

République Algérienne Démocratique et Populaire

Ministère de l'Enseignement Supérieure de la Recherche Scientifique

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي



Université Ibn Khaldoun – Tiaret

Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie

THESE DE DOCTORAT ES SCIENCE

En Science de la nature et de la vie

Spécialité : Biologie.

**Option : Sciences de l'environnement et
écologie.**

**Impact du changement
climatique sur la production
agricole en Algérie**

Présenté par : M. Lazreg BENAÏCHATA

Soutenu le 25/06/2015

Devant l'honorable jury composé de :

Président	:	Pr. DELLAL Abdelkader	Université de Tiaret
Directeur de thèse	:	Pr. MEDERBAL Khalladi	Université de Tiaret
Co-Directeur de thèse	:	Dr. CHOUIEB Mohamed	Université de Mostaganem
Examineurs	:	Pr. BELKHODJA Moulay	Université d'Oran
	:	Pr. MATOUG Mohamed	Université de Tiaret
	:	Pr. KOURI Lakhdar	Université de Mostaganem

Année universitaire 2015/2016

Table des Matières

Liste des figures	i
Liste des tableaux	iv
Introduction	1
Partie I : Données bibliographiques	I
1. Le climat	3
I.1 Notion d'échelle en climatologie	4
I.1.1 Échelle spatiale	4
I.1.2 Échelle temporelle	4
I.2 Les éléments du climat	5
I.3 Les facteurs du climat	5
I.4 Le système climatique	6
I.4.1 Définition du système climatique	6
I.4.2 Les composantes du système climatique	6
I.4.3 Interaction entre les composantes du système climatique	7
I.5 La variabilité climatique	9
I.5.1 Configurations de la variabilité climatique	9
I.5.2 L'influence des variations anthropiques sur le système climatique	9
II.Le changement climatique	10
II.1 Problématiques du changement climatique	10
II.1.1 Les causes du changement climatique	11
II.1.2 L'effet de serre	11
II.1.3 La dégradation de la couche d'ozone	12
II.2 Le changement dans les événements extrêmes	14
II.3 Le changement dans la variabilité climatique et dans les événements extrêmes	15
II.4 Veille de l'atmosphère et détection des changements climatiques	15
III.La modélisation des agroécosystèmes	16
III.1 Concepts de base en modélisation des agroécosystèmes	16
III.2 L'agroécosystème	17
III.3 Typologie des modèles des grandes cultures	17
III.4 Les Modèles de simulation de fonctionnement de cultures	18
III.4.1 Définition du système modélisé	18
III.4.2 Structure générale des modèles de culture	18
III.4.3 Les différents types des modèles de culture	19
III.4.4 Le fonctionnement carboné des plantes	19
III.5 Impacts du changement climatique sur l'agroécosystème	20
IV.Caractéristiques climatiques de l'Algérie	20
IV.1 Les tendances de la variabilité et du changement climatique	21
IV.2 Changement climatique et agriculture en l'Algérie	24

IV.3	Les contraintes de la céréaliculture en Algérie	24
Partie II : Matériel et Méthodes		II
I. Les données d'observation météorologiques		26
I.1	Homogénéité des données climatiques	26
I.1.1	Choix des méthodes d'homogénéisation	27
I.2	Homogénéité des données journalières	27
I.2.1	Homogénéité des données annuelles	29
I.3	Comblement des lacunes dans les séries climatiques	31
I.4	Régionalisation des champs de précipitation	33
II. Les Modèles Climatiques		36
II.1	Les modèles type GCM ou AOGCM	36
II.2	Les différents types de GCM	36
III. Les Scénarios d'émission		37
III.1	Les scénarios IS92	37
III.2	Les scénarios SRES	37
IV. Techniques de réduction d'échelle ou « Downscaling »		40
IV.1	Le Modèle Climatique CGCM3	41
IV.2	Le Modèle générateur des données climatologiques LARS-WG	42
V. Le modèle de simulation de développement de culture (STICS)		43
Partie III : Résultats et discussions		III
I. Contrôle de qualité et étude de l'homogénéité des données climatologiques		45
I.1	Description des données	45
I.1.1	Contrôle de la qualité de données	46
I.1.2	Résultats de l'homogénéité des données	48
II. Régionalisation du paramètre précipitation		50
III. Etude des tendances		55
III.1	Étude des tendances de précipitations	57
III.2	Étude des tendances des températures	62
III.2.1	Température minimale	62
III.2.3	Température maximale	64
III.3	Étude des tendances des indices climatiques	66
III.3.1	Indice d'aridité de De Martonne	66
III.3.2	Détection du changement climatique par les indices ETCCDI	68
III.4	Conclusion	98
IV. Etude de l'impact du changement climatique en agriculture.		98
IV.1	Réduction d'échelle des données scénarios de changement climatique	

