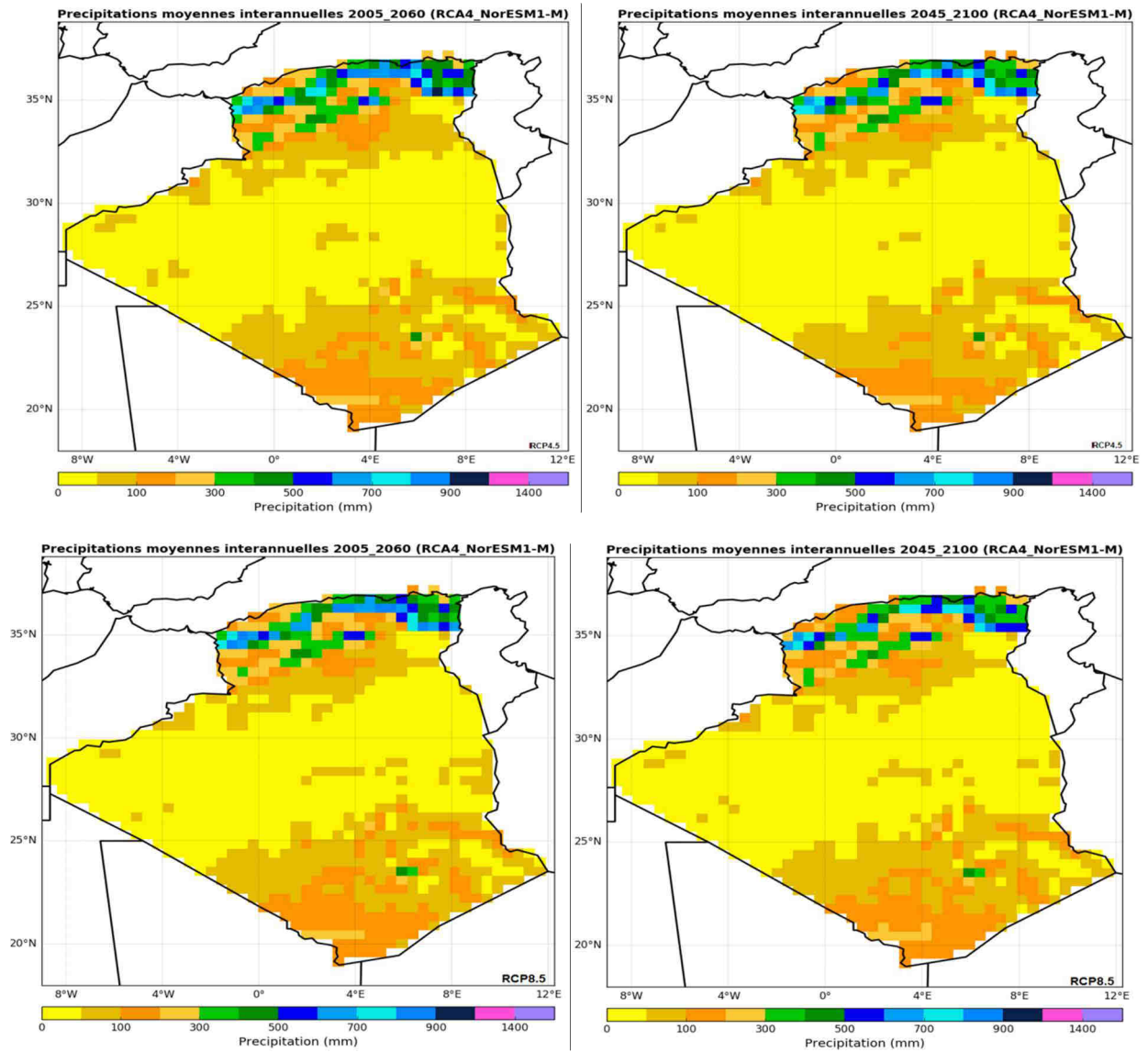


Figure IV.6 Précipitations moyennes interannuelles en Algérie pendant les périodes 2006-2060 et 2045-2100 avec les deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5 (RCA4 (NorESM1-M) à 0,44°X 0,44°)

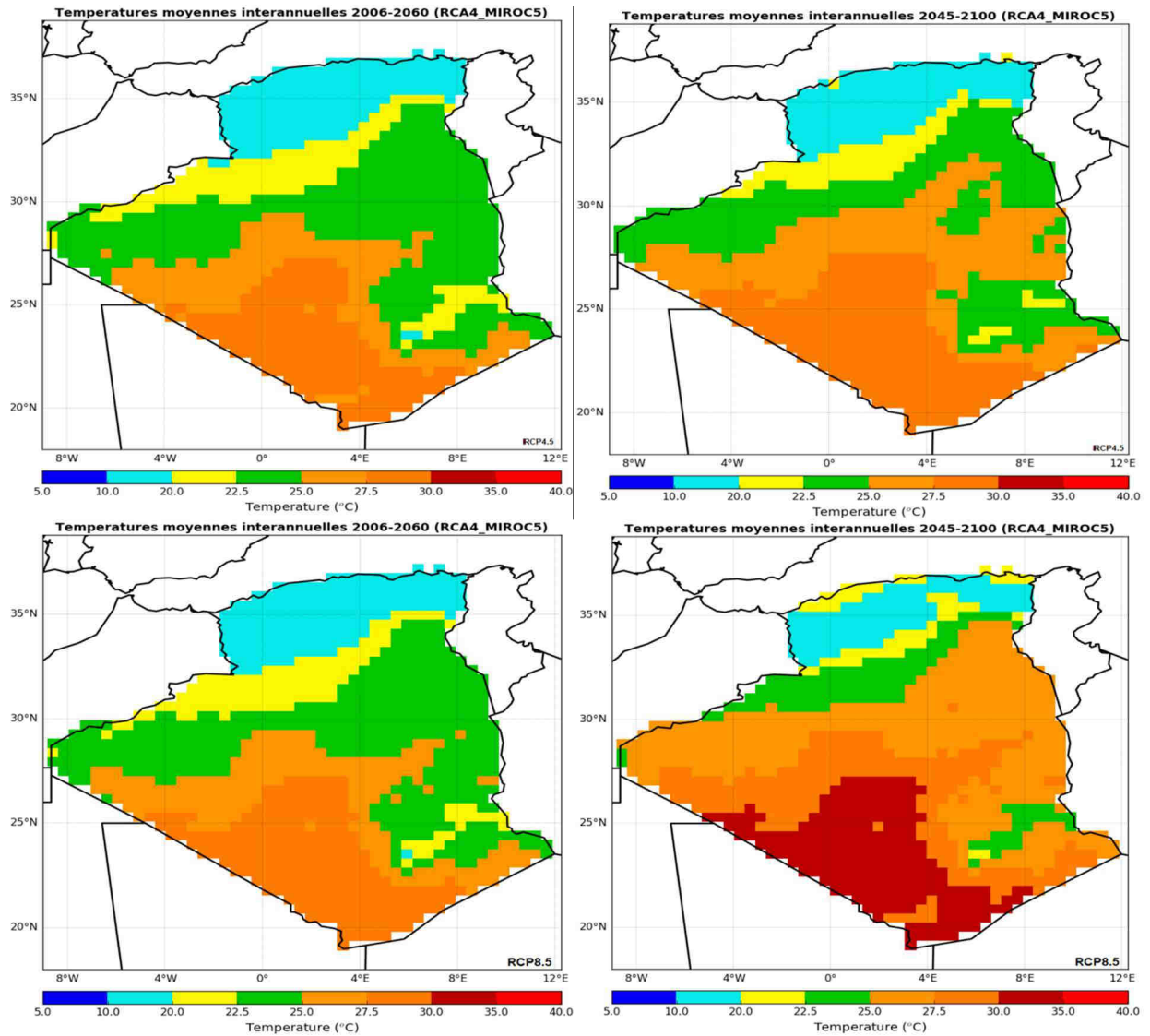


Figure IV.7 Températures moyennes interannuelles en Algérie pendant les périodes 2006-2060 et 2045-2100 avec les deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5 (RCA4 (MIROC5) à 0,44°X0,44°)

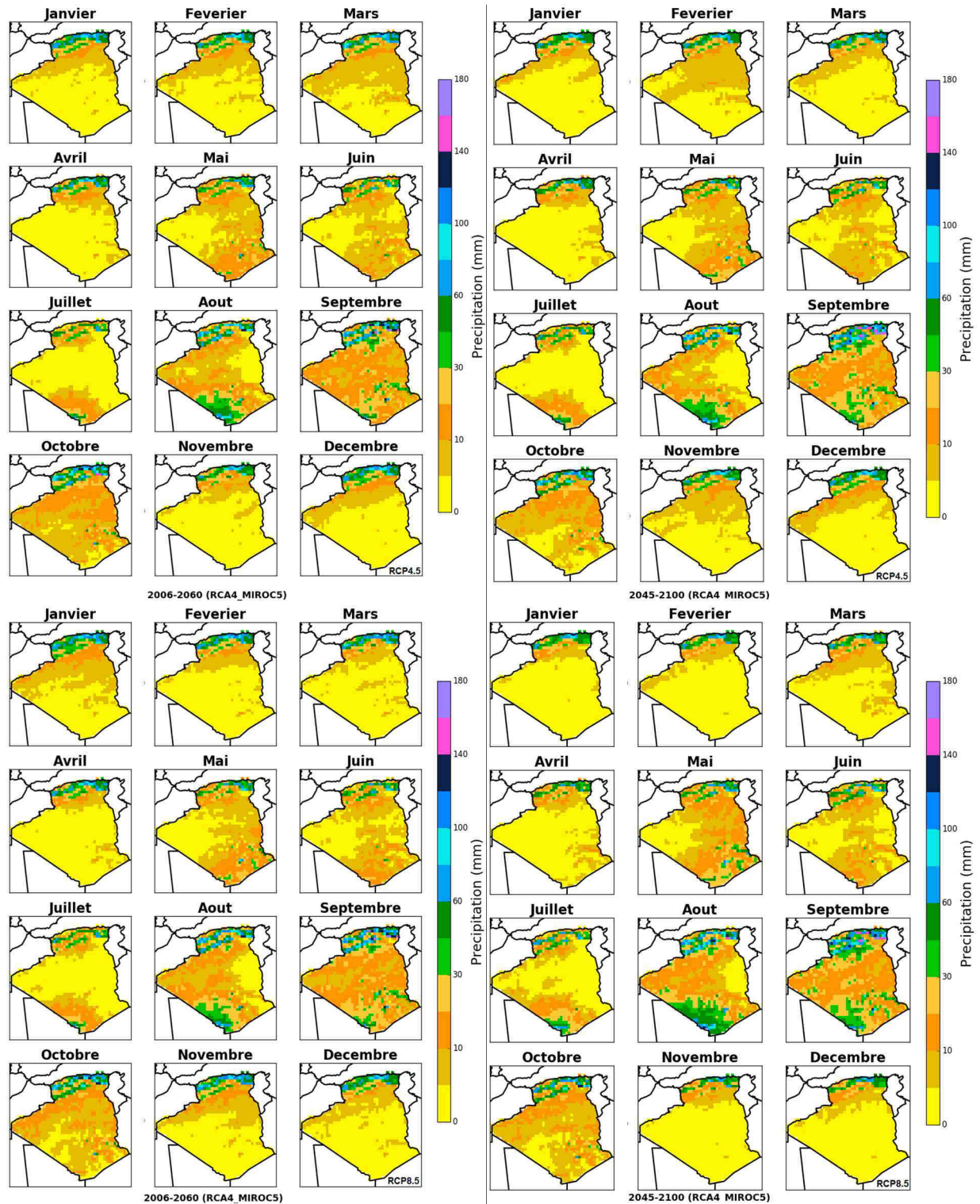


Figure IV.8 Précipitations moyennes mensuelles en Algérie pendant les périodes 2006-2060 et 2045-2100 avec les deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5 (RCA4 (MIROC5) à $0,44^{\circ} \times 0,44^{\circ}$)

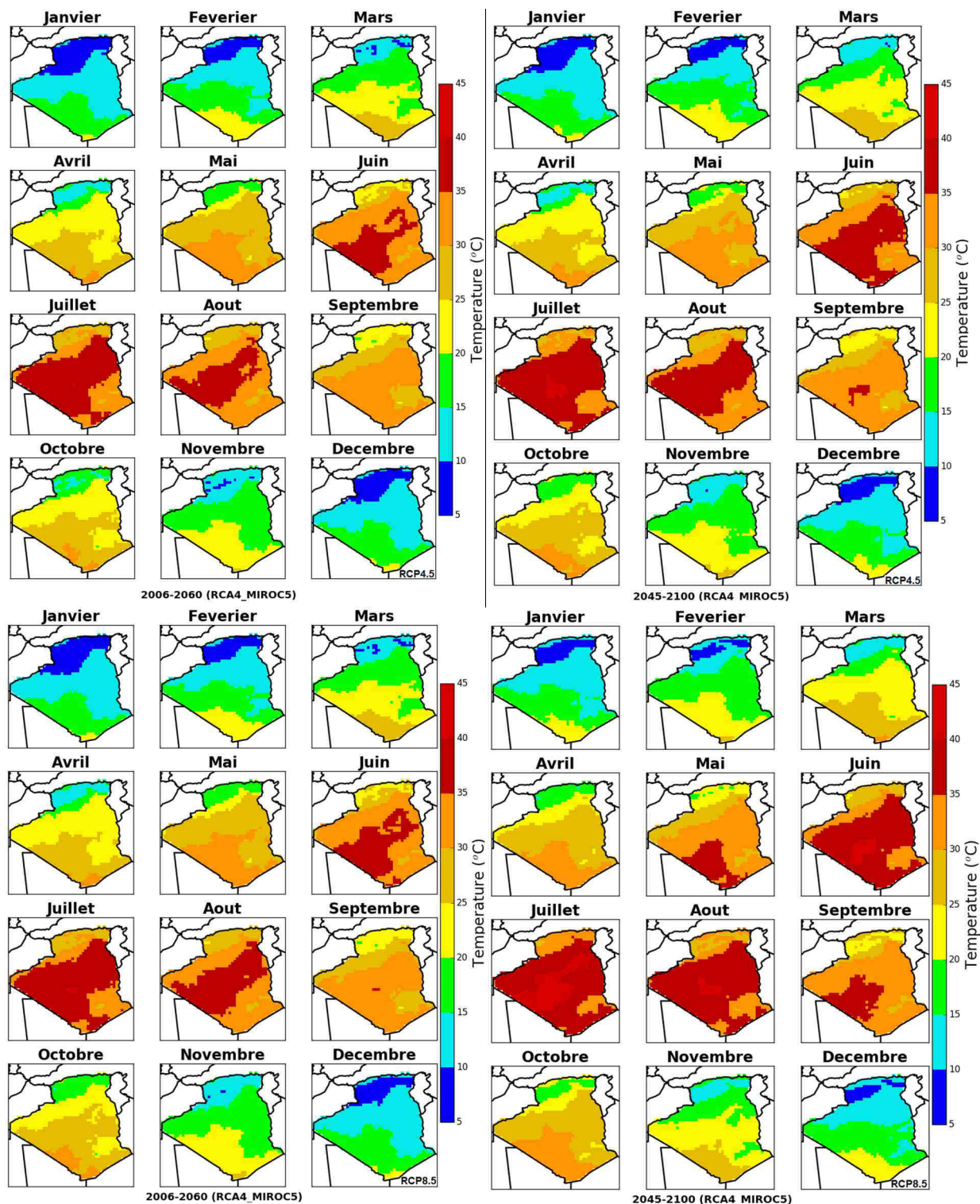


Figure IV.9 Températures moyennes mensuelles en Algérie pendant les périodes 2006-2060 et 2045-2100 avec les deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5 (RCA4 (MIROC5) à $0,44^{\circ}X0,44^{\circ}$).

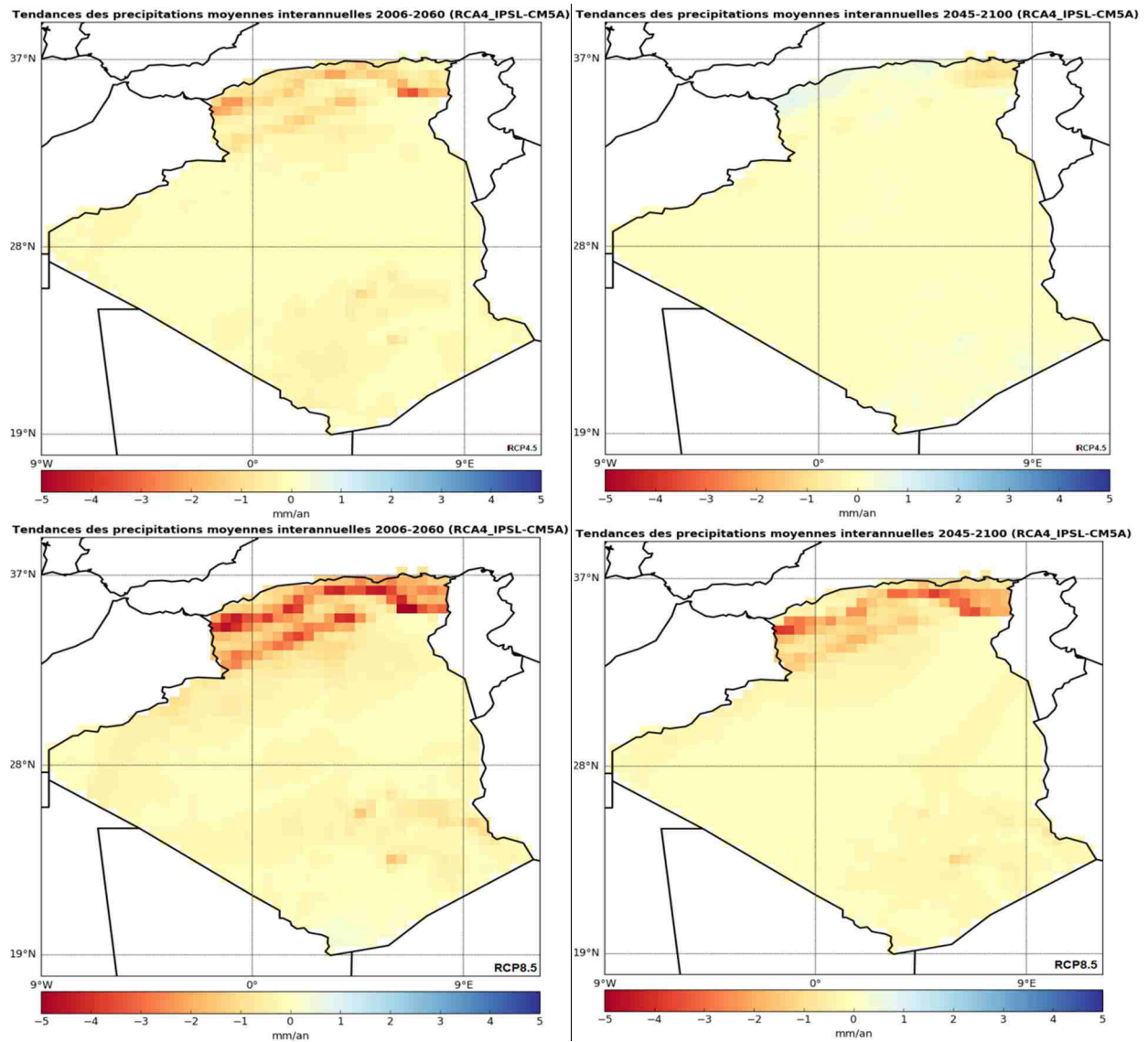


Figure IV.10 Valeurs de pentes de droites de régression ajustées sur la variabilité temporelle des précipitations moyennes annuelles pendant les périodes 2006-2060 et 2045-2100 avec les deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5 (RCA4 (IPSL-CM5A) à 0,44° X 0,44°)

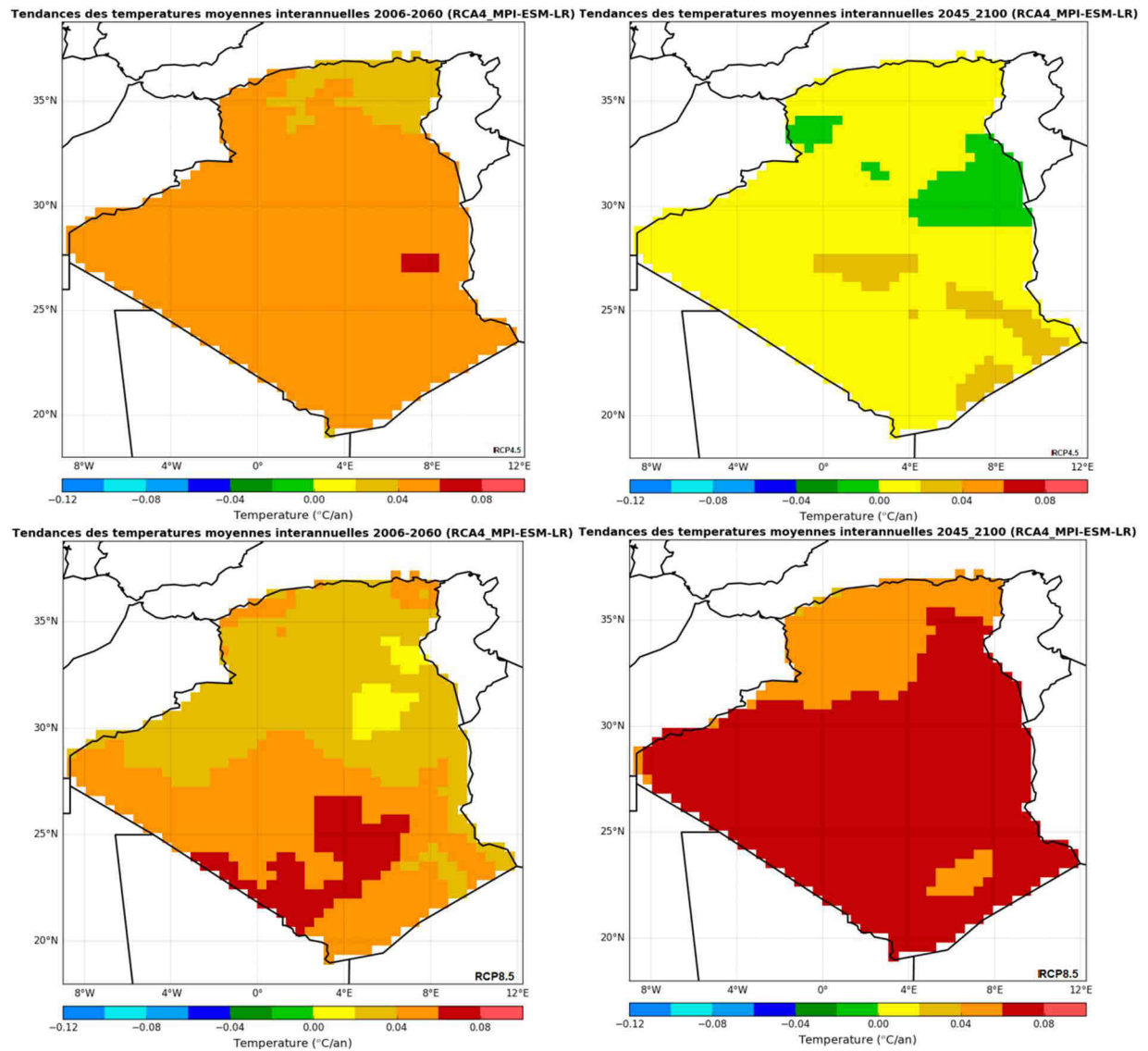


Figure IV.11 Valeurs de pentes de droites de régression ajustées sur la variabilité temporelle des températures moyennes annuelles pendant les périodes 2006-2060 et 2045-2100 avec les deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5 (RCA4 (MPI-ESM-LR)) à $0,44^\circ \times 0,44^\circ$