IV.1.1	Génération des données temporelles du climat	100
IV.1.2	Impact du changement climatique sur la production agricole.	100
IV.2	L'environnement de STICS	102
IV.2.1	Notion d'Unité de Simulation	103
IV.2.2	Les variables de forçage	104
IV.2.3	Le fichier de sortie	104
V.	Impacts du changement climatique en deux scénarios	105
	Conclusion Générale	108
	Annexe	1

Remerciements

Au terme de ce travail, qu'il me soit permis de remercier :

Mon Directeur de thèse le Pr. MEDERBAL Khalladi, Professeur à l'Université Tiaret pour avoir accepté la charge de m'orienter, de s'être toujours montré disponible et de m'avoir fait bénéficier de ces compétences scientifiques. Son soutien, sa confiance et ses observations m'ont été d'une aide précieuse,

M. CHOUIEB Mohamed, de m'avoir aidé à finaliser ce travail,

M. DELLAL Abdelkader, Professeur à l'Université de Tiaret de m'avoir fait l'honneur de présider le jury,

M. BELKHODJA Moulay, de l'Université d'Oran pour avoir accepté de juger ce travail, et m'avoir fait l'honneur de faire partie de ce jury,

M. KOURI Lakhdar, Professeur à l'Université de Mostaganem d'avoir accepté d'examiner ce travail, et m'avoir fait l'honneur de faire partie de ce jury,

M. MAATOUG Mhamed, Professeur à l'Université de Tiaret pour avoir accepté de juger ce travail et m'avoir fait l'honneur de faire partie de ce jury,

Je remercierais également tous mes amis et collègues de l'université de Tiaret et en particuliers :

Liste des figures

<i>Figure 1 : Représentation simplifiée du Système climatique</i>	9
<i>Figure 2 : Représentation de l'effet de serre par un bilan énergétique simplifié.</i>	12
<i>Figure 3 : Comparaison d'une courbe de distribution de probabilité d'un paramètre climatique sans changement climatique et avec.</i>	13
<i>Figure 4 : Schémas générale de fonctionnement des modèles de culture, (Brisson, 2002).</i> 20	
<i>Figure 5 : Représentation graphique d'une série non homogène (a) et une série homogène de précipitations.</i>	29
<i>Figure 6: Image de fonctionnement des différents postes pluviométriques des réseaux de l'ANRH et de l'ONM, montrant bien les perturbations dans le fonctionnement.</i>	31
<i>Figure 7 : Illustration des quatre familles de scénarios SRES.</i>	39
<i>Figure 8 : Illustration de la différence entre le monde réel et le monde représenté par un modèle numérique de prévision (Karl et al., 1989).</i>	40
<i>Figure 9 : Représentation d'un passage d'un modèle global (GCM) à faible résolution à un modèle régional (RCM) à haute résolution.</i>	41
<i>Figure 10 : Répartition géographique des stations d'observation météorologique étudiées.</i>	45
<i>Figure 11 : Histogramme des durées de fonctionnement des stations d'observation météorologique de l'ONM</i>	46
<i>Figure 12 : Durées de fonctionnement des stations d'observation météorologique retenues suite à l'application des critères de sélection.</i>	48
<i>Figure 13 : Les inhomogénéités détectées dans les séries chronologiques des variables climatiques (Taibi, 2009).</i>	49
<i>Figure 14 : Représentation des nuages de points des valeurs prises par les deux vecteurs propres correspondant aux deux composantes principales issue d'une rotation obliquim montrant la qualité de la structure simple en prenant comme matrice de dispersion la covariance (a1) et (b1) et la corrélation (a2) et (b2), les données sont celles des précipitations.</i>	52
<i>Figure 15 : Représentation géographique des vecteurs propres correspondant aux trois premières composantes, du champ de précipitations; confirmant le schéma de Buell (Buell, 1979). Cas de la matrice de corrélation (A1, B1, C1) et matrice de covariance (A2, B2, C2) comme matrice de dispersion.</i>	53
<i>Figure 16 : Représentation géographique des vecteurs propres issue d'une rotation (obliquim) correspondant aux trois premières composantes principales, du champ de précipitations. La matrice de corrélation (A2, B2, C2) ou la matrice de covariance (A1, B1, C1) étant prise comme matrice de dispersion.</i>	54
<i>Figure 17: Régionalisation finale des précipitations basée sur l'ACP et la classification automatique.</i>	54

<i>Figure 18 : Variabilité interannuelle des séries pluviométriques annuelles mesurée par le coefficient de variation (Taibi, 2009).</i>	58
<i>Figure 19 : Structure graphique de la statistique progressive de Mann-Kendall.</i>	60
<i>Figure 20 : Résultats de la statistique progressive de Mann-Kendall pour les précipitations (Taibi, 2009).</i>	61
<i>Figure 21 : Répartition géographique de l'indice d'aridité de De Martonne en Algérie durant la période 1982-1996.</i>	67
<i>Figure 22 : Répartition géographique de l'indice d'aridité de De Martonne en Algérie durant la période 1996-2008.</i>	68
<i>.....Figure 23 : Évolution des tendances de l'indice des jours très pluvieux (R95p).</i>	70
<i>Figure 24 : Évolution des tendances de l'indice des jours extrêmement pluvieux (R99p).</i>	72
<i>Figure 25 : Évolution des tendances de l'indice de la quantité maximale de précipitations en une journée (RX1day).</i>	73
<i>Figure 26 : Évolution des tendances de l'indice de la quantité maximale de précipitations en cinq jours consécutifs (RX5day).</i>	74
<i>Figure 27 : Évolution des tendances de l'indice du nombre de jours de fortes précipitations dépassants les 10mm (R10).</i>	76
<i>Figure 28 : Évolution des tendances de l'indice du nombre de jours à de très fortes précipitations dépassants les 20mm (R120).</i>	77
<i>Figure 29 : Évolution des tendances de l'indice du nombre de jours secs consécutifs (CDD).</i>	78
<i>Figure 30 : Évolution des tendances de l'indice du nombre de jours humides consécutifs (CWD).</i>	79
<i>Figure 31 : Évolution des tendances de l'indice des précipitations totales annuelles (PRCPTOT).</i>	80
<i>Figure 32 : Évolution des tendances de l'indice des intensités de précipitations (SDii).</i>	81
<i>Figure 33 : Évolution des tendances de l'indice des nuits froides (TN10p).</i>	82
<i>Figure 34 : Évolution des tendances de l'indice des jours froids (TX10p).</i>	83
<i>Figure 35 : Évolution des tendances de l'indice des nuits chaudes (TN90p).</i>	84
<i>Figure 36 : Évolution des tendances de l'indice des jours chauds (TX90p).</i>	85
<i>Figure 37 : Évolution des tendances de l'indice du minimum mensuel des températures maximales (TXn).</i>	87
<i>Figure 38 : Évolution des tendances de l'indice du minimum mensuel des températures minimales (TNN).</i>	88