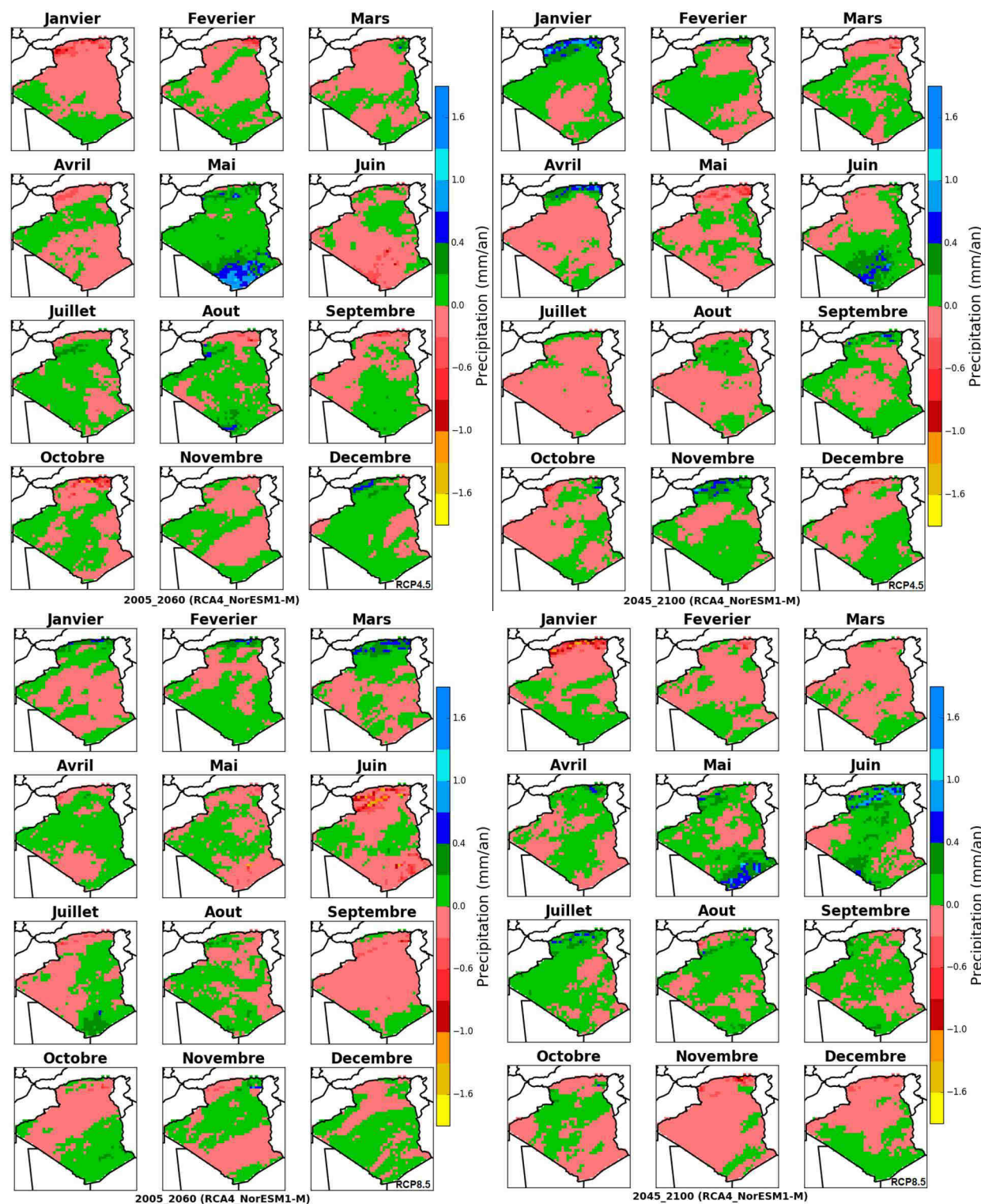


Figure IV.12 Valeurs de pentes des droites de régression ajustées sur la variabilité temporelle des précipitations moyennes mensuelles pendant les périodes 2006-2060 et 2045-2100 avec les deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5 (RCA4 (NorESM1-M) à 0,44° X 0,44°).

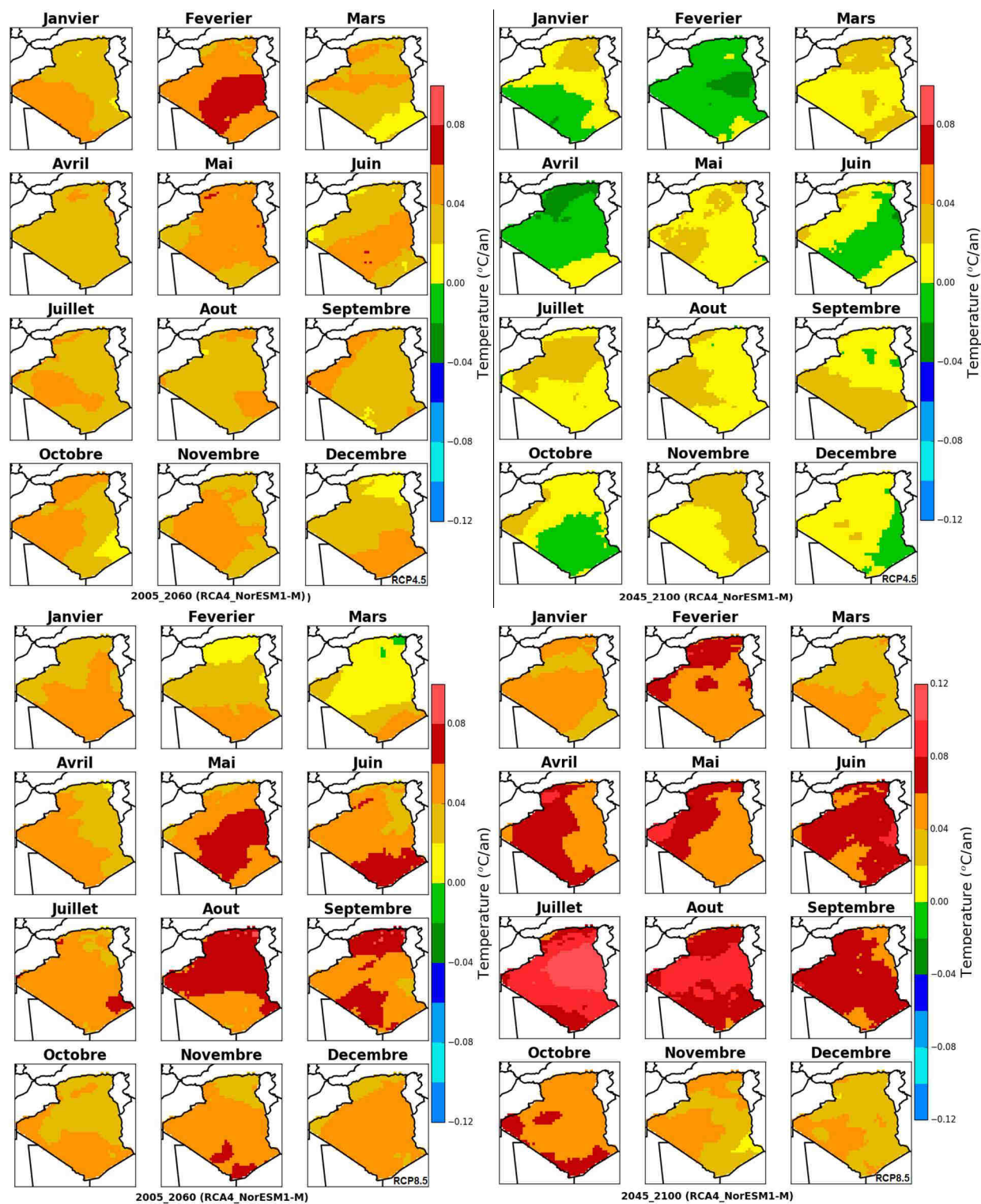


Figure IV.13 Valeurs de pentes de droites de régression ajustées sur la variabilité temporelle des températures moyennes mensuelles pendant les périodes 2006-2060 et 2045-2100 avec les deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5 (RCA4 (NorESM1-M) à 0,44° X 0,44°).

IV.5 Discussion et Conclusion

La variabilité spatiale et l'évolution temporelle des précipitations et des températures à l'échelle annuelle et mensuelle ont été analysées en Algérie pour la période allant de 1951 à 2100 en utilisant un ensemble de données observées et huit simulations MCR issues du programme CORDEX-Africa. Cette analyse a mis en évidence trois faits significatifs, à savoir :

1. Pendant la période d'observation 1951-2005, la tendance à long terme de la variabilité temporelle des précipitations et des températures est caractérisée par une hausse de la température moyenne annuelle de l'ordre de $+0,02$ °C/an dans la partie ouest du pays et de $+0,04$ °C/an dans l'est du pays et une baisse de $-0,5$ à $-1,5$ mm/an des précipitations moyennes annuelles dans le nord du pays. La tendance vers le réchauffement de 1 à $1,25$ °C en Algérie a été constatée durant la période 1901-2010 selon le cinquième rapport d'IPCC (IPCC 2013). Des résultats similaires ont été aussi détectés en Méditerranée par Giorgi (Giorgi 2002) et New et al (New et al. 2001) pour différentes périodes de temps du 20ème siècle. Cependant, Brunetti et al (Brunetti et al. 2006) ont noté une tendance positive pour les températures moyennes d'environ 1 kelvin par siècle sur toute l'Italie. Les mêmes tendances ont été constatées dans plusieurs régions du bassin méditerranéen Par exemple, Philandras dans la Méditerranée orientale et Driouech (2006) en Maroc. La température moyenne a peu évolué avant les années 1970, puis s'est sensiblement élevée au cours des 30 dernières années au Liban (Ramadan et al. 2013). À propos de la diminution des précipitations, elle a été mise en évidence dans la partie sud du bassin méditerranéen durant la deuxième moitié du 20^{ème} par plusieurs études (e.g., Giorgi, 2002, Norrant et Douguédroit, 2006 ; Trambly et al., 2013). Le cinquième rapport de l'IPCC montre aussi une baisse des précipitations en Algérie du nord de l'ordre de $2,5$ - 5 mm/an par décennie durant la période 1951-2010 (Stocker et al. 2013). Les mêmes résultats ont été trouvés par Raymond et al. (Raymond et al. 2016) dans le nord de l'Algérie sur les totaux de précipitation de septembre à avril.
2. En ce qui concerne l'évolution de la variabilité temporelle des précipitations et des températures, à l'échelle annuelle et mensuelle en Algérie dans le futur (2005-

2100), il ressort de cette étude que les meilleurs modèles retenus prédisent une hausse des températures et une baisse des précipitations par RCP 85 durant la période 1945-2100.

3. La zone du nord de l'Algérie (tempérée) est habitée par environ 75% de la population. Plus de 50% de l'élevage ovin et de la production céréalière s'y sont développés. Il s'ensuit que la diminution actuelle des précipitations et l'augmentation des températures et la disparition anticipée dans le futur de la superficie de la zone climatique tempérée entraîneront de nombreux problèmes notamment la question de la sécurité alimentaire et de la migration des populations locales en Algérie. Cet aspect doit être intégré dans l'élaboration des plans du développement socio-économique futurs. La question de la cadence de chamboulement dans les trois zones climatiques en Algérie dans le futur mérite d'être traitée.

Chapitre V

Réseaux de neurones et méthode BaRatin

V.1 Introduction

Le présent chapitre a pour objectif la présentation des deux méthodes, réseaux de neurones et méthode BaRatin, qui vont servir à la modélisation de la relation pluie-débit et l'évaluation de l'impact de l'incertitude de la courbe de tarage sur la performance de prédiction du modèle. En ce qui concerne les réseaux de neurones artificiels, on commence par une courte introduction sur les origines du RNA, s'ensuivra une formulation mathématique d'un neurone, l'architecture et les types de ces réseaux, ainsi qu'une brève présentation des trois algorithmes de rétro-propagation, et à la fin, quelques aspects de la performance des réseaux de neurones artificiels (RNA) seront présentés. Pour ce qui est de la méthode BaRatin, nous précisons d'abord la place qu'occupent l'application de l'inférence bayésienne et les simulations Monte-Carlo par chaînes de Markov (MCMC) dans la problématique de l'analyse de l'incertitude des courbes de tarage. Ensuite, les principes de la méthode BaRatin seront présentés à travers ses trois principales étapes : 1) détermination des a priori hydrauliques, 2) critique et validation des jaugeages, 3) inférence bayésienne et simulation d'un faisceau de courbes vraisemblables.

V.2 Présentation de la méthode des réseaux de neurones artificiels (RNA)

V.2.1 Qu'est-ce qu'un réseau neuronal artificiel ?

Les réseaux de neurones artificiels (RNA) sont des techniques et des méthodes susceptibles d'acquérir de la connaissance, de l'élargir et de l'améliorer pendant une phase dite d'apprentissage (Haykin 1999). Cette connaissance est codée, puis stockée par le réseau pour ensuite la faire restituer, au besoin, au milieu extérieur. Ce processus s'effectue par des algorithmes d'entraînement basés essentiellement sur des règles d'apprentissages adaptés aux types de problèmes à traiter. L'efficacité de l'apprentissage se traduit par la capacité du RNA à extraire de l'information pertinente, à partir des exemples qui lui sont présentés. La base d'apprentissage du RNA peut

contenir des données expérimentales, des résultats de simulation ou de simples données d'observations. Parmi les applications des RNA qui suscitent de l'intérêt, on trouve : la vision artificielle, le traitement de la voix, la reconnaissance de la parole, la reconnaissance de l'écriture, la commande de procédés industriels, le diagnostic de maladies, la maintenance industrielle, les prévisions météorologiques et hydrologiques, les prévisions boursières, etc. (Aleksander and Morton 1990; He et al. 2011; Soni 2011; Vanstone and Finnie 2010; Weigend et al. 1990).

V.2.2 Analogies entre les systèmes nerveux et les RNA

Le neurone est l'élément de base du cerveau (Cf. figure V.1). Il possède des fonctions spécialisées, comme recevoir des signaux en provenance d'autres neurones, intégrer ces signaux, produire un influx nerveux, le conduire et le transmettre à une autre cellule capable de le recevoir.

Chaque neurone est constitué des éléments suivants : les synapses, le corps cellulaire, les dendrites et l'axone. Les synapses sont des éléments d'entrée des signaux. Le corps cellulaire contient le noyau du neurone et effectue les transformations biochimiques nécessaires à la synthèse des enzymes et des autres molécules qui assurent la survie du neurone. Les dendrites sont des petites ramifications de quelques dixièmes de microns de diamètre et d'une longueur de quelques dizaines de microns. Enfin, l'axone qui est la fibre nerveuse sert de moyen de transport pour les signaux émis par le neurone. Sa longueur varie d'un millimètre à plus d'un mètre, et il se ramifie à son extrémité pour permettre la communication avec d'autres cellules.

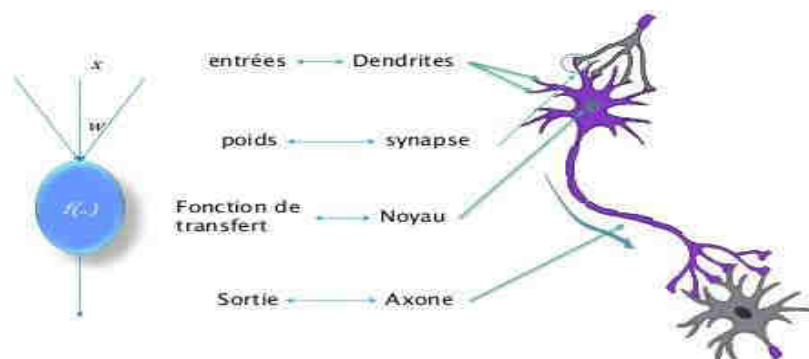


Figure V.1 Neurone biologique et formel

La communication entre neurones est très complexe. Le neurone émet une impulsion nerveuse à partir du corps cellulaire, c'est une décharge électrique qui prend chemin le long de l'axone vers les terminaisons axonales. Là, elle affectera tous les neurones

reliés à ce neurone émetteur par l'intermédiaire de jonctions (synapses) entre les terminaisons axonales et les dendrites des autres neurones. La synapse est le point de contact entre les neurones où le signal électrique est converti en un signal biologique. Une substance biologique, appelée neurotransmetteur traverse la courte distance entre les deux cellules et excite les neurones qui la reçoivent. Les impulsions excitatrices convergent en un temps très court sur un même neurone, celui-ci produira, en général à son tour, une impulsion nerveuse et ainsi de suite. L'effet inverse existe, un neurone peut inhiber un autre neurone pour réduire sa tendance à produire des impulsions nerveuses (Dreyfus et al. 2002; Schmitt et al. 2001; Tschirhart 2009).

Un neurone artificiel est une unité de traitement de l'information, basée sur la modélisation simplifiée du neurone biologique (McCulloch and Pitts 1943). Cette unité reçoit des signaux, les traite, puis les diffuse vers les neurones auxquels elle est connectée. La première modélisation de neurones formels date des années quarante (1940). Elle a été présentée par McCulloch and Pitts c'est un automate à seuil dont l'unité de sortie est binaire (Cf. figure V.1), la fonction d'activation utilisée est une fonction seuil. Ce neurone est actif si la sortie est à 1 et inactif si la sortie est à 0.

V.3 Évolution et fonctionnement des RNA

Les réseaux de neurones se sont développés grâce à l'émergence de plusieurs domaines scientifiques tels que la neuroscience, l'informatique ou les techniques d'optimisation. En effet, dans le domaine des réseaux de neurones, les chercheurs se sont inspirés du fonctionnement du système nerveux et du cortex cérébral pour élaborer des modèles simples pouvant représenter quelques activités du neurone biologique (McCulloch and Pitts 1943). Parmi les types de problèmes que les RNA sont aptes à traiter, il y a : la classification, le regroupement, la prévision, l'identification, l'estimation, l'optimisation combinatoire et le contrôle des procédés industriels.

Un réseau de neurones peut être défini comme un ensemble de neurones fortement connectés entre eux suivant une architecture bien déterminée. Chaque neurone effectue des calculs sur la base des données déjà traitées par d'autres unités de calcul du réseau ou celles reçues du milieu extérieur. On peut caractériser un réseau des neurones par :

1. Le type de neurone (neurones d'entrée, neurones de traitement de données et neurones de sortie).

2. L'architecture du réseau : mode de connexions entre les différents types de neurones (réseaux multicouches, réseaux à connexions complètes, réseaux à connexions partielles ou réseaux récurrents).
3. Le mode d'apprentissage : phase de développement du réseau durant laquelle le comportement du réseau est modifié jusqu'à l'obtention de la performance désirée (apprentissage supervisé, non supervisé ou semi supervisé).

Plusieurs algorithmes ont été développés ces dernières décennies pour entraîner les réseaux de neurones. Ces algorithmes d'apprentissage s'appuient généralement sur des règles purement mathématiques : règle de delta, moindres carrés (Nguyen and Widrow 1990; Widrow and Lehr 1990), etc.

V.3.1 Neurones et couches

Les réseaux des neurones sont organisés en couches. Ces dernières se composent d'un certain nombre de neurones interconnectés qui contiennent une fonction d'activation. Les entrées (X_1, X_i, \dots, X_n) sont présentées au réseau par l'intermédiaire de la couche d'entrée, qui les communique aux couches cachées où le traitement s'effectue en utilisant des connexions pondérées. Puis, les couches cachées transmettent la réponse à la couche de sortie (S). Les connexions entre les neurones se font par des poids synaptiques (W_1, W_i, \dots, W_n) comme le montre la figure V.2. Les éléments essentiels d'un modèle symbolique du neurone artificiel sont :

1. un module d'entrée de l'information. Il connecte le neurone avec son milieu extérieur, et l'information qui lui est présentée est pondérée par des poids synaptiques W ,
2. un module de traitement de l'information qui est composé d'un sommateur Σ et d'une fonction de transfert ϕ et,
3. un module de sortie qui fournit la réponse du neurone.

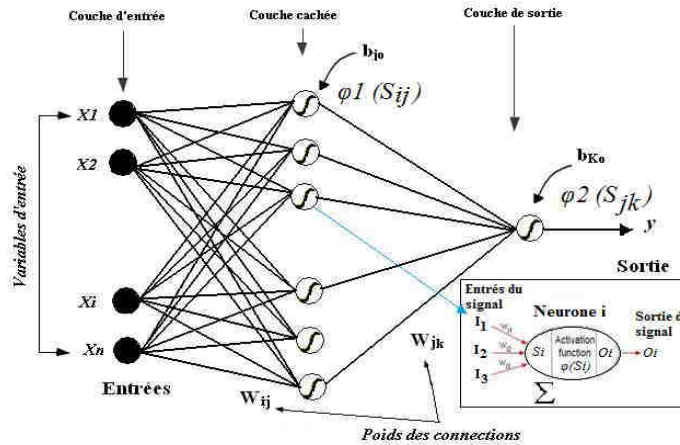


Figure V.2 Exemple de RNA à trois couches et schéma symbolique d'un neurone artificiel.

Ainsi, lorsque des signaux, x_i , sont présentés à l'entrée du neurone, le module de traitement de l'information effectue leur addition pondérée, désigné par S_i , telle que :

$$S_{ij} = \sum_{j=1}^p w_{ij} \cdot x_i \dots \dots \dots (V.1)$$

Où w_{ij} est le poids de pondération reliant le neurone i au neurone j .

Ensuite, la fonction de transfert est appliquée à la résultante de ces signaux, tout en lui ajoutant une grandeur externe appelée seuil d'activation b_j . Une valeur représentative, y_j , de tous les signaux est alors obtenue à la sortie du neurone telle que:

$$y_j = \varphi(S_{ij} + b_j) \dots \dots \dots (V.2)$$

Φ étant la fonction de transfert. Dans cette formulation, le sens de propagation du signal est orienté de l'entrée vers la sortie du neurone, c'est la rétro-propagation. Il existe aussi d'autres connexions entre les neurones, par exemple, la connexion latérale entre les neurones dans la même couche et les connexions récurrentes qui sont des connexions à un neurone dans une couche précédente. Ils sont dirigés de la sortie à l'entrée.

V.3.2 Fonctions d'activation du neurone

La transformation du signal d'entrée par le neurone en un autre signal de sortie se fait par l'activation d'une fonction dite de transfert. Cette fonction peut prendre différentes expressions mathématiques telles que les fonctions linéaires, à seuil, gaussienne, sigmoïde tangentielle, sigmoïde exponentielle, etc. Un choix judicieux de la fonction de transfert aidera le réseau à bien modéliser le comportement du système étudié. Voici à titre illustratif, quelques fonctions couramment utilisées comme fonctions d'activation (Cf. figure V.3).

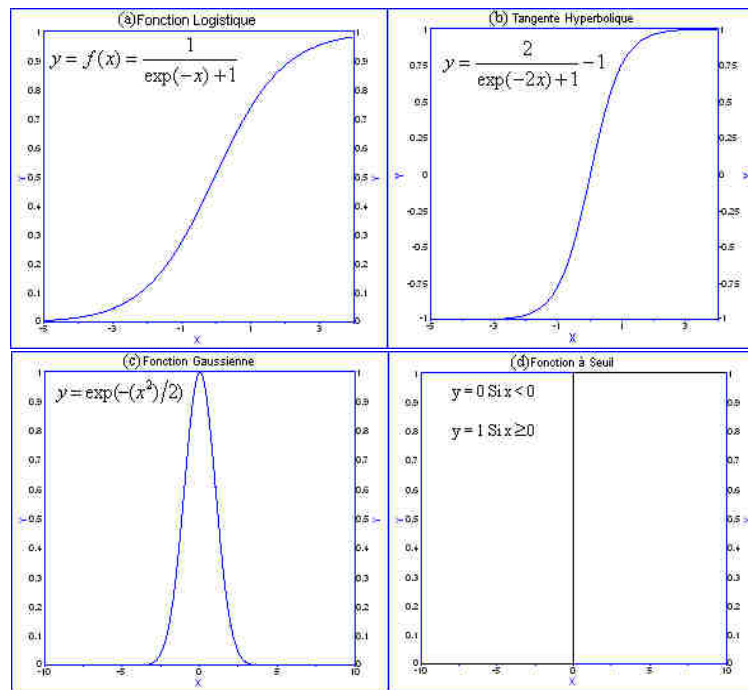


Figure V.3 Graphiques des fonctions d'activation

Dans la littérature des RNA, les fonctions de types Sigmoidales sont généralement utilisées pour modéliser la fonction de transfert du neurone. Parmi la classe des fonctions sigmoïdes, on trouve la fonction tangente hyperbolique dont l'expression est donnée dans la figure V.3 (b).

V.4 Apprentissage d'un réseau de neurones

L'objectif général d'un RNA est de trouver la configuration des poids de connexion entre neurones pour qu'il associe à chaque configuration d'entrée, une réponse adéquate. L'utilisation d'un RNA se fait en deux temps. Tout d'abord, une phase d'apprentissage qui est chargée d'établir des valeurs pour chacune des connexions du réseau, puis une phase d'utilisation proprement dite, où l'on présente au réseau une entrée et où il nous indique en retour « sa sortie calculée ».

V.4.1 Modes d'apprentissages

Du point de vue bibliographique, on peut considérer trois modes d'apprentissage du réseau de neurones : 1- apprentissage supervisé, 2- apprentissage non supervisé, et 3- apprentissage semi supervisé.

V.4.1.1 Apprentissage supervisé

Dans ce type d'apprentissage, le réseau évolue vers l'adaptation de ses paramètres libres pour retrouver la réponse la plus proche de celle qui lui a été imposée à sa sortie (Haykin 1999; Rosenblatt 1958). Chaque nouvel exemple présenté au RNA, est constitué d'un couple formé d'un vecteur d'entrée et d'un vecteur de sortie associés. Le réseau a la possibilité de mesurer l'écart entre son propre comportement et celui qu'on veut qu'il adopte. Une assistance lui est donc nécessaire. Ce type d'apprentissage est utilisé pour les problèmes de prévision, d'estimation et d'identification.

V.4.1.2 Apprentissage non supervisé.

Le réseau est laissé à lui-même pour faire son propre apprentissage : Il évolue et prend des décisions sans aucune assistance externe (Becker 1991; Coates et al. 2011; Sanger 1989). Il ne reçoit aucune indication ni évaluation sur la réponse trouvée pendant la phase d'apprentissage. Il doit découvrir par lui-même les corrélations et les associations qui existent entre les différents exemples formant la base d'apprentissage, afin de constituer un modèle ou patron sur lequel le réseau se base pour traiter de nouvelles données. Généralement, ce type de réseau est utilisé pour faire la classification et la catégorisation des données.

V.4.1.3 Apprentissage semi supervisé.

L'évaluation est de type qualitative : vrai ou faux (succès ou échec) (Bellman 1957). Le genre de problème traité par ce type d'apprentissage relève du domaine de la programmation dynamique.

V.4.2 Procédure d'apprentissage

En général, l'apprentissage se fait sur une période relativement longue, durant laquelle les données d'entrée et les données de sortie peuvent être présentées au réseau un grand nombre de fois. Du point de vue calcul, l'objectif de l'apprentissage est de minimiser l'erreur quadratique globale (Govindaraju 2000).

$$E = \sum_k e_k^2 \dots \dots \dots (\mathbf{V.3})$$

E : l'erreur quadratique globale, e_k : l'erreur entre la valeur désirée et la sortie x, k: nombre d'itérations. À chaque itération, il faut trouver un Δw_{kj} pour ajuster de nouveau les poids.

$$W_{ij}(k + 1) = W_{ij}(k) - \Delta w_{ij}(k) \dots\dots\dots(\mathbf{V.4})$$

Il y a quatre étapes dans la procédure d'apprentissage. 1 - Initialisation des poids du réseau ; 2 - Présentation des données et propagation d'activation ; 3 - Calcul d'erreur et 4 - Calcul du vecteur de corrélation. Les étapes 2-,3- et 4 sont répétées jusqu'à la fin de l'apprentissage (Cf. figure V.4).

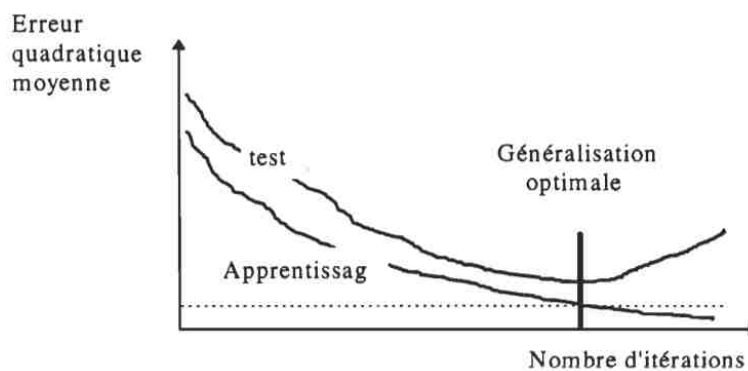


Figure V.4 Évolution typique de l'erreur quadratique moyenne sur les données d'apprentissage et de test

En général, on divise les données d'entrée en deux parties distribuées aléatoirement ; une banque d'apprentissage avec laquelle on entraîne le réseau et une banque de généralisation pour le test du réseau à la fin de l'apprentissage. L'arrêt du processus d'apprentissage s'effectue lorsque les performances en test sont optimales, c'est-à-dire avant que le réseau ne rentre dans l'apprentissage par cœur (Govindaraju 2000).

V.4.3 Problèmes d'apprentissage

Malgré la diversité des algorithmes d'apprentissage il n'y a pas de méthodes systématiques pour le choix des paramètres d'apprentissage, tel que le choix de l'architecture du réseau, le nombre de neurones, le nombre de couches, et le choix des paramètres internes de l'algorithme comme l'erreur quadratique et le nombre d'itérations. Nous pouvons citer quelques problèmes concernant l'apprentissage (Dumolard 1994):

1. **Insuffisance de la règle d'apprentissage** : En principe, les réseaux de neurones sont capables de calculs élaborés. En revanche, rien ne garantit que la règle d'apprentissage soit capable de tirer profit du plein potentiel du réseau.
2. **Minima locaux** : Ce problème est rencontré lorsque l'apprentissage converge vers une solution sous-optimale. Ce type de problèmes est difficile à résoudre, car la surface d'erreur est généralement inconnue.
3. **Choix du nombre de neurones** : Le nombre de neurones cachés est particulièrement important parce qu'il détermine la capacité de calcul du réseau. Un nombre insuffisant de neurones cachés peut compromettre la capacité du réseau à résoudre le problème. Inversement, trop de neurones permettent au réseau d'apprendre par cœur au détriment des performances de généralisation. Même les paramètres propres à l'algorithme d'apprentissage sont difficiles à choisir, comme par exemple, le pas d'apprentissage.
4. **Sur-apprentissage**: C'est lorsque l'apprentissage d'un réseau reflète trop les particularités du problème au détriment de la tâche réelle.
5. **Mauvais échantillonnage** : La matrice d'apprentissage ne reflète pas toujours adéquatement la tâche. Il en résulte que le réseau généralise mal.

Plusieurs algorithmes ont été développés ces dernières décennies pour entraîner les réseaux de neurones. Ces algorithmes d'apprentissage s'appuient généralement sur : des règles purement mathématiques ; règle de delta, moindres carrés (Nguyen and Widrow 1990), etc., des règles basées sur des principes de la mécanique statistique : machine de Boltzmann (Ackley et al. 1985), des règles basées sur les principes de transmissions des signaux des neurones biologiques : règle de Hebb (Hebb 1949).

V.4.4 Algorithme de rétropropagation

Cet algorithme que l'on désigne couramment par populaire parmi les deux techniques d'apprentissage des réseaux multicouches. L'algorithme de rétropropagation est basé sur la généralisation de la règle de Widrow-Hoff (Hui and Zak 1994) en utilisant une fonction d'activation sigmoïde. Le réseau utilisé est un réseau à couches tel que défini à la section V.3.1 où chaque neurone est connecté à l'ensemble des neurones de la couche suivante. Le principe de cet

algorithme est la propagation d'un signal provenant des nœuds d'entrée vers la sortie et ensuite on propage l'erreur commise de la sortie vers les couches internes jusqu'à l'entrée (Dumolard 1994).

Formulation : Pour un exemple de données à apprendre, on note x le vecteur d'entrées et y_d le vecteur de sortie désirée. Supposant que notre réseau a n nœuds d'entrée et m neurones de sortie, on a donc : $x = (x_1, x_2, x_3, \dots, x_n)$ et $y = (y_1, y_2, y_3, \dots, y_m)$.

On note $y = (y_1, y_2, y_3, \dots, y_m)$ le vecteur des sorties obtenues effectivement à l'issue de rétro-propagation du vecteur x . On cherche à minimiser l'erreur quadratique entre les sorties désirées et les sorties obtenues, cette erreur étant considérée comme une fonction des poids des connexions :

$$E(w) = \sum_{i=1,m} (y_{di} - y_i)^2 \dots \dots \dots (\mathbf{V.5})$$

La règle de modification des poids à la présentation numéro k de l'exemple x est la suivante:

$$W_{ij}(k) = W_{ij}(k - 1) - e(k) \cdot d_i \cdot o_j \dots \dots \dots (\mathbf{V.6})$$

où d_i est calculé de proche en proche, de la couche de sortie à la couche d'entrée :

$$d_i = 2 \cdot (y_i - y_{di}) \cdot f'(l_i) \quad p$$

$$d_i = \sum_h y_h W_{hi} \cdot f'(l_i) \quad p \quad \text{ées}$$

Où 'h' parcourt les neurones vers lesquels le neurone i envoie une connexion. f est la fonction sigmoïde d'un neurone, f' : est sa dérivée, O_j : est la sortie du neurone j , l_i : est l'entrée du neurone. $l_i = \sum_j W_{ij} O_j$. $e(k)$: est le pas du gradient à l'étape k .

Nous utilisons trois variantes de l'algorithme de rétropropagation dans notre travail : Levenberg– Marquardt (RNA_LM), resilient backpropagation (RNA_RP), scaled conjugate gradient (RNA_SCG). L'algorithme de Levenberg - Marquardt basé sur l'approximation de Newton est la technique la plus puissante que les autres.

V.4.4.1 Levenberg–Marquardt algorithme

L'algorithme de Levenberg-Marquardt converge plus rapidement que les autres algorithmes cités, mais il demande plus de mémoire lorsque le réseau devient grand. La règle de correction des poids est la suivante (Demuth 2002) et (Hagan et al. 1996).

$$\Delta W = [J^T J + \mu I]^{-1} J^T e \dots \dots \dots (\mathbf{V.7})$$

J : la matrice jacobienne des dérivées de l'erreur, μ : scalaire, e : vecteur d'erreur.

Lorsque μ est grand, l'algorithme se rapproche de la méthode de descente du gradient. Par contre, si μ est petit, l'algorithme se rapproche de la méthode de Gauss Newton. La procédure de l'algorithme est la suivante :

1. présentation du vecteur d'entrée en propageant celui-ci jusqu'à la sortie et calcul de l'erreur quadratique,
2. calcul de la matrice jacobienne,
3. calcul de ΔW pour corriger les poids du réseau,
4. calcul des nouveaux poids, ajustement du paramètre μ et vérification de la convergence vers l'erreur demandée.

V.4.4.2 Resilient back propagation algorithm

Une autre façon d'ajuster les poids du réseau serait de considérer uniquement le changement de signe du gradient de la fonction coût (erreur) au lieu de la valeur du gradient (Riedmiller and Braun 1993). Cette méthode permet d'améliorer la convergence du réseau et nécessite moins de mémoire pour le stockage des valeurs du gradient par le réseau (éliminer les effets nocifs des grandeurs dérivées partielles).

La valeur du pas de modification du poids est déterminée par la mise à jour séparée des valeurs. Afin d'atteindre cet objectif, nous introduisons une valeur de mise à jour individuelle $\Delta_{ij}(p)$ pour chaque poids w_{ij} , qui détermine uniquement le pas de la mise à jour du poids. Elle introduit une seconde règle d'apprentissage, qui détermine l'évolution de la valeur de mise à jour $\Delta_{ij}(p)$. Cette estimation est basée sur le comportement observé de la dérivée partielle au cours de deux étapes successives de poids. La règle de mise à jour des poids est donnée par l'expression suivante :

$$\Delta w_{ij}(p) = \begin{cases} -\Delta_{ij}(p) \text{ if } \frac{\delta E(W(p-1))}{\delta w_{ij}} > 0 \\ \Delta_{ij}(p) \text{ if } \frac{\delta E(W(p-1))}{\delta w_{ij}} < 0 \end{cases} \dots\dots\dots(\mathbf{V.8})$$

$$\begin{cases} a\Delta_{ij}(p-1) \text{ if } \frac{\delta E(W(p-1))}{\delta w_{ij}} \times \frac{\delta E(W(p-2))}{\delta w_{ij}} > 0 \\ b\Delta_{ij}(p-1) \text{ if } \frac{\delta E(W(p-1))}{\delta w_{ij}} \times \frac{\delta E(W(p-2))}{\delta w_{ij}} > 0 \\ 0 < b < 1 < a \end{cases} \dots\dots\dots(\mathbf{V.9})$$

Où $\Delta w_{ij}(p)$ est le poids du neurone j au neurone i , $\Delta_{ij}(p)$ est la valeur du pas de modification du poids, elle évolue en fonction du signe du produit de deux gradients successifs, et E est la fonction d'erreur.

V.4.4.3 Scaled conjugate gradient algorithm

L'algorithme de rétropropagation de base ajuste les coefficients de pondération dans la direction de descente la plus forte, à savoir dans la direction du gradient négatif, étant la direction dans laquelle la fonction de performance diminue plus rapidement (Demuth 2002). Il se trouve que cette direction n'est pas forcément celle de la convergence plus rapide. Dans un algorithme de gradient conjugué, en faisant une recherche du minimum dans des directions conjuguées, qui produit généralement une convergence plus rapide que la direction de la pente la plus forte 'steepest descent directions'. Tous les algorithmes de gradient conjugué commencent par la recherche dans le sens inverse du gradient de la première itération et réinitialiser la méthode à toutes les m itérations. Voici les principales étapes de l'algorithme :

1. t
2. Choisir la prochaine direction conjuguée de recherche :

$$P_k = \begin{cases} -g_k + \beta_k \cdot P_{k-1} & \text{si } \text{mod } m \neq 0 \\ -g_k & \text{si } \text{mod } m = 0 \end{cases} \dots\dots\dots(\text{V.10})$$

β_k est calculé comme à l'équation suivante :

$$\beta_k = \frac{\Delta g_{k-1}^T g_k}{\Delta g_{k-1}^T P_{k-1}} \beta_k = \frac{g_k^T g_k}{\Delta g_{k-1}^T g_{k-1}} \beta_k = \frac{\Delta g_{k-1}^T g_k}{\Delta g_{k-1}^T g_{k-1}}$$

3. Faire un pas comme à l'équation 11, en choisissant α_k de manière à minimiser la fonction F dans la direction de recherche P_k :

$$x_{k+1} = x_k + \alpha_k \cdot P_k \dots\dots\dots(\text{V.11})$$

Où x_k est le vecteur de poids et biais actuels, g_k est le gradient courant, et α_k est le taux d'apprentissage et $P_1, P_2, P_3, \dots, P_k$ un ensemble de vecteurs de poids non nuls.

4. t
5. Si le critère d'arrêt n'est pas atteint, alors recommencer à l'étape 2.

V.5 Architecture du réseau

Chaque type de problèmes à traiter par le RNA nécessite un choix approprié de l'architecture et de l'algorithme d'apprentissage. Parmi les architectures les plus connues, on trouve :

1. Perceptron : réseau à une seule couche avec orientation unidirectionnelle ([Rosenblatt 1958](#)).
2. Perceptron multicouche : réseau multicouche à orientation unidirectionnelle. Dans ce réseau, les neurones sont organisés en plusieurs couches cachées et en nombres bien définis. Chaque neurone reçoit ses entrées de la couche qui le précède ([Haykin 1999](#)).
3. Réseau récurrent formé d'une ou plusieurs couches avec des boucles de retour vers la couche d'entrée. La réponse du réseau à l'instant t l'instant t ([Kohonen 1989](#)).

Parmi les propriétés du réseau de neurones, citons ([Haykin 1999](#)) :

- sa capacité de généralisation : le réseau est en mesure de donner des réponses satisfaisantes à des données qu'il n'a pas rencontrées auparavant.
- sa rapidité dans l'exécution de la généralisation des résultats une fois que la phase d'apprentissage terminée.
- sa mémoire distribuée : l'information stockée ne se retrouve pas localisée dans un seul endroit, mais partagée sur l'ensemble des neurones. Ainsi, le réseau présente une tolérance aux fautes, une résistance aux bruits et à la dégradation de l'information.
- son adaptabilité : le réseau de neurones peut apprendre et évoluer au cours de la phase d'utilisation (filtre adaptatif ou réseau récurrent).
- sa facilité à implanter directement un système de réseau de neurones sur des circuits imprimés (implantation des réseaux directement sur machine).

V.6 Perceptron Multicouche (PMC)

Le perceptron multicouche (PMC) compte parmi les classes de réseaux de neurones les plus couramment utilisées. Ce réseau est adapté au mode d'apprentissage supervisé ([Rumelhart and McClelland 1986](#)). Les données utilisées peuvent être aussi

bien des valeurs réelles que binaires. Son architecture multicouche se prête bien au traitement des problèmes non linéaires (Parker 1987). Un réseau multicouche est composé d'un ensemble de neurones réparti sur plusieurs couches : couche d'entrée et couche de sortie, séparées par une ou plusieurs couches cachées intermédiaires. Ces couches cachées n'ont pas de contact direct avec le milieu extérieur et l'information circule de couche en couche, de la couche d'entrée vers la couche de sortie. Les neurones de la même couche ne sont pas connectés entre eux. Le vecteur d'entrée se propage dans le réseau de couche en couche jusqu'à la sortie. L'entraînement de neurone se fait avec l'algorithme le plus populaire, soit l'algorithme de rétro-propagation de l'erreur

1. le modèle du neurone incluant la non linéarité à la sortie (fonction sigmoïde).
2. le réseau comporte une ou plusieurs couches cachées.
3. le plus grand nombre de connexions permettant de résoudre la majorité des problèmes.

Même avec les avantages des couches cachées et la performance de l'algorithme d'apprentissage, il reste plusieurs problèmes non réglés subsistent comme le choix du nombre de couches, le nombre de neurones par couche et le problème des minimums locaux où le réseau peut converger (Demuth 2002).

V.7 Analyse bayésienne de la courbe de tarage

Le jaugeage de débit dans les cours d'eau nécessite un investissement colossal en termes de constitution d'une banque de données fiable pour l'élaboration de la courbe de tarage qui convertit les hauteurs d'eau enregistrées $h(t)$ en débit $Q(t)$ en une relation univoque (Herschy 1993). L'établissement d'une telle relation fiable « hauteur-débit » aboutit à divers barèmes d'étalonnage dans l'année faisant suite à la modification perpétuelle de la géométrie de la section de jaugeage. Le passage de crues brèves et violentes détare la station, un affouillement ou un dépôt de sédiments est observé. Malheureusement, en présence des conditions d'écoulement transitoire et de modifications géométriques, la relation hauteur-débit ne garantit plus une estimation précise du débit. Cette imprécision est occasionnée, soit par l'instabilité de la ligne d'eau, des hypothèses du régime permanent, le nombre de jaugeages utilisés pour le calibrer, l'expression mathématique adoptée pour le décrire ou encore par une

extrapolation nécessaire de la courbe de tarage au-delà de l'intervalle de mesures utilisées pour son calcul. Aussi, d'autres facteurs contribuent à l'imprécision des données de débit utilisées pour calibrer cette relation, par exemple, l'utilisation des instruments dans des conditions qui ne sont pas idéales (Schmidt 2002), les erreurs associées à des mesures de niveau d'eau et la largeur de la section de la rivière. En outre, la méthode du jaugeage utilisé pour estimer le débit un certain nombre d'approximations qui sont associées, par exemple, au nombre de verticales choisies et au nombre de mesures de la vitesse dans chacune des verticales (voir, par exemple, Le Coz et al. 2012; Herschy 1993, 2002). Il est en de même pour le transport des sédiments en suspension qui pourrait modifier la mesure de la vitesse. Plusieurs études tirées de la littérature mettent l'accent sur l'analyse des différentes sources d'erreurs et de l'incertitude globale qui affecte les mesures de débit et la construction de la courbe de tarage (Di Baldassarre and Claps 2010; Di Baldassarre and Montanari 2009; Pappenberger et al. 2006). Par exemple, Leonard et al. (Leonard et al. 2000), Schmidt (Schmidt 2002) et Herschy (Herschy 2002) ont indiqué que les erreurs dans la mesure du débit sont d'environ 6% de la valeur du débit fourni par l'exploitation du champ de vitesse. Pelletier (Pelletier 1988) a examiné plus de 140 publications et maintient que l'incertitude dans la mesure du débit peut être aussi élevée que 20% de la valeur réelle.