<i>Figure 39 : Évolution des tendances de l'indice du maximum mensuel des températures maximales (TXx).</i>	89
<i>Figure 40 : Évolution des tendances de l'indice du maximum mensuel des températures minimales (TNx).</i>	90
<i>Figure 41 : Évolution des tendances de l'indice des jours de gelé (FD 0).</i>	91
<i>Figure 42 : Évolution des tendances de l'indice des jours d'été dépassants 25°C (SU 25).</i>	92
<i>Figure 43 : Évolution des tendances de l'indice des nuits tropicales (TR 20).</i>	93
<i>Figure 44 : Évolution des tendances de l'indice des séquences froides (CSDI).</i>	94
<i>Figure 45 : Évolution des tendances de l'indice des séquences chaudes (WSDI).</i>	95
<i>Figure 46 : Évolution des tendances de l'indice de la longueur de la saison de croissance (GSL).</i>	96
<i>Figure 47 : Évolution des tendances de l'indice d'amplitude thermique diurne (DTR).</i>	98
<i>Figure 48 : présentation d'un schéma qui résume la méthodologie utilisée pour étudier les impacts du changement climatique.</i>	99
<i>Figure 49 : Schéma décrivant la méthode des anomalies appliquées dans un générateur climatique LARS-WG. Tn est la température minimale ; Tx est la température maximale ; RR est la pluviométrie; et RG est le rayonnement global. Séries de données appliquées dans cette étude</i>	101
<i>Figure 50 : Schéma entrées/sortie de STICS et rôle de WINSTICS (notice de STICS).</i>	103
<i>Figure 51 : comparaison des rendements simulés entre les trois régions (Ouest, Centre et Est) en trois périodes par rapport aux scénarios A2 et B1.</i>	105
<i>Figure 52 : Nombre de jours échaudant ou froids réparti par régions et par scénarios.</i>	106
<i>Figure 53 : Production cumulée de CO2 par le sol réparti par régions et par scénarios.</i>	106

Liste des tableaux

<i>Tableau 1 : Résumé des six principaux scénarios du SRES</i>	<i>39</i>
<i>Tableau 2 : Résultats des tests statistiques non-paramétriques de tendance pour la variable précipitation.</i>	<i>59</i>
<i>Tableau 3 : Résultats des tests statistiques non-paramétriques de tendance pour la variable température minimale.</i>	<i>63</i>
<i>Tableau 4 : Résultats des tests statistiques non-paramétriques de tendance pour la variable température maximale.</i>	<i>64</i>
<i>Tableau 5 : Valeurs de l'indice de De Martonne pour la classification des climats.</i>	<i>66</i>