Ces dernières années, l'application de l'inférence bayésienne et des simulations Monte-Carlo par chaînes de Markov (MCMC) a apporté de nouvelles solutions au problème de l'analyse de l'incertitude des courbes de tarage. Moyeed et Clarke (Moyeed and Clarke 2005) ont été les premiers à rapporter l'analyse bayésienne des relations hauteur-débit. D'autres études bayésiennes avec simulation MCMC se sont penchées sur l'incertitude due au nombre limité de jaugeages sur un contrôle hydraulique homogène (Reitan and Petersen-Øverleir 2009), sur l'établissement d'une fonction puissance par morceaux pour une succession de contrôles et sur les procédures de tarage de stations soumises à influence aval variable (Petersen-Øverleir et al. 2008).

Dans le cadre bayésien, Le Coz et al (Le Coz et al. 2014) ont développés une méthodologie pour l'analyse de l'incertitude des courbes de tarage stationnaires, c'est-à-dire sous hypothèse de stabilité de la relation hauteur-débit sur la période considérée. Elle est une généralisation de la méthode à base hydraulique développée par Lang et al. (Lang et al. 2010) dont les exposants des lois hydrauliques adoptées pour les

sections de contrôles ont une base physique interprétable avec les formules usuelles. La représentation statistique des incertitudes étant précisée et évaluée par inférence bayésienne et simulations MCMC.

Nous présentons dans ce qui suit les principes de cette méthode (BAYesian RATINg curve analysis), et dans le chapitre III son application opérationnelle sur une station hydrométrique dans le bassin Côtier Algérois. Le principe de la méthode a été inspiré de l'article de Le Coz et al. ([Le Coz et al. 2014](#)).

V.7.1 Principes de la méthode BaRatin (BAYesian RATINg curve analysis)

La figure V.5 permet de visualiser les principales étapes de la méthode BaRatin, en amont et en aval du solveur BaRatin qui effectue l'inférence bayésienne et les simulations MCMC des courbes de tarage. La première étape est le choix de l'équation de courbe de tarage à partir de la configuration hydraulique du site d'étude et la spécification des a priori sur les paramètres de cette équation, à partir des données topographiques et celles de simulation numérique lorsque cela est utile, notamment pour l'extrapolation aux forts débits non jaugés. La deuxième étape est que l'incertitude de chaque jaugeage doit être quantifiée. La dernière étape consiste à ce que ces incertitudes soient prises en compte individuellement par le simulateur bayésien BaRatin, qui génère un faisceau de courbes de tarages vraisemblables dont on peut extraire la courbe de tarage la plus probable et l'incertitude associée, au niveau de confiance requis (en général 95% en hydrométrie, cf. le Hydrometric uncertainty guidance 'HUG' ([ISO/TS 25377 2007](#))).

Ces trois principales étapes, qui permettent d'évaluer la courbe de tarage et son incertitude sous hypothèse stationnaire, sont détaillées ci-dessous : Au-delà, il est possible d'évaluer l'incertitude dans les débits instantanés « hydrogramme », en prenant en compte non seulement l'incertitude sur la relation hauteur-débit, mais aussi l'incertitude sur les enregistrements de hauteur d'eau, sur les effets des régimes transitoires (hystérésis) et la modification des contrôles hydrauliques.

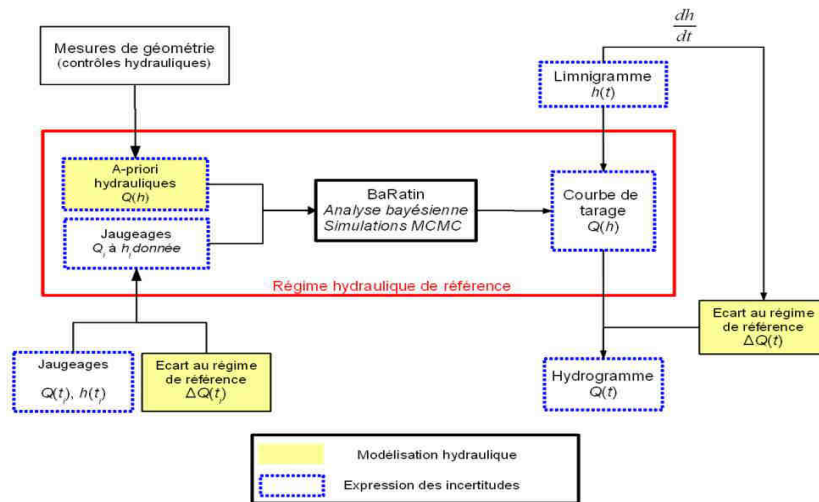


Figure V.5 Principes de la méthode BaRatin

V.7.2 Détermination des a priori hydrauliques

V.7.2.1 Notion de contrôle hydraulique

Dans la section de cours d'eau où est située la station hydrométrique, la relation entre la hauteur d'eau et le débit est déterminée par des caractéristiques physiques du chenal que l'on appelle «contrôles hydrauliques». Selon la gamme de débit considérée, les contrôles hydrauliques en jeu peuvent se succéder ou s'ajouter les uns aux autres, comme illustré par l'exemple simple mais typique de la figure V.6. Pour une valeur de débit croissante, le niveau d'eau à cette station fictive est d'abord contrôlé par un petit seuil naturel, qui est ensuite ennoyé et passe alors le relais à un deuxième seuil situé plus en aval et présentant une plus grande chute. Ce deuxième seuil est à son tour ennoyé, le niveau étant alors contrôlé par le chenal du lit mineur. Lorsque le débordement intervient, le contrôle hydraulique par le lit majeur s'ajoute à celui par le lit mineur.

On distingue deux types de contrôles hydrauliques : le contrôle par une section (cas des seuils naturels), et le contrôle par un chenal (cas des lits mineurs et majeurs). Dans le premier cas, la relation hauteur-débit est déterminée presque uniquement par la géométrie de la section de contrôle, où l'écoulement passe par le régime critique, ce qui se matérialise par une chute et une ligne d'eau quasi horizontale en amont. Dans le second cas, l'écoulement supposé uniforme est gouverné par la géométrie et la résistance à l'écoulement 1 du chenal sur l'ensemble du tronçon homogène.

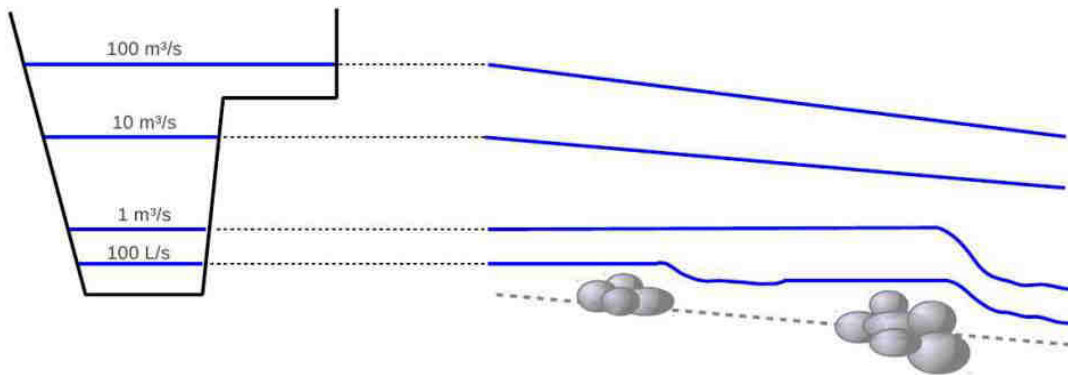


Figure V.6 Illustration simplifiée des contrôles hydrauliques pour une station hydrométrique typique; à droite, profil en long du fond et des lignes d'eau pour différentes valeurs de débit ; à gauche, les niveaux d'eau sont reportés sur le profil en travers de la section de la station.

Des formules hydrauliques simples permettent de prédire ; de façon assez robuste ; la relation hauteur-débit liée aux différents contrôles hydrauliques les plus communs ((loi de Manning-Strickler, seuil ou déversoir à crête horizontale, seuil ou déversoir à crête triangulaire, orifice dénoyé), l'ensemble de ces formules peut s'écrire en utilisant l'équation type suivante, à trois paramètres a, b et c :

$$Q = a(H - b)^c \dots \dots \dots (V.12)$$

Afin de pouvoir couvrir la plupart des configurations habituelles, dans lesquelles des contrôles se succèdent ou s'ajoutent, la courbe de tarage est mise en équation avec la formule mathématique générique suivante :

$$Q = \sum_{r=1}^{N \text{ segments}} I_{[K_{r-1}; K_r]}(h) \sum_{j=1}^{N \text{ controls}} M(r, j) a_j (h - b_j)^{c_j} \dots \dots \dots (V.13)$$

Où $I_{[K_{r-1}; K_r]}$ indique la fonction valant 1 sur l'intervalle de hauteur $K_{r-1} \leq h \leq K_r$, définissant le segment d'indice r, et 0 en dehors de cet intervalle. La matrice M est appelée matrice des contrôles hydrauliques : chacun de ses coefficients M (r, j) vaut 1 si le contrôle hydraulique d'indice j, défini par une équation du type de l'équation 1, est actif sur le segment de hauteur d'indice r, et 0 sinon. Des conditions de continuité sont appliquées aux paramètres b_j ($j \geq 2$) pour garantir le raccordement des différents tronçons de la courbe de tarage. En vue de l'analyse BaRatin, la détermination des a priori hydrauliques va donc consister à identifier les contrôles hydrauliques en jeu pour la station étudiée, et évaluer les hauteurs de transition et les valeurs des paramètres des formules hydrauliques associées.

V.7.3 Critique et validation des jaugeages

Une des originalités de la méthode BaRatin, par rapport aux méthodes bayésiennes publiées sur les courbes de tarage, est de permettre la prise en compte d'incertitudes différentes pour chaque jaugeage. C'est un avantage intéressant pour pouvoir utiliser des jaugeages plus incertains ou des estimations de débit dans des gammes peu ou pas jaugées, en pondérant leur contribution. Comme pour les paramètres des a priori hydrauliques, il est capital de spécifier pour les jaugeages des valeurs d'incertitudes réalistes, ni trop élevées ni trop faibles, car elles impactent à la fois le tracé de la courbe résultante et la largeur de son faisceau d'incertitude. En pratique, des valeurs typiques peuvent être affectées à chaque jaugeage selon la technique employée et les indicateurs de qualité.

V.7.4 Inférence bayésienne

BaRatin est l'application du paradigme bayésien (Rubin et al. 2004) pour le problème de l'estimation des paramètres de la courbe de tarage, sur la base de jaugeages incertains et des connaissances hydrauliques sur la station hydrométrique.

V.7.4.1 Modèle et hypothèses

Le modèle statistique de BaRatin suppose que les erreurs sur les mesures de niveau sont négligeables ou sont reportées dans les incertitudes de débit, et que les mesures de débit sont affectées par des erreurs gaussiennes de moyenne nulle (pas de biais) et d'écart-type u_Q . La courbe de tarage est formalisée comme une fonction $f(h/\theta)$ où h est le niveau d'eau et $(\theta = (\theta_1, \dots, \theta_m))$ sont les m paramètres de la courbe de tarage. La fonction f est donnée par l'équation 2, et les paramètres sont ceux énumérés à la fin de la section 2.1. On suppose que l'écart entre le débit réel et sa représentation mathématique f, forcément simplifiée, est une erreur gaussienne de moyenne nulle et d'écart-type σ_f . Ce dernier étant inconnu et devant donc être estimé. On suppose également que cette erreur, dite « restante », est indépendante de l'erreur de jaugeage. On aboutit ainsi au modèle d'erreur suivant :

$$Q_i = f(H_i|\theta) + \varepsilon_i^f + \varepsilon_i^Q \text{ with } \varepsilon_i^f + \varepsilon_i^Q \sim N(0, \sqrt{\sigma_f^2 + u_{Qi}^2}) \dots\dots\dots(\mathbf{V.14})$$

Où \hat{H} et \hat{Q} sont les hauteurs et débits jaugés, et ε_i^f et ε_i^Q sont les erreurs gaussiennes sur respectivement la formulation mathématique de la courbe de tarage et sur les débits jaugés. L'équation 3 stipule donc que le débit jaugé est égal au débit prédit par la courbe de tarage, plus une erreur liée à l'incertitude de jaugeage, et une liée à l'imperfection de la courbe de tarage.

L'équation 13 comporte plusieurs quantités inconnues : les paramètres de la courbe de tarage ($\theta = (\theta_1, \dots, \theta_m)$) et l'écart-type «restant» σ_f . L'inférence sur ces quantités réclame de définir une vraisemblance et une distribution a priori comme décrit ci-après. L'estimation des paramètres est effectuée à travers la distribution a posteriori, dont la fonction de densité de probabilité (pdf) est définie selon le théorème de Bayes comme suit:

$$p(\theta, \sigma_f | \hat{H}, \hat{Q}) \propto p(\hat{Q} | \theta, \sigma_f, \hat{H}) p(\theta, \sigma_f) \dots \dots \dots (\text{V.15})$$

Où le symbole \propto signifie « est proportionnel à ». On notera que par rapport à des méthodes d'estimation plus classiques (ajustement d'une courbe de tarage par moindres carrés par exemple), le résultat de l'analyse bayésienne n'est pas seulement une valeur estimée des paramètres, mais plutôt une distribution (a posteriori) des paramètres. Ceci est un avantage en termes de quantification des incertitudes, puisque cette distribution représente directement l'incertitude d'estimation des paramètres de la courbe de tarage. Par contre, ceci induit une difficulté technique apparente : manipuler une distribution multivariée telle que celle présentée dans l'équation 6, qui de plus, n'est connue qu'à une constante de proportionnalité de près, peut sembler rédhibitoire. Heureusement, cette difficulté peut être surmontée efficacement en utilisant des algorithmes de simulation MCMC.

V.7.4.2 Utilisation de la distribution a posteriori : simulations MCMC

Les simulations MCMC permettent de générer un grand nombre M de réalisations $(\theta^{(j)}, \sigma_f^{(j)})_{j \leq 1 \leq M}$ issues de la distribution a posterior. A chacune de ces réalisations correspond une courbe de tarage (de paramètres $\theta^{(j)}$), ce qui conduit à la génération d'un ensemble de courbes de tarage plausibles au vu des jaugeages et des

connaissances hydrauliques a priori. Afin d'estimer les distributions a posteriori des paramètres θ et de l'incertitude restante σ_f , le BaRatin réalise 100000 simulations de courbes de tarage.

Chapitre VI

Modélisation de la relation «pluie-débit»

VI.1 Introduction

Le présent chapitre est consacré à une étude de la littérature relative aux mécanismes de la transformation pluie-débit sur un bassin-versant. Après une introduction sur les processus d'écoulements dans un bassin-versant, les questions ayant trait à la modélisation de la relation pluie-débit (P-D) et à la conception de RNA comme des modèles P-D seront abordées et discutées.

VI.2 Mécanisme de la transformation pluie-débit

Une bonne connaissance des processus fondamentaux intervenant dans la transformation des précipitations en ruissellement est indispensable avant toute construction d'un modèle P-D. La présente section présente une introduction succincte des processus, la dynamique et les mécanismes qui caractérisent la relation P-D.

VI.2.1 Transformation de la pluie en débit

Le rayonnement solaire est la force motrice qui détermine le cycle hydrologique (Cf. Figure VI.1). Les 97% de la quantité d'eau présente sur terre se trouvent dans les mers et océans (eau salée), les 3% restants sont constitués d'eau douce. Lorsque l'eau est chauffée sous l'effet du soleil, elle se transforme en vapeur, s'évapore, puis tombe sous forme de précipitations (pluie, neige, giboulée, grêle et brouillard). Les précipitations peuvent tomber directement sur l'océan ou des mers, ou sur des rivières qui les transportent jusqu'à la mer et/ou l'océan. Un certain nombre de possibilités existe pour l'eau qui tombe sur la terre : l'eau peut être interceptée par la végétation puis restituée à l'atmosphère par évaporation ; l'eau peut circuler sur la surface de la terre vers un cours d'eau (où s'évapore avant qu'elle n'atteigne ce cours d'eau) et l'eau peut aussi s'infiltrer dans le sol ou retenue dans un réservoir souterrain destiné (où s'évapore avant qu'elle ne s'y infiltre).

L'eau se déplace vers les zones non saturées par infiltration. L'eau infiltrée peut être absorbée par la végétation, ce qui amène dans l'atmosphère par la transpiration.

Lorsque la teneur de ce sol en eau atteint un maximum, l'eau d'infiltration percole profondément dans le sol jusqu'à ce qu'elle atteigne la nappe phréatique.

Le sol sous la nappe phréatique est saturé en eau d'où son nom zone saturée. L'eau de la zone saturée qui contribue aux écoulements dans les bassins- versant fait partie de l'écoulement souterrain. Le processus d'écoulement d'eau de l'aquifère vers les cours d'eau est appelé suintement ou infiltration.

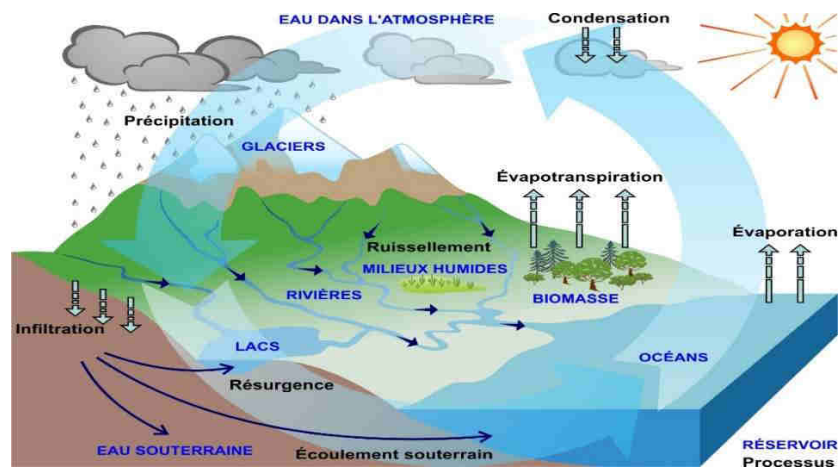


Figure VI.1 Représentation schématique du cycle hydrologique (mettant en évidence les processus souterrains et en surface) (<http://rqs-gries.ca/fr/notions-dhydrogeologie/>)

L'eau tombée sur le bassin-versant est acheminée par le réseau hydrographique vers son exutoire. Une averse, définie dans le temps et dans l'espace, tombant sur un bassin-versant de caractéristiques connues, et dans des conditions initiales données, débouche, à l'exutoire du bassin considéré, sur un hydrogramme défini.

Le passage du hyétogramme de pluie à l'hydrogramme de crue fait intervenir toutes les caractéristiques météorologiques, physiques et hydrologiques du bassin-versant considéré. Dès lors, on comprendra aisément que la détermination d'une relation analytique rigoureuse entre précipitations et débits est une tâche très délicate. Toutefois, l'analyse des séries de couples pluies-débits permet d'obtenir des informations pertinentes sur la fonction de transfert du bassin- versant (Rientjes 2004).

La réponse à un événement de précipitations représenté dans un hydrogramme présente la forme générale d'une courbe en cloche dissymétrique qu'on peut diviser en trois parties :

1. tarissement avant la pluie nette (AB) : écoulement par le débit d'eau souterraine ;

2. élévation brusque (crue) (BC) : écoulement par le débit de surface très rapide ;
3. décrue (CD) : écoulement par le débit de sub-surface rapide ;
4. tarissement (DE) : écoulement par le débit d'eau souterraine.

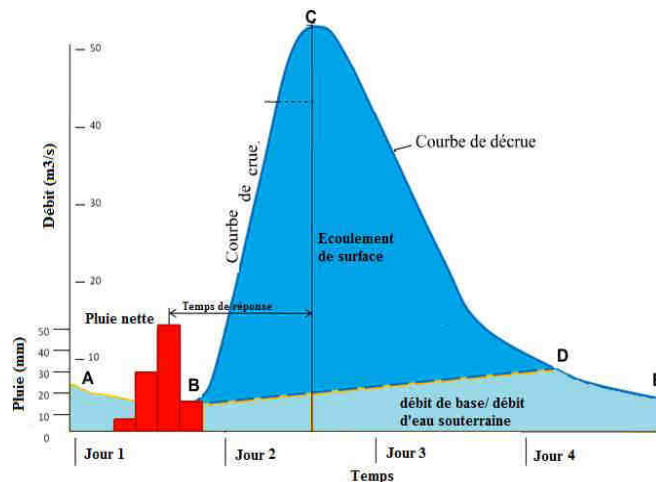


Figure VI.2 Hydrogramme résultant d'un événement de pluie (Musy 2005)

La réponse hydrologique d'un bassin-versant est influencée par une multitude de facteurs tels que ceux liés à ce qui suit :

- conditions climatiques du milieu ;
- pluviosité (répartition spatiale et temporelle, intensité et durée) ;
- morphologie du bassin-versant (forme, dimension, altimétrie et orientation des versants) ;
- propriétés physiques du bassin (nature des sols, couverture végétale) ;
- structuration du réseau hydrographique (extension, dimension, propriétés hydrauliques) ;
- états antécédents d'humidité des sols.

Les facteurs liés aux précipitations ainsi qu'aux conditions climatiques sont des facteurs externes au milieu, tandis que la morphologie, les propriétés physiques du versant, la structuration du réseau ainsi que les conditions antécédentes d'humidité sont des facteurs internes.

La surface de l'hydrogramme de la crue peut être divisée en deux parties. Une partie de l'écoulement représenté dans l'hydrogramme s'est produite en l'absence des événements pluvieux. Cet écoulement est représenté par la surface inférieure de

l'hydrogramme, généralement appelé débit de base. Le débit de base est essentiellement constitué d'écoulements retardés (par exemple écoulement d'eau souterraine).

La partie supérieure représente la composante que l'on appelle écoulement de surface. Ce débit est constitué de tous les processus d'écoulement rapide qui contribuent au ruissellement dans le bassin-versant. Ce volume, exprimé en lame d'eau ruisselée, est égal par définition au volume de la pluie nette. Cependant, la distinction entre écoulement retardé et ruissellement direct de surface étant relativement artificiel, est souvent considéré comme représenté par la ligne en pointillés sur la figure VI.2.

VI.2.2 Processus pluie-débit

Selon Chow et al (Chow et al. 1988), trois composantes de ruissellement peuvent être distinguées à l'échelle locale : le ruissellement de surface, le ruissellement en subsurface et l'écoulement souterrain. Les composantes de ruissellement et les processus d'écoulement, qui les sous-tendent, seront abordés ci-dessous. La figure VI.3 montre un schéma en coupe transversale d'une surface inclinée présentant les différents procédés de ruissèlement.

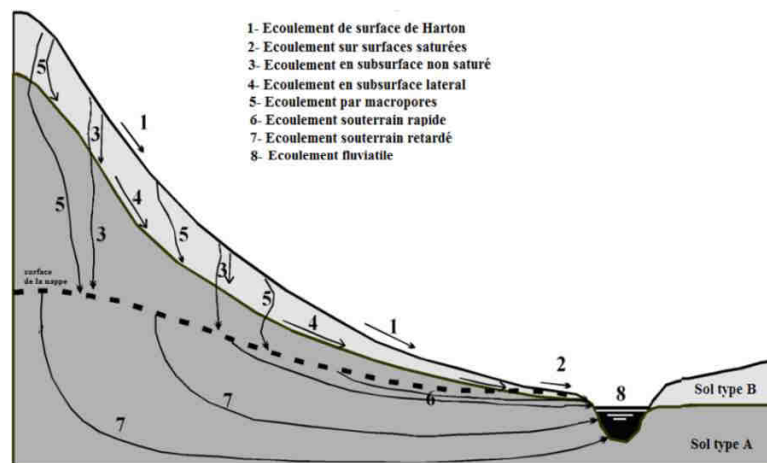


Figure VI.3 Représentation schématique de la section transversale d'écoulement sur une pente descendante d'une colline (Chow et al. 1988).

Ruissellement de surface

- L'Écoulement de surface (de l'écoulement, qui se déplace sous la surface du sol et à travers des canaux pour atteindre l'exutoire du bassin-versant (Chow et al. 1988). Ce phénomène se produit lorsque l'eau ne peut pas s'infiltrer dans le sol. Miller (Miller 1982) distingue deux

mécanismes principaux du ruissellement de surface : 1. Ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration ; et 2. Ruissellement de surfaces saturées. La description des processus d'écoulement qui composent l'écoulement de surface est donnée ci-dessous (résumée à partir des travaux de [Miller 1982](#), [Govindaraju 2000](#) et [Musy 2005](#)) :

1- Ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration : ce modèle d'explication est sans doute le plus connu et le plus utilisé en hydrologie. Développé par Horton en 1945, il démontre qu'un mince filet d'eau se forme à la surface du sol lorsque l'intensité de la précipitation (P) est supérieure à la capacité d'infiltration (f dans la Figure VI.4). ([Musy 2005](#)). Il se base sur le principe d'une capacité d'infiltration décroissante du sol avec le temps. L'humidité des sols y exerce une grande influence sur le début du processus. L'évaluation des conditions d'antécédence d'humidité du sol est donc importante, car elle permet d'évaluer le temps de submersion (temps entre le début de l'averse et l'amorce du ruissellement). Ce dernier est ainsi plus court si le sol est humide et si l'intensité de la pluie est forte. Par conséquent, tant que l'intensité d'une averse ne dépasse pas la capacité d'absorption du sol, l'eau pénètre en profondeur. Par contre, lorsque l'intensité dépasse cette capacité d'absorption, l'excédent d'eau s'accumule en surface et un mince filet d'eau se forme. C'est le ruissellement hortonien. Le volume d'eau écoulé est alors égal à la pluie nette (pluie qui n'est pas infiltrée). Le ruissellement hortonien se rencontre principalement dans les régions où l'intensité des précipitations est élevée et les sols possèdent souvent une faible capacité d'infiltration, tandis que la résistance hydraulique à l'écoulement de surface est faible (par exemple, les pentes nues ou recouvertes d'une croûte avec peu de végétation) ([Rientjes 2003](#));

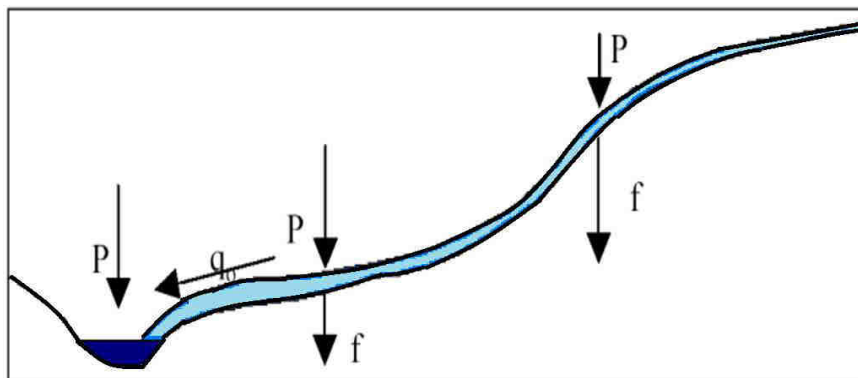


Figure VI.4 Ruissellement hortonien ([Beven 2011](#)).

2- Ruissellement de surfaces saturées : il est provoqué par une saturation des horizons supérieurs du sol et survient principalement dans les zones hydromorphes où la nappe est proche de la surface (nappe perchée, nappe temporaire affleurante) (Dunne 1983). Dans un premier temps, les précipitations abondantes diminuent la capacité d'infiltration des sols et engendrent une remontée du niveau de la nappe (Musy 2005). Cette saturation par le bas produit alors un ruissellement de surface saturée (Cf. figure VI.5 et figure VI.6). L'écoulement se produit, à la fois, par l'exfiltration de la nappe et par les précipitations qui tombent sur le sol saturé (Cf. Figure VI.5). Dans un deuxième temps, le filet d'eau peut s'infiltrer dans des zones non saturées, encore plus en aval ou alors rejoindre directement un cours d'eau. S'il participe à l'écoulement d'une rivière, ce type de ruissellement est appelé ruissellement de surfaces contributives (Gril et al. 1999).

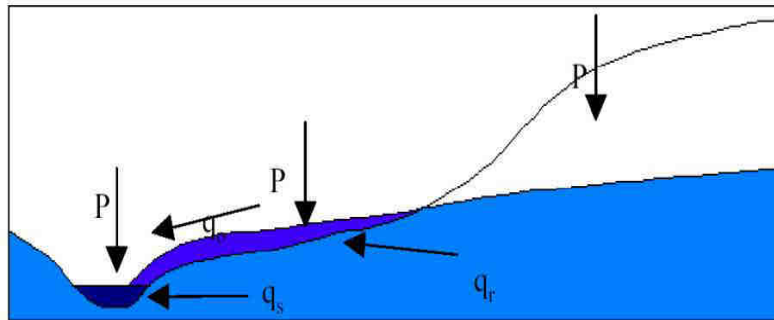


Figure VI.5 Ruissellement de surfaces saturées suite à la remontée du niveau de la nappe (Beven 2011).

- L'écoulement dans le canal se produit lorsque l'eau atteint le système de drainage du bassin-versant naturel ou artificiel. L'eau y est transportée par le réseau hydrographique, dans lequel les apports provenant de divers processus de ruissellement sont collectés et acheminés.

Écoulement de subsurface

L'écoulement de sub-surface ou écoulement hypodermique désigne l'ensemble des écoulements situés dans les horizons de surface partiellement ou totalement saturés en eau, c'est-à-dire sous la surface du sol mais au-dessus des nappes phréatiques permanentes. Il a une capacité de vidange plus lente que l'écoulement superficiel mais plus rapide que celui des nappes profondes (Chow et al. 1988). Les processus qui composent l'écoulement latéral préférentiel de subsurface sont donnés ci-dessous (résumée à partir des travaux de Miller 1982, Govindaraju 2000 et Musy 2005) :

- L'écoulement de subsurface non saturé est produit par l'infiltration d'eau dans des zones proches de la surface. Cette infiltration se déroule dans des conditions d'écoulement qui sont soumises à la loi de Darcy et où les mouvements d'eau dans le sol, leur direction et leur importance sont régis par les différences d'énergie potentielle totale de l'eau, celle-ci se déplaçant d'un point à énergie élevée vers un point de plus basse énergie. Etant donné que les variations de la teneur du sol en humidité dans la direction verticale sont beaucoup plus grandes que dans la direction horizontale, la direction d'écoulement dans zones non saturées proches de la surface est prédominante dans la direction verticale. La contribution de l'écoulement de sub-surface non saturé pour le ruissellement total du bassin-versant est insignifiante.
- L'écoulement de sub-surface perché est produit dans les sols pour lesquels la conductivité hydraulique diminue avec la profondeur, le processus d'infiltration peut être ralenti, voire stoppé par des niveaux de sub-surface moins perméables (Cf. Figure VI.6). La zone au-dessus de ce niveau peut se saturer complètement (apparition d'une nappe perchée) et un écoulement hypodermique saturé se produit sous l'effet de la pente et de la gravité. L'intensité de l'écoulement augmente dans les couches les plus fines. Si le niveau saturé atteint la surface, du ruissellement sur surface saturée peut apparaître (Kirkby 1969). Ce processus peut représenter une partie plus importante de l'hydrogramme que le phénomène de ruissellement. Il apparaît alors possible que les débits dans les rivières soient produits par des écoulements dans des zones proches de la surface.

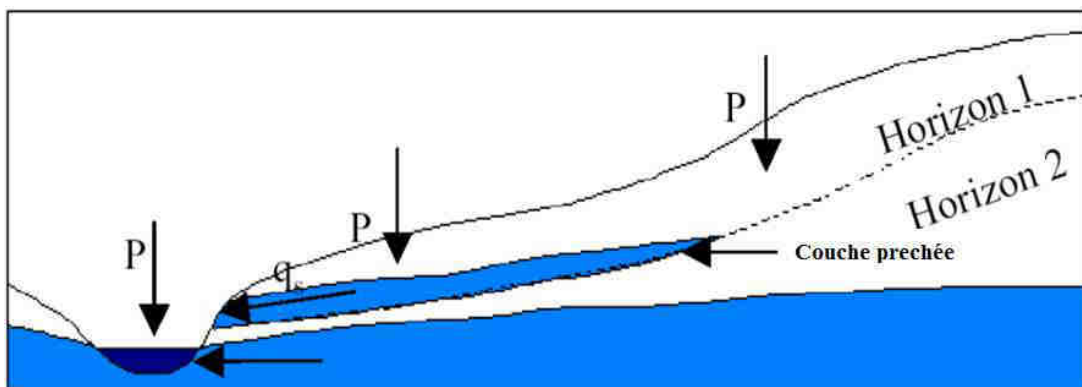


Figure VI.6 Ruissellement de sub-surface perché (Beven 2011)

- L'écoulement en macropores se caractérise par un écoulement en sub-surface non Darcien. Il se produit dans des vides, des conduites naturelles et des fissures dans

la structure du sol. La décomposition d'un système racinaire, les galeries d'animaux, les fractures ou les karsts peuvent être à l'origine de leur existence. Les macropores constituent un réseau où des écoulements préférentiels sont possibles et modifient considérablement le processus d'infiltration. Dans le cas d'une macroporosité, le phénomène d'infiltration est très rapide et peut difficilement être représenté par un écoulement de type Darcy. Les macropores permettent des transferts verticaux ou latéraux rapides à travers la matrice et peuvent parfois connecter différents niveaux qui ne le seraient pas s'ils n'existaient pas. On voit donc que la macroporosité peut considérablement influencer les processus de genèse de débit en accélérant la réponse des bassins. Pour des raisons de simplicité, ce processus ne sera pas pris en compte dans le modèle qui sera présenté ultérieurement.

Ruissellement de l'écoulement souterrain

Dès les années 1930-1940, des hydrologues ont observé des régimes d'écoulements dans des bassins ne pouvant s'expliquer par les concepts de ruissellement hortonien ou de ruissellement sur surface saturée (ex. ([Hursh 1936](#))). Ils supposent alors que les écoulements souterrains, et particulièrement les écoulements de subsurface, peuvent être dans certains cas des processus dominants d'alimentation du réseau hydrographique.

L'eau des rivières n'est plus simplement de l'eau qui ruisselle à la surface mais plutôt de l'eau qui s'infiltré et transite par le sol. Les processus qui composent le ruissellement de l'écoulement souterrain sont donnés ci-dessous (résumés à partir des travaux de [Chow et al. 1988](#)) :

- Le ruissellement de l'écoulement souterrain rapide est le débit des eaux souterraines évacuées dans la partie supérieure non saturée du sous-sol.
- Le ruissellement de l'écoulement souterrain retardé est le débit des eaux souterraines évacuées dans la partie inférieure du sous-sol saturé, qui était déjà saturé avant l'événement de précipitations. Cette partie d'écoulement souterrain assure, en général, le débit des rivières en l'absence de précipitations et soutient les débits d'étiage (l'écoulement souterrain des régions karstiques fait exception à cette règle).

Comprendre les processus dominants dans la genèse des débits des rivières est encore aujourd'hui une question-clé de l'hydrologie. En effet, le fonctionnement hydrologique des bassins-versants et des versants reste encore mal connu. La séparation entre les différents types d'écoulement est très utile dans la modélisation P-D, mais il est souvent artificiel.

La majorité des processus d'alimentation des débits des rivières mentionnées dans les paragraphes précédents montre que les interactions surface/subsurface sont des acteurs majeurs, et souvent la combinaison de plusieurs d'entre eux conditionne réellement la genèse des débits dans le bassin-versant. Ces interactions sont fortes et ne peuvent être observées ou analysées séparément, (Rientjes 2003). Le ruissellement de l'écoulement souterrain rapide et retardé est l'un des exemples édifiants de la difficulté de séparation entre les différents processus d'alimentation des débits des rivières.

VI.2.3 Processus dominants de la génération de l'écoulement sur un bassin-versant

À l'échelle du bassin-versant, plusieurs (et éventuellement tous) processus d'alimentation des débits des rivières présentés dans la partie précédente peuvent se produire dans une certaine mesure, en fonction de diverses caractéristiques du bassin-versant. Les caractéristiques physiques (par exemple, la topographie) ; morphologiques (par exemple, la surface du bassin) ou caractéristique du sol (par exemple, la végétation et l'utilisation des terres) sont les principaux facteurs qui contrôlent et déterminent la localisation, l'intensité, le déclenchement et l'arrêt de ces processus. Aussi, le déclenchement des différents processus dépend de la capacité des différents compartiments (surface, subsurface, profonds) à stocker ou à transférer les différents apports d'eau. Un compartiment commencera par stocker de l'eau jusqu'à ce que sa capacité de stockage maximale soit atteinte. L'activation des différents processus de transferts interviendra alors. Lorsque la capacité maximale de transfert du premier processus actif est dépassée, un autre processus est activé pour répondre à la demande de transfert. Un processus actif n'est cependant pas forcément contributif au débit. Il faut noter, dans ce cadre, l'importance des zones où la nappe est affleurante, habituellement près des cours d'eau. Ces zones sont souvent le siège de la plupart des processus de genèse des débits, principalement le ruissellement sur surface saturée,

l'exfiltration, l'intumescence de nappe et l'écoulement en macropores. De plus, ces zones ; interfaces privilégiées entre eaux souterraines, eaux de subsurface et eaux atmosphériques, sont propices à l'occurrence simultanée de l'ensemble de ces processus. Du fait de leur proximité des cours d'eau, elles ont souvent une contribution importante au débit de crue.

VI.3 Modélisation de la relation pluie-débit

Un modèle pluie-débit est un outil numérique de représentation de la relation pluie-débit à l'échelle d'un bassin-versant. Il permet de transformer des séries temporelles décrivant le climat d'un bassin-versant donné (par exemple les séries de précipitations et de températures fréquemment utilisées comme entrées du modèle hydrologique) en une série de débits (sortie du modèle hydrologique). Cette transformation des précipitations en débit doit être étudiée afin d'être en mesure de prévoir le débit. La connaissance de débit du cours d'eau est aujourd'hui un instrument indispensable à la gestion des ressources en eau, la prévision de débits, la gestion d'ouvrages de retenue, le dimensionnement d'ouvrages hydrauliques, etc.

Perrin (Perrin 2000) a indiqué que la modélisation de la relation entre les précipitations et le débit est le phénomène hydrologique le plus complexe à comprendre, et ce, en raison de la variabilité spatio-temporelle des caractéristiques des bassins-versants et du régime des précipitations, et du nombre de variables influençant la modélisation du processus physique.

Différentes approches de modélisation pluie-débit ont été proposées dans la littérature, et il existe presque autant de classifications que d'auteurs qui ont abordé le sujet. Nous allons néanmoins rappeler quelques modèles en se basant sur quelques clés de différenciation des modèles proposés par Clarke (Clarke 1973) et Ambroise (Ambroise 1998) (In Perrin 2000), le modèle serait :

- déterministe ou stochastique, en fonction des variables enjeu (Clarke 1973). Ainsi, si les variables sont aléatoires, le modèle sera stochastique. Il sera déterministe dans le cas contraire ;
- global, distribué ou semi-distribué, suivant l'échelle à laquelle s'effectue l'approche de la modélisation. Le modèle serait global si l'approche se fait directement à l'échelle du bassin, semi-distribué si l'approche se fait à l'échelle de quelques sous-bassins constitutifs du bassin-versant et distribué si l'on

considère le bassin-versant comme constitué d'une multitude de parcelles assimilables à des points de caractéristiques homogènes.

- empirique, conceptuel, ou théorique (fondé sur la physique), suivant les relations utilisées pour modéliser la transformation de la pluie en débit.

Dans la section suivante, les deux derniers groupes sont analysés plus en détail en raison de leur légitimité et efficacité dans la pratique.

VI.3.1 Modèle pluie-débit à base physique

Un modèle à base physique représente les processus de la relation pluie-débit en utilisant les lois physiques régissant ces processus. Les modèles de surface continentale sont également des modèles à base physique qui représentent la relation pluie-débit. De plus, ce type de modèles permet le calcul des différents termes du bilan d'eau du bassin-versant étudié. Ces modèles prévoient typiquement la solution des équations différentielles partielles qui régissent les processus d'écoulement dans le bassin-versant (le plus souvent exprimé par une équation de continuité et une équation de mouvement). En conséquence, les modèles physiques sont en mesure de représenter à tout moment l'état hydrologique d'un processus d'écoulement du bassin-versant ou d'une variable (Govindaraju 2000). Ces modèles tiennent compte de la variabilité spatiale du bassin par une discrétisation fine à base de mailles sur lesquelles sont appliquées les lois concernées, ce qui permet de donner une représentation des flux et stocks au sein du bassin. Chacune est caractérisée par un ensemble de paramètres, ayant en principe une signification physique et donc mesurable sur le terrain. Le niveau de raffinement de ces modèles permet de simuler simultanément d'autres variables hydrologiques que le débit (niveau des nappes, évaporation, etc.). Théoriquement, ces modèles, de par leur approche distribuée et physique, se mettent en position de pouvoir répondre à des questions liées à l'effet de changement d'occupation du sol et de pouvoir être appliqués sur des bassins non jaugés.

Par ailleurs, la validation du fonctionnement interne complexe de ces modèles est quasiment impossible, notamment du fait de l'absence de données suffisantes. Pour un modèle numérique de ce type, les données du modèle doivent inclure non seulement les valeurs des propriétés physiographiques, géologiques et / ou les données météorologiques de toutes les unités spatiales dans le système, mais aussi les types et les valeurs des conditions aux limites du modèle (Makhlouf and Zuppi 1994). D'un point

de vue pratique, l'utilisation de tels modèles reste du champ de la recherche, avec des temps de calcul trop longs et des besoins en données trop importants pour pouvoir envisager, pour l'instant, une application opérationnelle (Clarke 1973).

VI.3.2 Les modèles conceptuels pluie-débit

Les modèles conceptuels sont des représentations logiques d'éléments simples, par exemple des réservoirs et des canaux linéaires ou non linéaires, qui simulent les processus en jeu dans un bassin. On représente alors dans le modèle de façon simplifiée les processus jugés pertinents pour la modélisation. Le concepteur introduit des idées généralement fondées sur les connaissances physiques et sur l'observation du bassin. Makhlouf and Zuppi (Makhlouf and Zuppi 1994) a défini les modèles conceptuels comme étant des réducteurs de la complexité naturelle, bien qu'ils aient l'avantage d'introduire une référence physique. Ce type de modèle est généralement constitué de réservoirs connectés entre eux, dont les niveaux augmentent et diminuent au cours du temps et qui sont censés représenter les différents compartiments hydrologiques des bassins-versants. L'utilisation de différents réservoirs permet une première séparation des composantes de la relation pluie-débit.

L'approche à laquelle s'effectue la modélisation, pour prendre en considération la répartition spatiale des variables et des paramètres dans un bassin-versant, est différente entre les modèles conceptuels. Certains, mais pas beaucoup, de ces modèles utilisent la modélisation distribuée utilisée dans les modèles physiques dont il considère que le bassin-versant est constitué d'une multitude de parcelles assimilables à des points de caractéristiques homogènes, d'autres utilisent la méthode localisée utilisée par des modèles empiriques 'global'. Aussi, l'approche semi-distribuée est utilisé dans certain cas pour ce type de modèle.

VI.3.3 Les modèles empiriques pluie-débit

Lorsqu'on parle d'approche empirique, il s'agit d'établir des relations entre la grandeur à modéliser et les facteurs qui la déterminent mais on n'est jamais sûr que les facteurs retenus expliquent, à eux seuls, la grandeur à modéliser. En plus, les facteurs qui déterminent la grandeur à modéliser, ne sont pas toujours mesurés ni même souvent tous mesurables : on reste donc dans un cadre statistique (Dreyfus et al.

2002). C'est pourquoi l'on évoque souvent des modèles probabilistes. En hydrologie, ces modèles sont, pour la plupart d'entre eux, globaux. Le modèle empirique ou «boîte noire» est une description paramétrée du processus dont tous les paramètres doivent être déterminés à partir des mesures effectuées. Ils ne tiennent aucunement compte des connaissances expertes et objectives disponibles. Dans l'approche empirique, la perception du modélisateur du monde réel est pratiquement absente. Il y a de ce fait, pour les modèles empiriques, une interaction relativement faible avec l'expérimentation, et ce, d'autant plus que leur développement repose essentiellement sur des séries hydrologiques nombreuses (Perrin 2000). Bâtie essentiellement à partir de l'analyse des données, cette approche fonctionne très bien en interpolation, mais elle est moins appropriée en extrapolation. Ce type de modèles sont souvent jugés peu propices à l'augmentation des connaissances sur les processus détaillés. En revanche, ils sont des outils pertinents d'analyse comportementale des bassins. L'absence d'idée préconçue dans leur construction leur permet une évolution plus rapide vers des réponses efficaces à des problématiques données. Leur développement reste, néanmoins, très dépendant de la disponibilité des données. Deux exemples de ces types de modèles sont les ARIMA (pour autoregressive integrated moving average), modèle autorégressif à moyennes mobiles intégrées et les RNA (réseaux de neurones artificiels). Nous détaillerons dans la section suivante l'utilisation des RNA comme des modèles de transformation de P-D dans un bassin-versant.

VI.4 Les RNA comme des modèles 'pluie-débit'

Les hydrologues sont souvent confrontés aux problèmes de prédiction et d'estimation des débits sur les bassins-versants, et ceci est dû, selon Govindaraju (Govindaraju 2000), au degré élevé de la variabilité spatio-temporelle dans le bassin-versant, au problème de la non-linéarité des processus physiques, à la difficulté et l'incertitude dans les estimations des paramètres et aux hypothèses avancées dans la représentation des sous-processus dans les modèles conceptuels et qui sont souvent difficiles à valider avec les données disponibles. En raison de ces difficultés et d'une mauvaise compréhension concrète des processus physiques, l'empirisme peut jouer un rôle important dans la modélisation de la relation P-D.

Cette approche de la modélisation possède de nombreuses caractéristiques en commun avec d'autres approches de modélisation de la relation P-D en hydrologie : le

processus de sélection du modèle peut être considéré comme équivalent à la détermination de l'architecture appropriée de réseau neurone, la calibration et la validation du modèle analogue à l'apprentissage et le test du réseau (Govindaraju 2000).

Les RNA sont considérés comme l'une des les plus avancées techniques de modélisation à boîte noire et ils ont été utilisés par de très nombreux auteurs depuis le milieu des années 90 dans le contexte de la modélisation pluie-débit (Coulibaly et al. 2001; French et al. 1992; Hsu et al. 1995; Zealand et al. 1999). La majorité des études rapportent que les RNN ont abouti à des résultats aussi performants que les techniques empiriques traditionnelles (par exemple, ARMAX ('Auto-Regressive Moving average with exogenous inputs'), autorégressifs à moyenne mobile) et les modèles conceptuels (Hsu et al. 1995). Cependant, certains inconvénients liés à l'utilisation des RNA, comme des modèles 'pluie-débit', sont souvent rencontrés, tels que :

- absence de méthodes systématiques permettant de définir la meilleure topologie du réseau et le nombre de neurones à placer dans la (ou les) couche(s) cachée(s) ;
- choix des valeurs initiales des poids du réseau et réglage du pas d'apprentissage, qui jouent un rôle important dans la vitesse de convergence ;
- problème du sur-apprentissage (apprentissage au détriment de la généralisation) ;
- connaissance codée par les valeurs des poids et intelligible pour l'utilisateur lorsqu'elle est acquise par un réseau de neurones. La plupart des applications RNA a été incapable d'expliquer, d'une manière significative, le processus de base par lequel les réseaux arrivent à simuler les résultats. Cette limitation de RNA est encore plus évidente en comparaison avec les approches de modélisation à base physique.

VI.4.1 Sélection de variables d'entrée du modèle RNA

Comme d'autres modèles à boîte noire, les RNA tirent leur connaissance à partir des données qui leur sont présentés, et il est évident de voir que la question, dont les données d'entrée et de sortie qui servent à la présentation d'un ANN est d'une importance capitale. Les variables qui ont une influence sur le débit à l'exutoire du bassin-versant sont nombreuses. En plus des précipitations qui en sont la cause directe des écoulements, les variables comprennent : évaporation ; profondeur de neige ; précipitations durant la période d'hiver ; indice de température hivernal,

température, niveaux des eaux souterraines et valeurs de débit actuel et précédent peuvent servir comme entrées du modèle RNA avec un poids explicatif différents pour la sortie. En conséquence, la procédure de sélection des variables ou d'entrées pertinentes est toujours appliquée. A cet effet, deux stratégies ont été souvent utilisées :

1. la stratégie d'élimination (stepwise backward regression) consiste à partir de toutes les variables potentiellement pertinentes à procéder par élimination successive d'une d'entre elles en fonction de leur pertinence suivant un critère donné jusqu'à obtention des plus pertinentes ;
2. la stratégie de construction (stepwise forward regression) consiste, à partir d'un nombre minimal de variables, à procéder par addition successive d'une nouvelle variable en fonction de sa pertinence suivant un critère donné jusqu'à l'obtention des plus pertinentes ;

Dans le cas de notre travail, les précipitations, les précipitations précédentes et le débit précédent seront utilisés comme entrée du modèle et la deuxième stratégie sera utilisée.

La formulation mathématique du modèle RNA, l'architecture des modèles, le nombre de nœuds cachés, l'optimisation des réseaux de neurones ainsi que la mesure des performances du modèle sont présentés en détail dans le chapitre V.

Chapitre VII

Evaluation de la relation «Pluie-débit» sous l'incertitude de la courbe de tarage

VII.1 Introduction

La quantification des apports liquides mensuels à l'échelle du bassin-versant est importante pour la planification des ressources en eau et de la gestion, la conception et l'exploitation des réservoirs, la répartition de l'eau entre les différents utilisateurs (domestique, agricole, industriel et énergétique) et la prévention et la gestion des phénomènes climatiques extrêmes d'inondations et de sécheresses. D'autre part, la modélisation hydrologique dans les régions arides et semi-arides pose un problème crucial de par le monde. Dans le nord de l'Algérie, la quasi-totalité des bassins-versants ont ce type de climat, donc il est nécessaire de donner plus d'attention pour modéliser les apports mensuels à partir de paramètres tels que les précipitations. En outre, il est intéressant de mentionner que cette région, qui se trouve dans un climat de transition entre aride (au sud) et méditerranéen (au nord), est caractérisée par une grande variabilité spatio-temporelle des précipitations dont les événements de la sécheresse ont été très marqués. Malgré l'importance de la ressource en eau sous ces régions, les données hydrologiques ont historiquement été fortement limitées. Par conséquent, la planification de la gestion des ressources en eau et les activités tributaires de l'eau et la prévision des débits dans les bassins restent un défi majeur pour les hydrologues. À cet effet, l'utilisation ou bien le développement des nouveaux modèles hydrologiques, ici pluie-débit, est plus que nécessaire. Cependant, l'utilisation des modèles pour la prévision des différents phénomènes naturels en hydrologie est toujours incertaine et accompagnée par une certaine incertitude. Cette incertitude peut diminuer grâce à l'amélioration des modèles existants, à l'émergence de nouveaux modèles ou encore de nouvelles techniques de calcul. Comme on l'a mentionné dans l'introduction générale, la précision des prédictions par un modèle pluie-débit dépend de la conception et l'incertitude des limnigrammes existants et des débits jaugés utilisés pour ajuster la courbe de tarage, qui convertit les séries chronologiques des hauteurs lues en

débits. En général, l'incertitude de la courbe de tarage est le produit de la combinaison de plusieurs sources. Ainsi, le débit est sujette à de nombreuses incertitudes du moment qu'il ne se mesure pas directement. Il doit être dérivé de cette courbe en utilisant d'autres variables directement mesurables telles que les mesures de niveau d'eau, vitesses et les sections mouillées (Hatzigiannakis et al. 2016). A cela, s'ajoutent des problèmes de précision ou de robustesse de l'extrapolation de la courbe de tarage pour estimer les débits extrêmes (Zeroual et al. 2010). Dans le cas des Oueds algériens, l'extrapolation de la courbe de tarage au-delà de la plage de jaugeage est la principale source de cette incertitude (Zeroual et al. 2010). Ce chapitre représente une approche quantitative de l'incertitude des données d'écoulement dérivé de la courbe de tarage et son impact sur l'amélioration de la qualité de prédiction des apports mensuels par un modèle pluie-débit fondé sur l'approche du réseau de neurones artificiels (RNA pluie-débit). L'incertitude de la courbe de tarage de la station hydrométrique de Fer à cheval dans le bassin-versant du Mazafran est effectuée dans le cadre de l'analyse bayésienne en utilisant la méthode BaRatin. Par la suite, la courbe la plus probable au niveau de confiance de 95 % est utilisée pour construire une nouvelle série chronologique de débits afin d'évaluer le meilleur modèle RNA pluie-débit. Pour le choix du meilleur modèle RNA pluie-débit, quatre algorithmes du réseau neurone de back propagation seront appliqués sur les données de cinq stations hydrométriques dans le bassin-versant « Côtier Algérois » durant la période 1972-2012.

VII.2 Présentation de la zone d'étude

VII.2.1 Situation géographique

Le bassin Côtier Algérois est situé au Nord de l'Algérie. Les bassins versants Soummam, Isser et Cheliff constituent sa façade du sud, tandis que la mer Méditerranée le borde au Nord (Cf. Fig. VI.1). De forme allongée, de direction E-W, le bassin Côtier Algérois couvre une grande partie du littoral Algérien, et s'étend sur une superficie de 14000 km². Géographiquement, il s'inscrit entre les latitudes 36° 1' et 36° 58' Nord et entre les longitudes 5° 6' et 0° 7' Ouest. Le bassin Côtier Algérois est drainé par les oueds Damous, Hachem, Mazafran, El Harrach, Hamiz, et Sebaou qui déversent dans la Méditerranée. Le bassin versant peut être subdivisé en trois grands sous bassins (Cf. Fig. VI.1) :

Le bassin Côtier Ouest (Côtier Tenes et Guelta) ;

Le bassin Côtier Centre (Mitidja) ;

Le bassin Côtier Est (Sebaou).

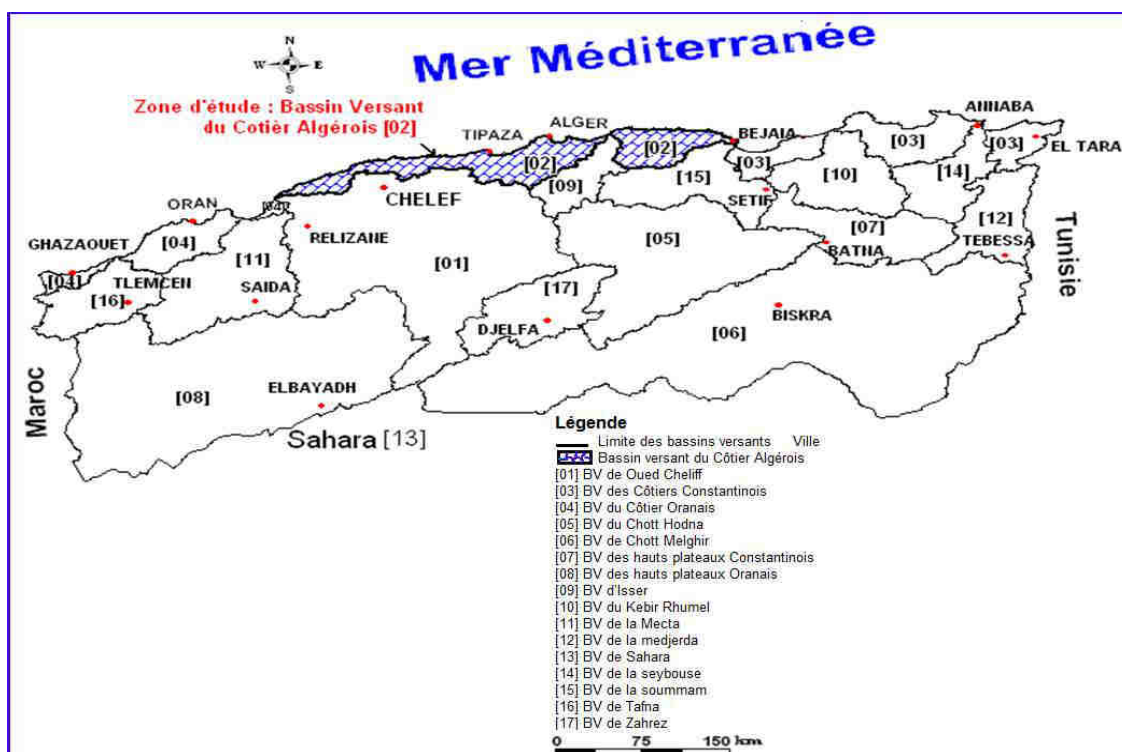


Figure VII.1 Carte de situation de la zone d'étude.

VII.2.2 Description générale du bassin-versant Côtier Algérois

Les caractéristiques géographiques, physiographiques et géologiques, climatologie générale et hydrographie des sous bassins versants sont détaillées dans [Zeroual \(2009\)](#).

VII.3 Etat de l'art sur l'extrapolation des courbes de tarage dans le bassin-versant Côtier Algérois

En Algérie, les besoins de jaugeage exprimés par les hydrologues et les hydrauliciens dépassent les capacités de l'hydrométrie opérationnelle classique. L'appareillage utilisé pour estimer le débit des oueds (moulinet, flotteur...) donne des mesures précises en conditions limitées n'incluant pas les événements des crues en dehors de leurs procédures de mise en œuvre qui sont lourdes et coûteuses. Selon de Zeroual ([Zeroual 2009](#)), les courbes de tarage de dix-huit (18) stations hydrométriques (Cf. Figure VII.2)

CHAPITRE VII La relation Pluie-débit sous l'incertitude de la courbe de tarage

appartiennent au bassin-versant du Côtier Algérois, sont généralement établies à partir d'une série de jaugeages et présentent deux parties, la première est plus ou moins précise selon la dispersion des points autour d'une courbe moyenne, la seconde est extrapolée au-delà du plus fort jaugeage réalisé. Aussi, le dépouillement des fiches de jaugeages de ces stations a montré que les données de jaugeage en période de crue sont peu abondantes et l'étalonnage de la courbe de tarage est continuellement faite sans l'inclusion des mesures de grands débits.

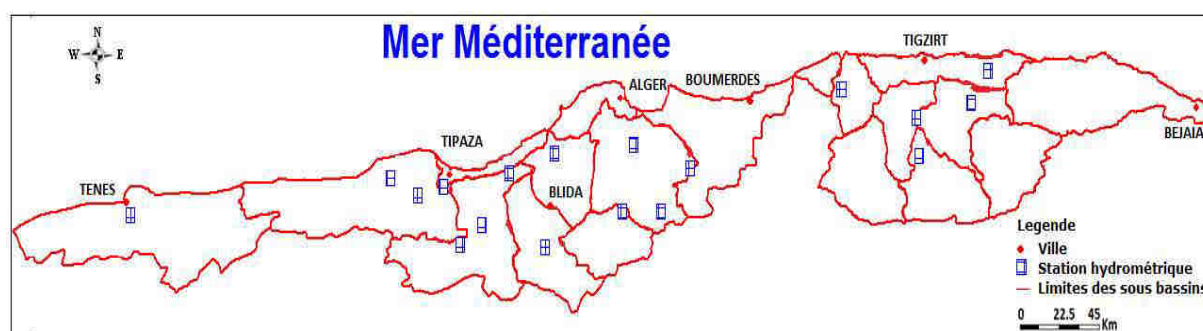


Figure VII.2 Carte de Situation des Stations Hydrométriques.

Afin d'évaluer le degré d'extrapolation de la courbe de tarage d'une station à une autre, nous avons comparé la valeur de débit maximum jaugé par rapport à la période de retour T de la valeur maximale de crue. La valeur maximale de débit jaugé, $Q_{j,max}$, est déterminée à partir de dépouillement de fiches de jaugeages et de la période de retour, T , du débit $Q_{j,max}$. Ce dernier est calculé à partir de la distribution de Gumbel dont les paramètres de la loi sont déterminés suite à l'ajustement des débits maximaux annuels à cette loi. Selon Lang et Claudet (Lang and Claudet 2005), les valeurs de $Q_{j,max}$ ont été réparties dans quatre classes, correspondant à l'échelle d'intensité de crue utilisée en France, crue fréquente ($T < 2$ ans), crue moyenne ($2 \leq T < 10$ ans), crue forte ($10 \leq T < 100$ ans) et crue rare ($T \geq 100$ ans). Zeroual (Zeroual 2009) a donné les caractéristiques d'écoulement (débit liquide jaugé, surface mouillée, rayon hydraulique, vitesse moyenne et maximal, profils des vitesses pour chaque verticale et profondeur d'écoulement) de dix-huit (18) stations hydrométriques dont les caractéristiques de cinq stations ont été mise à jour. Le tableau VII.1 montre que pour la majorité des stations, le débit correspondant à la hauteur maximale jaugée est de période de retour inférieure à 2 ans. Trois stations sont jaugées au delà de la décennale. Cette analyse permet de

CHAPITRE VII La relation Pluie-débit sous l'incertitude de la courbe de tarage

montrer l'impact qui peut jouer l'extrapolation de la courbe de tarage sur l'incertitude des séries hydrométriques.

Tableau VII.1 Débit maximum jaugé et son classe pour chaque station hydrométrique.

| Station hydrométrique | Code | Oued | A (Km ²) | N | Q _{j,max} (m ³ /s) | Période de jaugeage | Débit max jaugé | |
|-----------------------|--------|------------|----------------------|-----|--|---------------------|-----------------------|---------|
| | | | | | | | Période de retour (T) | Classes |
| Sidi Akacha | 020207 | Allalah | 295 | 77 | 8 | 1988-2007 | | |
| Amont des gorges | 021126 | Chiffa | 316 | 367 | 350 | 1987-2008 | | |
| Hajout | 020318 | Bourkika | 72 | 88 | 3 | 1988-2007 | | |
| Mesdour | 020331 | Boukdir | 213 | 114 | 3 | 1996-2007 | / | / |
| Pont RN11 | 020323 | Belah | 55 | 75 | 61.4 | 1993-2012 | | |
| Ouled Ali | 020627 | Barek | 37 | 152 | 6.9 | 1988-2012 | | |
| RN24 | 020808 | M'letat | 35 | 80 | 8 | 1991-2007 | [1, 2[| 1 |
| El Affroun | 021007 | Djer | 395 | 123 | 3.17 | 1990-2010 | | |
| Boumedfaa | 021006 | Djer | 336 | 67 | 21 | 1996-2005 | / | / |
| Attatba | 021011 | Bouroumi | 680 | 125 | 5 | 1990-2008 | | |
| Fer à Cheval | 021201 | Mazafran | 1900 | 365 | 198 | 1987-2010 | | |
| Rocher des Pigeons | 021301 | El Harrach | 387 | 135 | 14.05 | 1989-2011 | | |
| Baraki | 021418 | El Harrach | 970 | 140 | 10 | 1993-2008 | | |
| Larbaa | 021402 | Djemmaa | 130 | 144 | 8 | 1987-1996 | | |
| Freha | 021605 | Dis | 100 | 76 | 3 | 1989-2006 | | |
| RN30 | 021715 | Aissi | 460 | 188 | 14 | 1989-2008 | | |
| Belloua | 021803 | Sebaou | 1490 | 125 | 160 | 1989-2001 | / | / |
| Baghlia | 022001 | Sebaou | 2390 | 125 | 175 | 1991-2001 | / | / |

N : Nombre de mesure disponible.

VII.4 Modélisation de la relation pluie-débit à l'aide des réseaux de neurones artificiels

Dans ce qui suit, nous proposons une approche de modélisation de la relation pluie-débit à l'échelle mensuelle basée sur l'utilisation de réseaux neuronaux. Le réseau de neurone artificiel type feed-forward (nommé perceptron multicouche) est utilisé pour prédire l'apport mensuel (débit mensuel). La structure du réseau est optimisée pour obtenir une bonne capacité prévisionnelle sur des données de cinq sous bassin-versant dans le Côtier Algérois pour la période 1972-2012. On a utilisé trois algorithmes de rétropropagation, à savoir : l'algorithme de Levenberg-Marquardt (**ANN_LM**), l'algorithme Resilient back propagation algorithm (**ANN_RP**) et l'algorithme Scaled conjugate gradient algorithm

CHAPITRE VII La relation Pluie-débit sous l'incertitude de la courbe de tarage

(ANN_SCG). L'évaluation des données de débits manquantes à l'échelle mensuelle à une station donnée a été déterminée à partir des valeurs provenant de la station voisine présentant le meilleur coefficient de corrélation et ayant fonctionné durant le mois manquant. Les caractéristiques des sous bassin des cinq stations hydrométriques utilisées sont présentées dans le tableau VII.2.

Tableau VII.2 Caractéristiques morphométriques des sous bassins des cinq stations hydrométriques étudiés.

| Oued | Station | Surface (km ²) | Longueur du canal principal (km) | Altitude max (m) | Altitude mean (m) | Altitude min (m) | densité de Drainage (km/km ²) |
|------------|--------------|----------------------------|----------------------------------|------------------|-------------------|------------------|---|
| Belah | RN 11 | 55 | 16 | 736 | 254 | 25 | 3,6 |
| Djer | El afroun | 395 | 50 | 1530 | 513 | 100 | 2,5 |
| Barek | Ouled Ali | 37 | 14 | 832 | 323 | 67 | 2.8 |
| Mazafran | Fer à cheval | 1900 | 96 | 1629 | 446 | 10 | 2,7 |
| El harrach | RD Pigeons | 387 | 35 | 1629 | 830 | 157 | 5,2 |

En ce qui concerne les séries mensuelles de précipitations, il est nécessaire, avant de les utiliser de se préoccuper de leur qualité et leur représentativité, parce que elles représentent une composante majeure de l'entrée du modèle. Aux fins de l'étude et pour une bonne répartition spatiale, nous avons comblé les lacunes en utilisant la technique développée par Laborde et Mouhous (Laborde and Mouhous 1998). Elle est basée sur l'analyse en composantes principales en utilisant le logiciel Hydrolab. Sur la base de ces conditions, quarante-deux stations ont été choisies pour l'étude (1972-2012). La localisation géographique de toutes les stations pluviométriques avec leurs principales caractéristiques est donnée dans le tableau 1 et la figure 1 de l'annexe II. Après examen et homogénéisation des données mensuelles et annuelles, les précipitations pondérées de chaque sous bassin-versant ont été calculé selon la méthode du polygone de Thiessen. Les caractéristiques d'écoulement et les précipitations moyennes interannuelles dans les cinq sous bassins faisant l'objet de l'étude sont présentés dans le tableau VII.3.

Tableau VII.3 Caractéristiques d'écoulement des sous bassins des cinq stations hydrométriques.

| Oued | P _m (mm) | Q _m (m ³ /s) | Le (mm) | C _e (%) | C _v |
|------------|---------------------|------------------------------------|---------|--------------------|----------------|
| Belah | 550 | 0,23 | 132 | 24 | 0,97 |
| Djer | 530 | 1,11 | 89 | 17 | 0,87 |
| Barek | 600 | 0,2 | 170 | 28 | 0.99 |
| Mazafran | 570 | 2,85 | 47 | 8 | 0,76 |
| El harrach | 730 | 2,2 | 179 | 25 | 0,85 |

P_m: précipitation moyen interannuel, Q_m: débit moyen interannuel, L_e (mm) : lame d'eau écoulée, C_e : Coefficient d'écoulement, C_v: coefficients de variation

VII.4.1 Sélection des entrées et architecture du modèle

Afin de prévoir les apports mensuels, à un mois donné au niveau de cinq stations, plusieurs combinaisons des valeurs de pluies et des apports (débits) observés aux mois précédents peuvent être utilisées comme entrées du modèle. Pour parvenir aux combinaisons d'entrées optimales qu'elles faudrait inclure dans le modèle, une analyse de corrélation croisée et l'auto-corrélation seront effectuées (Goyal 2014; Rezaeian Zadeh et al. 2010). L'analyse de corrélation croisée est réalisée comme représenté sur la Fig. VI.3 a, entre les variables indépendantes: précipitations mensuelles $P(t)$ avec leurs antécédents de décalage du temps de 1 à 10 mois, et l'apport $V(t)$. De cette figure (Cf. Figure VII.3 a), il est clair que les précipitations du mois t ' $P(t)$ ' et les précipitations avec décalage du temps de un mois ' $P(t-1)$ ' pour les cinq stations présentent une corrélation significative avec l'apport du mois t ' $V(t)$ '. De ce fait, l'inclusion de $P(t)$ et $P(t-1)$ dans les entrées du modèle conduira certainement à une amélioration de la capacité prédictive de notre modèle. La fonction d'auto-corrélation pour les apports mensuels et les précipitations mensuelles dans le sous bassin du Mazafran mesuré dans la station de Fer à cheval (Cf. Figure VI.3b) montre une corrélation significative jusqu'à le décalage de 2 mois, au niveau de confiance de 95%. Les séries des apports mensuels et de précipitations mensuelles étudiées présentent donc une signature de processus autorégressif d'ordre 2. Pour cette raison, les variables $V(t-1)$, $V(t-2)$, $P(t)$, $P(t-1)$ et $P(t-2)$ ont été sélectionnées comme entrées du modèles RNA.

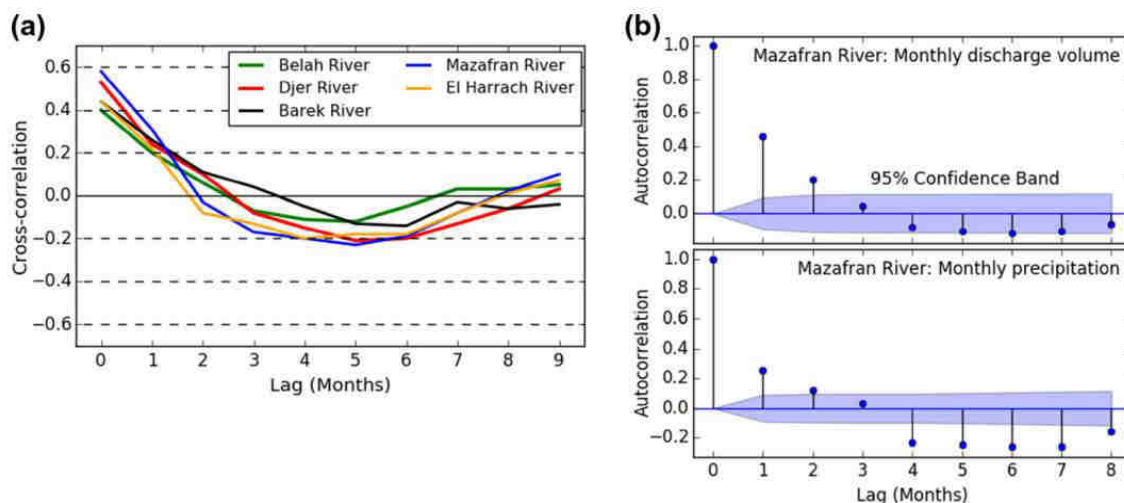


Figure VII.3 a) Corrélacion croisée entre les précipitations et les apports mensuels au niveau des cinq sous bassin b) Auto-corrélation des apports mensuels au niveau de la station de Fer à cheval.

L'analyse statistique ci-dessus, permet ainsi l'identification de cinq variables d'entrées significatives: les précipitations pour le mois courant $P(t)$ sont considérées comme le principal facteur de l'écoulement, les précipitations et l'apport pour les deux mois précédents reflétant les conditions antérieures et la mémoire du système hydrologique. L'apport du mois courant est la seule variable de sortie du modèle. Dans un premier temps, quatre modèles ont été choisis en fonction de la combinaison de cinq variables, par la suite, les meilleures combinaisons seront déterminées par tâtonnements (by simple trial and errors) durant l'apprentissage du modèle. Les quatre modèles RAN sont construits comme indiqués dans le tableau VII.4.

Tableau VII.4 Conception des entrées utilisées pour l'apprentissage du modèle RAN

| Conception | Vecteur d'entrées |
|------------|--------------------------------|
| 01 | $P(t), P(t-1), P(t-2),$ |
| 02 | $P(t), P(t-1), P(t-2) V(t-1)$ |
| 03 | $P(t), P(t-1), V(t-1)$ |
| 04 | $P(t), P(t-1), V(t-1), V(t-2)$ |

P: précipitation mensuelles; V: Apport mensuel.

Après avoir construit les quatre modèles à l'aide des différentes combinaisons de variables, les trois algorithmes de Levenberg–Marquardt (**ANN_LM**), Resilient back propagation algorithm (**ANN_RP**) et Scaled conjugate gradient algorithm (**ANN_SCG**) seront utilisés pour l'apprentissage et la validation du modèle RNA pluie-débit.

Avant de procéder à l'apprentissage du modèle par les trois algorithmes, toutes les entrées et sorties doivent être normalisées, afin d'éviter tout effet de saturation qui peut être causée par l'utilisation de la fonction de transfert sigmoïde. Selon Rezaeian-Zadeh et al. (Rezaeian-Zadeh et al. 2012), les données de précipitations et d'apports mensuels doivent normalisées sur la plage

$$X_{Norm} = 0.05 + 0.9 \frac{X - \min(X)}{\max(X) - \min(X)} \dots \dots \dots \text{(VII.01)}$$

Avec X_{Norm} est la valeur de la variable adimensionnelle normalisée, X est la valeur observée de la variable.

La performance de tous les modèles développés dans cette étude a été évaluée à l'aide de l'erreur moyenne quadratique (**MSE**) et le coefficient de détermination **R²**:

$$MSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (V_{i(obs)} - V_{i(sim)})^2 \dots \dots \dots \text{(VII.02)}$$

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (V_{i(obs)} - V_{i(sim)})^2}{\sum_{i=1}^n (V_{i(obs)} - V_{i(mean)})^2} \dots \dots \dots \text{(VII.03)}$$

Dans laquelle $V_{i(obs)}$, $V_{i(sim)}$, $V_{i(moyen)}$ représentent, respectivement, l'apport observé, simulé et moyen; n: le nombre total de données de l'apport mensuel.

VII.4.2 Apprentissage du modèle RNA pluie-débit

Après la sélection des variables d'entrée et de sortie à travers chacun des cinq bassins versants étudiés, les quatre modèles ANN ont été examinés afin de trouver le meilleur modèle qui peut capturer la non-linéarité dans la relation pluie-débit. Pour ce faire, deux fonctions d'activation utilisées: une fonction de type sigmoïde dans la couche cachée et une fonction linéaire dans la couche de sortie. Des études antérieures ont montré que les deux fonctions permettent d'approcher les relations non linéaires existantes (ou la relation non linéaire existante) entre la pluie et le débit dans un bassin-versant (Bhadra et al. 2009). La base de données représentant les précipitations et apports mensuelles (pour 433 à 518 mois) a été subdivisée en deux ensembles. La première ensemble est variée de 303 à 363 valeurs pour l'apprentissage

CHAPITRE VII La relation Pluie-débit sous l'incertitude de la courbe de tarage

du model, tandis que les données restantes (130 à 150 mois) ont été utilisées pour la validation du modèle. Enfin, le processus d'essais et d'erreurs est utilisé pour déterminer le nombre optimal de neurones (N) (varié entre 3-20) dans la couche cachée. Après avoir fixé les variables d'entrée, le nombre de neurones dans la couche cachée et les fonctions de transferts, la prochaine étape est d'apparenter le model avec l'ensemble de données destinées à l'apprentissage avec les trois algorithmes. Pendant l'apprentissage du modèle, les coefficients des connexions (poids) entre les différentes couches sont calculés de telle sorte que les sorties du réseau de neurones soient, pour la base de données utilisées, aussi proches que possible des sorties désirées. Les trois algorithmes (LM, RP et SCG) seront utilisés pour minimiser une fonction de coût constituée d'une mesure de l'écart entre la réponse réelle du réseau et la réponse désirée. Cette optimisation se fait de manière itérative, en modifiant les poids en fonction du gradient de la fonction du coût : le gradient est estimé par une méthode spécifique au réseau de neurones, dite méthode de 'back-propagation' de l'erreur. Après avoir examiné les quatre conceptions de RNA avec les trois algorithmes et le nombre de neurones dans la couche caché, les résultats de la meilleure conception ANN en termes de statistiques de performance (MSE, R²) dans chaque station et pour chaque algorithme sont présentées dans les tableaux VII.5, VII.6 et VII.7.

Tableau VII.5 Paramètres statistiques de la prédiction de l'apport mensuel dans les cinq stations trouvées pour la meilleure conception d'entrées dans le cas de l'algorithme Levenberg-Marquardt.

| Station | RN11 | El Affroun | Ouled Ali | Fer a cheval | RD Pigeons |
|---|-----------|------------|-----------|--------------|------------|
| Période | 1972-2012 | 1969-2012 | 1971-2012 | 1972-2012 | 1972-2012 |
| Conception de RNA | 03 | 03 | 03 | 03 | 01 |
| Architecture | 3-N-1 | 3-N-1 | 3-N-1 | 3-N-1 | 3-N-1 |
| Nombre de neurones dans la couche cachée | 07 | 06 | 06 | 08 | 07 |
| Apprentissage | | | | | |
| R2 | 0.93 | 0.91 | 0.93 | 0.94 | 0.93 |
| MSE | 0.90 | 5.36 | 1.72 | 35.40 | 12.6 |
| Validation | | | | | |
| R2 | 0.84 | 0.88 | 0.86 | 0.91 | 0.87 |
| MSE | 0.49 | 2.95 | 0.18 | 43.00 | 10.47 |

CHAPITRE VII La relation Pluie-débit sous l'incertitude de la courbe de tarage

Tableau VII.6 Paramètres statistiques de la prédiction de l'apport mensuel dans les cinq stations trouvées pour la meilleure conception d'entrées dans le cas de l'algorithme Resilient back propagation

| Station | RN11 | EI Affroun | Ouled Ali | Fer a cheval | RD Pigeons |
|---|-----------|------------|-----------|--------------|------------|
| Période | 1972-2012 | 1969-2012 | 1971-2012 | 1972-2012 | 1972-2012 |
| Conception de RNA | 02 | 03 | 03 | 03 | 04 |
| Architecture | 4-N-1 | 3-N-1 | 3-N-1 | 3-N-1 | 4-N-1 |
| Nombre de neurones dans la couche cachée | 08 | 06 | 06 | 07 | 09 |
| Apprentissage | | | | | |
| R2 | 0.89 | 0.85 | 0.90 | 0.91 | 0.79 |
| MSE | 1.2 | 4.65 | 2.1 | 39.40 | 14.2 |
| Validation | | | | | |
| R2 | 0.81 | 0.78 | 0.85 | 0.85 | 0.77 |
| MSE | 0.8 | 3.2 | 0.38 | 49.00 | 11.2 |

Tableau VII.7 Paramètres statistiques de la prédiction de l'apport mensuel dans les cinq stations trouvées pour la meilleure conception d'entrées dans le cas de l'algorithme Scaled conjugate gradient.

| Station | RN11 | EI Affroun | Ouled Ali | Fer a cheval | RD Pigeons |
|---|-----------|------------|-----------|--------------|------------|
| Période | 1972-2012 | 1969-2012 | 1971-2012 | 1972-2012 | 1972-2012 |
| Conception de RNA | 03 | 03 | 03 | 03 | 03 |
| Architecture | 3-N-1 | 3-N-1 | 3-N-1 | 3-N-1 | 3-N-1 |
| Nombre de neurones dans la couche cachée | 06 | 08 | 06 | 07 | 09 |
| Apprentissage | | | | | |
| R2 | 0.95 | 0.89 | 0.92 | 0.90 | 0.89 |
| MSE | 0.8 | 5.03 | 1.72 | 36.4 | 13.2 |
| Validation | | | | | |
| R2 | 0.85 | 0.89 | 0.87 | 0.86 | 0.81 |
| MSE | 0.52 | 2.6 | 0.16 | 46.00 | 10.90 |

A partir des résultats de l'apprentissage (CF. Tableaux VII.5, VI.6 et VII.7), on constate que le meilleur modèle RNA qui optimise la relation pluie-débit avec les trois algorithmes est obtenu avec la conception 3, sauf pour la station de RD Pigeons où le modèle RNA avec la conception 1 est le meilleur dans le cas de l'algorithme Levenberg-Marquardt et la conception 4 dans le cas de l'algorithme Resilient back propagation. Pour la station RN11, c'est la conception 1 qui optimise mieux la relation pluie-débit dans le cas de l'algorithme Resilient back propagation. Le nombre optimal de neurones cachés (N) a été trouvé différent d'une station à une autre et d'un algorithme à un autre. Dans le cas de l'algorithme Levenberg-Marquardt, le nombre de neurone dans la couche cachée est en conformité avec la loi: $2n$ pour les stations d'EI-Affroun et Ouled Ali, $2n+1$

pour les stations RN11 et RD Pigeons et 2n est le nombre d'entrée.

Les valeurs du MSE pour la validation du modèle RNA de la meilleure conception (CF. Tableaux VII.5, VI.6 et VII.7) montrent que la meilleure optimisation est obtenue par l'algorithme Levenberg–Marquardt. Les valeurs du MSE varient de 0,18 à 43,00 millions de m³ (MCM). La plus faible valeur a été observée au niveau de la station d'Ouled Ali et la valeur la plus élevée à la station Fer de cheval. Les valeurs R² obtenues lors de la validation varient de 0,84 à 0,92. De ce qui précède, il est évident que le modèle RNA avec la conception 3 peut modéliser avec précision la relation non linéaire entre les précipitations et les apports à l'échelle mensuelle, malgré la grande variation de la superficie des sous bassins-versant étudiés et le régime d'écoulement dans le bassin du côtière d'Alger. Ce modèle peut être utilisé pour la planification et la gestion des ressources en eau. Son utilisation est recommandée pour les régions voisines caractérisées par une disponibilité très limitée des données de débits mensuels. Il est important de noter que malgré l'utilisation des différents algorithmes pour entraîner le modèle ANN avec les différentes conception du RNA dans des bassin de différentes superficies n'ont pas permis de réduire considérablement l'erreur de la prédiction par le modèle durant la phase de la validation. En outre, ce modèle ne nécessite pas une compréhension conceptuelle de la dynamique du bassin-versant et sa précision est affectée seulement par les données d'entrée utilisées pour l'apprentissage du modèle. Ci-après, nous aborderons les entrées du modèle.

VII.4.3 Quantification de l'incertitude de la courbe de tarage en utilisant la méthode BaRatin

L'incertitude des débits utilisés dans le calibrage du modèle a une incidence plus forte sur la capacité prédictif du modèle du moment que l'importance de l'incertitude des paramètres du modèle et de la dynamique du bassin-versant ont été exclue en utilisant l'approche RNA (Hsu et al. 1995). Ces débits sont également soumis à des incertitudes importantes en raison des problèmes hydrométriques rencontrés lors de l'opération de jaugeage (Petersen-Øverleir et al. 2008). Ici, nous appliquons la méthode BaRatin dans la station de Fer à cheval sur l'oued de Mazafran pour déterminer l'incertitude de sa courbe de tarage avec absence ou rareté des jaugeages des grands débits. Cette

application est suivie d'une évaluation de l'impact de cette incertitude sur l'amélioration du pouvoir prédictif du modèle RNA pluie-débit.

Le choix de cette station est axé sur la disponibilité des mesures de débit pour une large gamme des relevés de niveau d'eau par rapport aux autres stations et sur la stabilité morphologique, à long terme, de la section de l'échelle de la station hydrométrique. Deux courbes de tarages déterministes ont été utilisées par l'ANRH depuis la mise en service de la station jusqu'en 2012. Le changement de la courbe de tarage a eu lieu en 1992, après la crue de 1992 (H

l'élargissement du canal principal en amont de la section de l'échelle. Ce changement ne concerne que la partie supérieure de la section de l'échelle ($h > 1,5$ m). Durant la période 1993-1998, la station a été abandonnée suite aux problèmes de sécurité qu'a connue l'Algérie. Au cours de cette période, le point zéro de la section de l'échelle a été déplacé à

d'épaisseur d'environ 0.7-1m dans le lit du canal principal autour de la section de l'échelle. Par conséquent, deux cas d'études sur le comportement hydraulique de la station seront examinés à l'aide de l'analyse de BaRatin. Dans le premier cas, avant la crue de 1992, la topographie de la station hydrométrique est déterminée à partir de huit profils en travers prises de 0,5 km en amont à un kilomètre en aval de la section de l'échelle, avec une pente de moyenne de 0,18%. Le nombre de jaugeage à forts débits est limité par rapport à la deuxième période. Dans le second cas, nous nous sommes confrontés à un cas typique d'une rivière sans aucune information sur la topographie de l'oued, sauf la section transversale de la section de l'échelle.

Premier cas : Après analyse du site sur les profils en travers disponibles y compris celle de la section de l'échelle : son fonctionnement hydraulique peut se décomposer en trois gammes de hauteur correspondant à des contrôles hydrauliques homogènes : un radier naturel de type gravelo-sableux, chenal principal et le lit majeur. Le canal principal et le lit majeur ont approximativement la forme en coupe transversale similaire à celle du canal rectangulaire avec une largeur égale, respectivement à 13 m et 16 m. La moyenne de l'élévation du canal principal est d'environ 2,5 m et près de 4.0 m pour le lit majeur.

Le première contrôle hydraulique pourra se modéliser par déversoir à crête horizontale de largeur B_r et de côte h_0 : $Q = C_r B_r \sqrt{2g} (h - h_0)^{3/2}$ avec $C_r = 0.4$ pour un déversoir idéal. Cette équation peut s'écrire en utilisant l'équation (VI.12) de la courbe de tarage

($Q = a(H - b)^c$) avec $c = 3/2$ et $a = C_r B_r \sqrt{2g}$. Les deux autres contrôles (chenal principal et le lit majeur) pourront se modéliser par une relation de Manning-Strickler simplifiée pour un canal rectangulaire large. Par conséquent, les valeurs des paramètres de l'équation (VI.12) de la courbe de tarage ($Q = a(H - b)^c$) d'un canal rectangulaire sont $c = 5/3$ and $a = K_s B \sqrt{S_e}$ (B : largeur du canal, S_e la pente du canal et K_s le coefficient de Strickler de résistance à l'écoulement). Les coefficients de Strickler (résistance à l'écoulement) sont estimés à 35 m^{1/3}/s dans le lit mineur et 10 m^{1/3}/s dans le lit majeur (peu de végétation). Les contrôles hydrauliques identifiés a priori; paramètres des 3 contrôles hydrauliques identifiés, valeurs centrales et incertitudes a priori sont résumés dans le tableau VII.8a.

Deuxième cas : Sur la base des visites sur le terrain et communications personnelle avec les agents de l'ANRH chargés des mesures hydrométriques, le fonctionnement hydraulique de la section d'écoulement peut se décomposer en trois gammes de hauteurs correspondants à des contrôles hydrauliques homogènes : une section rectangulaire, suivie par deux contrôles (lit mineur et majeur) dans laquelle la hauteur de transition entre les deux sections est estimée à $k_2 = 3,5$ m au niveau de la section de l'échelle. Les contrôles hydrauliques identifiés a priori; paramètres des 3 contrôles hydrauliques identifiés, valeurs centrales et incertitudes a priori sont résumés dans le tableau VII.8b. Dans un premier temps, une grande incertitude a été assignée à l'ensemble des paramètres a priori, puis seront fixés en fonction de l'analyse BaRatin contre tous jaugeage disponibles.

Par simplification, une incertitude de $\pm 7\%$ a été supposée pour tous les jaugeages d'écoulement moyen (Le Coz et al. 2012). Dans le cas de jaugeages de crue dégradés, par exemple réalisés par des méthodes non intrusives (flotteurs), une incertitude de $\pm 15\%$ est prise pour ne pas biaiser l'évaluation du haut de la courbe (Le Coz et al. 2012).

Les paramètres des contrôles hydrauliques identifiés a priori de l'équation (VII.13) ($Q = \sum_{r=1}^{N \text{ segments}} I_{[K_{r-1}; K_r]}(h) \sum_{j=1}^{N \text{ controls}} M(r, j) a_j (h - b_j)^{c_j}$) avec leurs écarts-types et la courbe de tarage la plus probable 'MaxPost' pour la station hydrométrique de Fer à Cheval résultant de l'analyse BaRatin sont présentés dans les tableaux VII.8a, VII.8b et la figure VII.4 pour avant et après 1992 respectivement.

CHAPITRE VII La relation Pluie-débit sous l'incertitude de la courbe de tarage

Tableau VII.8 Les valeurs a priori (avec leurs écarts-types) des paramètres k , a , b , and c des contrôles hydrauliques identifiés et les paramètres (postérieures) k , a , b , and c de la courbe de tarage le plus probable 'MaxPost' dans la station hydrométrique de Fer à Cheval : a- avant 1992 et b- après 1992.

| a. Avant 1992 | | | | | | | | | | | | | |
|----------------------|-----------------|-----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|-----------------|-----------------|
| | Contrôle 1 | | | | Contrôle 2 | | | | Contrôle 3 | | | | |
| | a_1 | b_1 | c_1 | K_1 | a_2 | b_2 | c_2 | K_2 | a_3 | b_3 | c_3 | γ_1 | γ_2 |
| Prior valeurs | 21.3 | 0.07 | 1.50 | 1.00 | 18.78 | - | 1.67 | 3.50 | 7.00 | - | 1.67 | - | - |
| Std. Dev. | 6.4 | 0.01 | 0.025 | 0.50 | 6.00 | - | 0.025 | 0.50 | 4.00 | - | 0.025 | - | - |
| Max Post | 9.79 (0.59) | 0.07 (0.005) | 1.51 (0.02) | 0.9 (0.14) | 12.06 (0.6) | 0.15 (0.04) | 1.65 (0.03) | 3.69 (0.25) | 5.55 (2.71) | 3.69 (0.22) | 1.66 (0.03) | 1.05 (0.24) | 0.02 (0.016) |
| b. Après 1992 | | | | | | | | | | | | | |
| | Contrôle 1 | | | | Contrôle 2 | | | | Contrôle 3 | | | | |
| | a_1 | b_1 | c_1 | K_1 | a_2 | b_2 | c_2 | K_2 | a_3 | b_3 | c_3 | γ_1 | γ_2 |
| Prior valeurs | 21.3 | 0.90 | 1.5 | 1.5 | 22.2 | - | 1.67 | 3.5 | 7.0 | - | 1.67 | - | - |
| Std. Dev. | 6.4 | 0.25 | 0.025 | 0.5 | 6.50 | | 0.025 | 0.5 | 4.00 | - | 0.025 | - | - |
| Max Post | 21.07 (3.31) | 0.93 (0.02) | 1.49 (0.01) | 0.97 (0.03) | 5.90 (0.11) | 0.87 (0.01) | 1.67 (0.01) | 3.78 (0.23) | 4.98 (1.15) | 3.78 (0.23) | 1.66 (0.01) | 0.28 (0.034) | 0.008 (0.01) |

Comme le montrent les résultats numériques de l'analyse BaRatin (tableau VII.8 et la figure VII.4) l'ensemble des paramètres calculés par BaRatin s'écartent peu des a priori fournis en entrée. La hauteur de transition entre les gammes 1 et 2 dans le premier cas, estimée arbitrairement a priori à 1,0 m, est réévaluée à 0.9 m, ce qui reste tout à fait réaliste. Les jaugeages disponibles permettent de préciser la hauteur de transition entre les gammes 2 et 3, donnée à 3,69 m. Dans le deuxième cas, la hauteur de transition entre ces deux contrôles hydrauliques a été fixée à 3.78m. Après l'optimisation de la courbe de tarage MaxPost en utilisant les valeurs de jaugeage par BaRatin avant et après 1992 (Cf. Figure VII.4), il est à remarquer que les paramètres a priori surestiment les débits et l'intervalle d'incertitude est relativement approché de la courbe MaxPost pour le contrôle 1 et 2 en raison de la concentration et la disponibilité de des jaugeages. Cependant, les informations obtenues à partir de jaugeage ont été sensiblement réduit l'enveloppe d'incertitude de 95% de MaxPost.

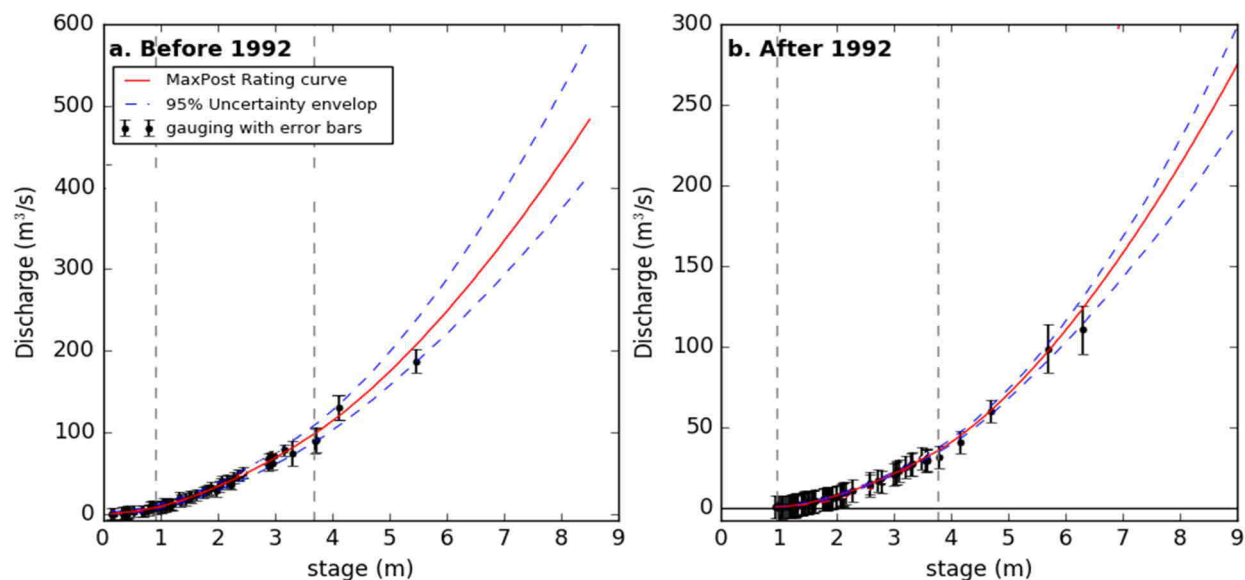


Figure VII.4 Résultats de l'analyse de BaRatin dans la station de Fer à Cheval.

VII.4.4 Application du modèle RNA pluie-débit conception 3 pour les apports mensuels provenant de la courbe de tarage issue de BaRatin

La comparaison entre la courbe de tarage de l'ANRH (déterministe) et celle issue de BaRatin au niveau de la station de Fer à Cheval (Cf. Figure VII.5) révèle que les deux courbes sont presque identiques pour les écoulements à faible débit. En revanche, pour les écoulements à grand débit, la courbe de BaRatin, avec les limites supérieures et inférieures, s'écartent sensiblement de la courbe de tarage déterministe. Cet écart est dû essentiellement au fait que la courbe de tarage issue de BaRatin soit basée sur la connaissance hydraulique appuyée sur une analyse topographique et la simulation numérique. Ces dernières sont généralement négligeables dans l'ajustement de courbe déterministe.

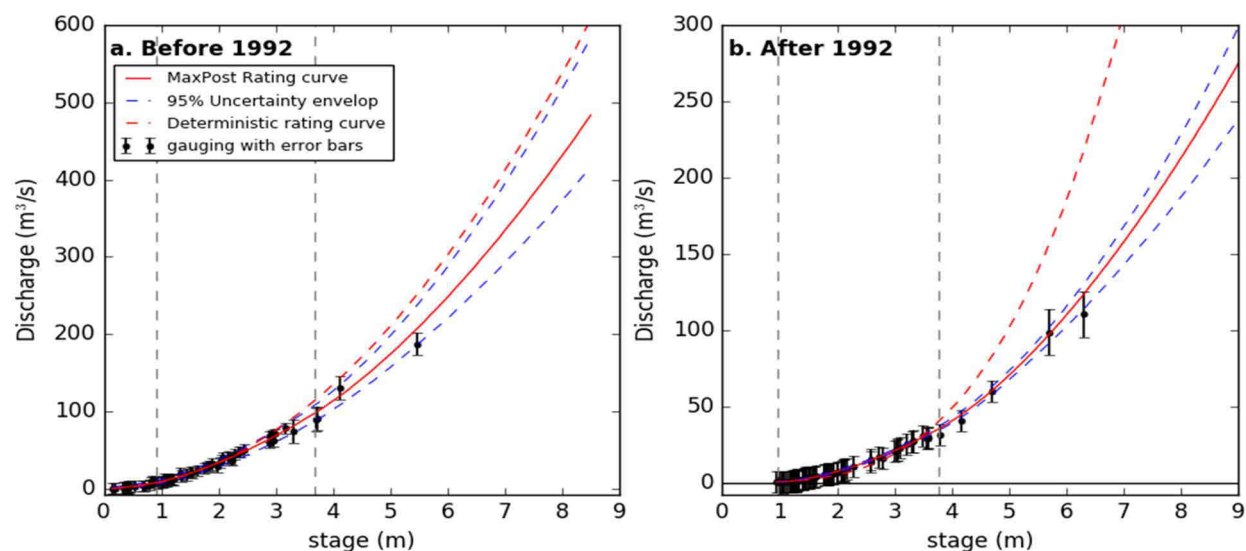


Figure VII.5 Comparaison entre la courbe de tarage de l'ANRH (déterministe) et celle issue de BaRatin au niveau de la station de Fer à Cheval.

Les séries chronologiques des hauteurs lues durant la période (1972-2012) sont utilisées pour dériver une nouvelle série de débits instantanés en utilisant la courbe de tarage issue de BaRatin, par la suite, une nouvelle série chronologique de débits journaliers et mensuels seront recalculées.

La boîte à moustaches de la figure VII.6 fournit une comparaison entre des apports mensuels avant et après la mise à jour des données par la courbe de tarage issue de BaRatin pour la station hydrométrique de Fer à Cheval. Une nette différence a été trouvée avant et après la mise à jour des données notamment durant les mois de janvier, février et mars. En conséquence, lorsque la courbe déterministe est utilisée, l'apport mensuel maximum est surestimé et la différence est clairement visible, en particulier pendant l'hiver. L'extrapolation, en utilisant la courbe de tarage déterministe, surestime la pointe de crue de près de 30%. Il est particulièrement intéressant de noter que les caractéristiques statistiques des apports mensuelles varient légèrement entre les deux cas pendant la période d'été caractérisée par des écoulements à faible débit.

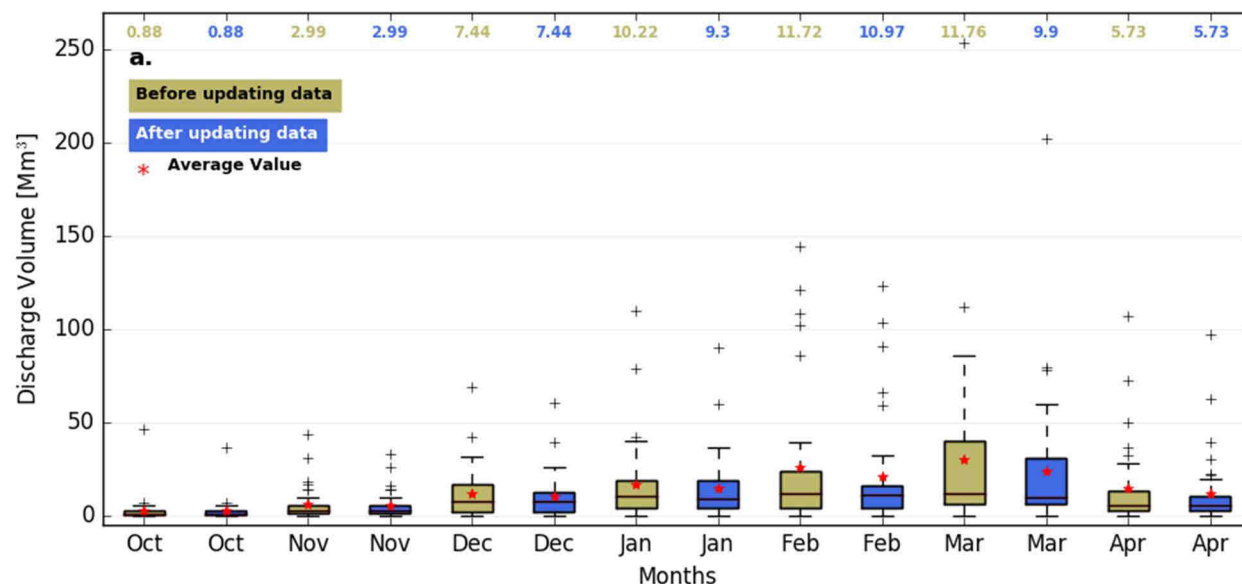


Figure VII.6 Boîte à moustaches des apports mensuels avant et après la mise à jour des données par la courbe de tarage issue de BaRatin dans la station hydrométrique de Fer à Cheval

Le meilleur modèle RNA pluie-débit avec conception 3, précédemment utilisé pour les données dérivées de la courbe de tarage déterministe, est appliqué sur les nouvelles données des apports mensuels provenant de la courbe de tarage issue de BaRatin sur le bassin-versant de l'oued de Mazafran avec les mêmes entrées (conception 3), l'algorithme d'entraînement (Levenberg–Marquardt), critères de performance (MSE et R^2) et les mêmes fonctions d'activation (une fonction de type sigmoïde dans la couche cachée et une fonction linéaire dans la couche de sortie). La procédure d'essais et d'erreurs commises (by trial and error) est utilisée au cours de la formation des ANN afin de déterminer le nombre de neurones dans la couche cachée qui donne l'erreur quadratique moyenne minimale (MSE). La comparaison entre les apports observés et simulés par ANN-3, avant et après la mise à jour des données par la courbe de tarage issue de BaRatin, sont représenté sur les figures VII.7b et VII.7c, respectivement. Les résultats montrent que le modèle d'ANN-3 après la mise à jour des données présente un meilleur pouvoir prédictif par rapport aux anciennes données dans station hydrométrique de Fer à Cheval.

Le fait de tenir compte d'erreurs dans la série des apports résultantes de l'incertitude de la courbe de tarage a conduit à une amélioration significative des paramètres statistiques de prédiction du modèle. Ceci est visualisé dans la diminution de la valeur

d'erreur quadratique moyenne (MSE) de 35,40 Hm³ à 22,6 Hm³ et de 43 Hm³ à 22 Hm³ et l'augmentation des valeurs de coefficient de détermination de 0,94 à 0,95 et de 0,91 à 0,96, respectivement, durant la phase d'apprentissage et de validation. Le nombre de neurones de couche cachée qui donne l'erreur quadratique moyenne minimale (MSE) est de 8.

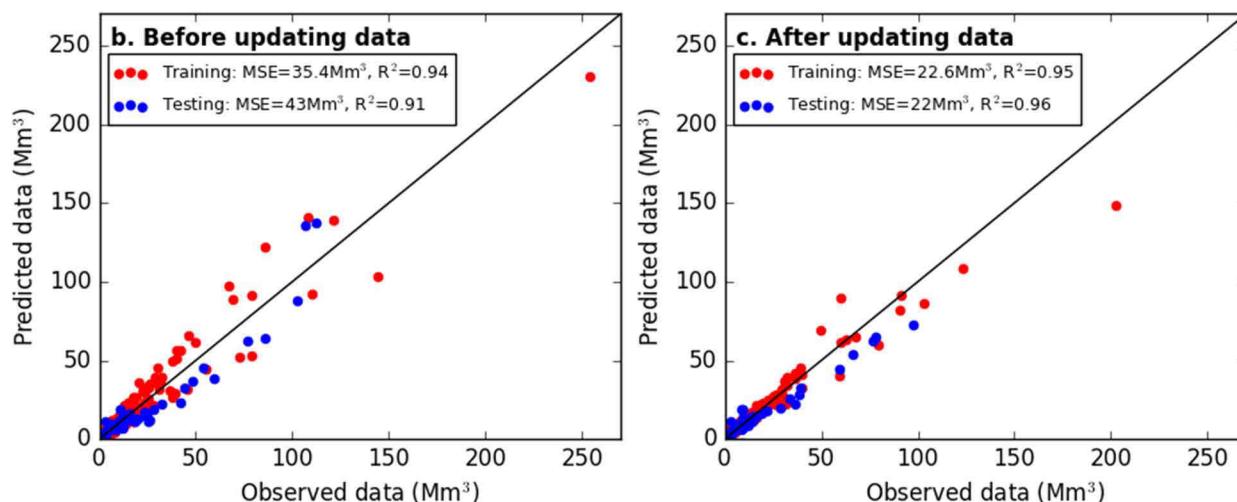


Figure VII.7 Comparaison entre les apports observés et simulés par ANN-3 avant (b) et après (c) la mise à jour des données par la courbe de tarage issue de BaRatin

VII.5 Conclusion

L'effet des données hydrométriques sur la précision de prédiction des modèles pluie-débit est souvent ignoré en dépit du fait que ces données de calibration sont dérivées de l'extrapolation de la courbe de tarage au-delà de la plage de jaugeage. En outre, cette courbe est soumise à de grandes incertitudes tant que le nombre de jaugeage utilisé dans son établissement est limité. Afin d'évaluer cette incertitude, nous avons utilisé une méthode basée sur la connaissance préalable des contrôles hydrauliques et l'inférence bayésienne 'courbe BaRatin'. En utilisant RNA comme modèle pluie-débit, l'importance de l'incertitude des paramètres du modèle a été exclue. Le meilleur modèle RNA a été examiné avec différentes combinaisons d'entrée et algorithme d'entraînement et a été validé avec des données de cinq sous bassin du Côtier Algérois. Les données de la station hydrométrique de Fer à Cheval ont été utilisées pour évaluer l'effet des données hydrométriques (données de l'étalonnage) sur la performance de la prédiction du meilleur modèle. L'incertitude de la courbe de tarage

CHAPITRE VII La relation Pluie-débit sous l'incertitude de la courbe de tarage

dans cette station a conduit à une incertitude de débit l'écoulement dans le cours d'eau d'environ de 30% du débit de pointe. Cette incertitude dans la courbe de tarage a un impact significatif sur la performance du modèle pour lequel l'erreur de la prédiction a été améliorée non seulement dans la phase d'étalonnage, mais aussi dans la validation du modèle. Les résultats de ce chapitre sont encourageants et nous incite à étendre ce type d'analyse (couplage de modèles hydrologiques avec la quantification de l'erreur totale dans les données d'entrée) à d'autres stations hydrométriques. La méthode BaRatin est également fortement recommandée pour l'étalonnage de la courbe de tarage afin d'améliorer la qualité des données hydrométriques.

Conclusion générale

L'objectif principal de cette thèse portait plus particulièrement sur deux principaux aspects. Il s'agissait, premièrement, d'étudier le climat actuel et son évolution future sur l'Algérie dans le cadre d'une augmentation des émissions de GES en utilisant les sorties du modèle Cordex-Africa pour affiner au mieux les informations relatives au changement du climat. L'Algérie fait partie de la zone la plus vulnérable aux changements climatiques. Deuxièmement, nous avons mis le point sur la connaissance et l'analyse des écoulements superficiels au sein d'un bassin-versant représentatif de l'Algérie septentrionale en utilisant de nombreux outils statistiques et certaines techniques de la modélisation afin d'établir un modèle «pluie-débit» à l'échelle mensuelle.

Avant de s'intéresser aux changements futurs, nous avons dressé un état de l'art du contexte géographique, géomorphologique, climatique de l'Algérie du Nord. À cet effet, certains paramètres climatiques (précipitation, température et évaporation) sont utilisés après leurs extractions à partir des produits satellitaires qui couvrent l'ensemble du territoire Algérien de façon régulière pour la période comprise entre 2001 et 2011. L'ensemble des paramètres étudiés et les résultats sont synthétisés en format de cartes à deux dimensions sous le système d'informations géographiques (SIG). Par la suite, les évolutions et changements déjà enregistrés par le climat observé en se focalisant sur la comparaison de la variabilité temporelle des températures et des pluies annuelles et saisonnières en relation avec quatre indices climatiques à sept stations côtières de l'Algérie pendant la période 1972-2013 en utilisant la méthode de Mann-kendall (analyse de la tendance à long-terme), de Lombard (détection des ruptures des moyennes) et des corrélations canoniques (analyse de la relation entre les indices climatiques et les variables climatiques) ont été analysés. Les températures maximales, minimales et moyennes augmentent significativement pendant la période analysée. Mais la plupart de ces hausses sont progressives. Ce qui signifie que le réchauffement qui en résulte est lent. En revanche, les totaux pluviométriques annuels et saisonniers n'ont connu aucun changement significatif. L'analyse canonique de corrélations a révélé que les températures annuelles et saisonnières sont corrélées négativement avec l'oscillation ouest méditerranéenne (WeMo), cet indice climatique caractérise la circulation atmosphérique au-dessus du bassin méditerranéen. Les pluies sont

Conclusion générale

positivement corrélées avec l'indice d'oscillation australe (Southern Oscillation Index SOI), cet indice caractérise la circulation atmosphérique à grande échelle.

Aussi, la variabilité spatiale et l'évolution temporelle des températures et des précipitations ont été analysées durant la période allant de 1951 à 2100 en utilisant un ensemble de données observé et celles simulées par huit modèles climatiques régionaux (MCR) utilisés dans le cadre du programme CORDEX-Africa. Cette analyse a mis en évidence deux faits significatifs, à savoir : Pendant la période d'observation 1951-2005, la tendance à long terme de la variabilité temporelle des précipitations et des températures est caractérisée par une hausse de la température moyenne annuelle de $+0,02$ °C/an dans la partie ouest du pays et de $+0,04$ °C/an dans l'est du pays et une baisse de $-0,5$ à $-1,5$ mm/an des précipitations moyennes annuelles dans le nord du pays. Dans le futur (2005-2100), il ressort de cette étude que les meilleurs modèles retenus prédisent, dont le taux de changement est plus élevé avec RCP 85 et durant la période 1945-2100, une hausse des températures et une baisse des précipitations en utilisant le RCP 85.

La dernière partie de cette thèse a consisté en la réalisation d'un modèle «pluie-débit» à l'échelle mensuelle au moyen d'une approche de réseau de neurones artificiels propre au climat du nord algérien. Plusieurs RNA ont été développés et testés sur un ensemble de données provenant du bassin 'Côtier Algérois'. Il a été, par la suite, procédé à l'examen et de l'évaluation de l'impact de l'incertitude de la courbe de tarage sur la performance de prédiction. La courbe de tarage la plus probable et l'incertitude associée, au niveau de confiance 95%, ont été déterminées en employant la méthode d'inférence bayésienne et des simulations de Monte-Carlo par les chaînes de Markov (MCMC). Il a été montré que l'incertitude sur la courbe de tarage de la station de Fer à Cheval a un impact significatif sur la performance du modèle. L'erreur de la prédiction a été améliorée non seulement dans la phase d'étalonnage, mais aussi dans la phase de validation du modèle.

Au terme de ce travail, quelques recommandations peuvent être proposées :

- Du fait que les tendances à l'aridification du climat semblent s'accélérer pour la période allant de 2045 à 2098 dans le nord de l'Algérie, il est nécessaire de répondre à deux questions à savoir : l'augmentation de la température et la baisse des précipitations seront-elles accompagnées d'un déplacement des

Conclusion générale

zones climatiques en Algérie et avec quel rythme l'étendue du couvert végétal du type méditerranéen en Algérie (pays le plus vaste d'Afrique et du bassin méditerranéen) ?

- Evaluation des impacts des changements climatiques sur les régimes hydrologiques. Étendre l'analyse de couplage des modèles hydrologiques avec la quantification de l'erreur totale sur les données d'entrée (courbe de tarage) à d'autres stations hydrométriques, en particulier pour ceux ayant un débit jaugé ne dépassant pas la période de retour de 2 ans. La méthode BaRatin est également fortement recommandée pour l'étalonnage de la courbe de tarage afin d'améliorer la qualité des données hydrométriques.
- Le modèle RNA pluie-débit est recommandé pour la planification et la gestion des ressources en eau des régions caractérisées par une disponibilité très limitée de données de débits mensuels.
- L'installation à différentes altitudes des stations de mesures hydrométriques et pluviométriques permettrait une meilleure analyse de la relation pluie-débit avec des outils statistiques plus simple que les RNA's.