Introduction

Le climat, par définition est la suite des états de l'atmosphère dans leurs successions habituelles. Les propriétés qui le caractérisent sont thermiques (température de l'air, de la mer, des continents et des régions gelées), cinétiques (vents et courants océaniques, associés aux mouvements verticaux) etc. (Gates, 1981). En Algérie comme en tout point habité de la Terre, le climat modèle le mode de vie des populations et des cultures et perturbe les économies des pays. Les perspectives d'évolution du climat, à cause des récentes activités humaines et des fortes émissions de gaz à effet de serre d'origine anthropique, ont des conséquences majeures sur les productions agricoles (GIEC, 2001 ; Perarnaud et *al.*, 2004). Les sciences de l'atmosphère ont beaucoup évolués les derniers temps grâce à l'avancée gigantesque des dernières générations de calculateurs favorisant la manipulation des données et l'implémentation des modèles de Circulation Générale (GCM) du climat. Parmi les modèles, le « Model for the Assessment of Green house gas Induced Climate Change (MAGICC) » (Hulme et *al.*, 2000), centré sur la région du Maghreb, en l'occurrence l'Algérie a estimé en effet un réchauffement de l'ordre de 1°C entre 2000 et 2020 et une perturbation des régimes pluviométriques avec une tendance à la baisse dans certaines régions, de l'ordre de 5 à 10 %. A plus long terme, si les négociations sur la réduction des émissions des gaz à effet de serre n'aboutissent pas, la température pourrait augmenter de 3°C d'ici 2050 et dépassera les 5°C en 2100, alors que les moyennes des précipitations diminueront de 10 à 30 % d'ici 2050 et de 20 à de 50 % en 2100 (Rousset et René, 2004). Ces augmentations de températures sont étroitement liées aux émissions de gaz à effet de serre principalement par la Chine (22.95%), les Etats Unis d'Amérique (15.5%), l'Inde (5.14%), la Fédération de Russie (4.9%) et le Brésil (4.12%) (Heidari N., 2016). Toutefois, les changements dans les moyennes, mêmes faibles, impliquent une augmentation de la fréquence des extrêmes climatiques (Katz, 2002). Cette augmentation dans les fréquences des facteurs climatiques implique une perturbation dans le secteur agricole. Ceci nous oblige à mener des études d'impact principalement dans une zone en instabilité climatique. Cette étude n'a aucun intérêt prédictif mais peut servir dans l'élaboration des documents de base lors des négociations climatiques.

Afin d'assurer une certaine crédibilité à cette étude d'impact, il importe de pouvoir prendre en compte l'ensemble des réactions biophysiques des éléments du système Sol-Plante-Atmosphère en réponse au changement climatique. Il semble pertinent d'utiliser un modèle de culture mécaniste, pouvant être forcé par des variables d'entrée provenant des scénarios climatiques produits par les modèles de circulation générale (Garcia et *al.*, 2006).

Les modèles de cultures, développés depuis une trentaine d'années, offrent un cadre conceptuel pour étudier les interactions dynamiques entre la plante, le sol, le climat et les techniques culturales à l'échelle parcellaire (Brisson et *al.*, 2002). Ainsi le modèle STICS (Simulateur mulTI disciplinaire pour les Cultures Standard), développé à l'INRA depuis 1996, décrivant un grand nombre de processus écophysologiques et agronomiques, représentatifs du fonctionnement de la plupart des espèces annuelles cultivées (Garcia et *al.*, 2006) est utilisé. L'élaboration d'un tel outil, permet non seulement d'approfondir notre compréhension du fonctionnement de ces systèmes complexes, mais également d'étudier ce fonctionnement dans le cadre d'un changement global. Sachant que les perspectives d'évolution du climat, en relation avec les émissions de gaz à effet de serre d'origine anthropique, auront des conséquences importantes sur les productions agricoles (GIEC, 2001). En Algérie, les cultures céréalières sont très importantes du point de vue agronomique, socio-économique et culturel (CIC, 2000), elles occupent la plus grande superficie agricole cultivée et représentent le premier aliment de base de la population algérienne (Rachdi, 2003). Les grandes cultures sont conduites essentiellement sous régime pluvial, notamment les céréales qui occupent principalement les zones semi-aride, avec des emblavures annuelles comprises entre 2 900 000 et 3 500 000 hectares (Feliachi, 2000) dont le blé dur y occupe une superficie importante : un million d'hectares environ mais les rendements restent faibles et irréguliers (Bernardi et Gommès, 2004). La principale cause de cette fluctuation est la grande variabilité du climat et ses facteurs qui entrent en jeu dans le développement et la croissance des cultures, notamment : le rayonnement, la température et les précipitations (Bouazza et *al.*, 2002).

Les objectifs tracés dans la présente étude visent à fournir assez d'éléments pour définir la notion de changement climatique et son amplitude dans la région d'étude d'une part, et d'autre part, l'utilisation du modèle de développement de cultures STICS pour analyser les impacts du changement climatique sur le rendement du blé. Ceci offre aux décideurs et aux négociateurs un outil de persuasion en cas de variation de la production des céréales due aux changements climatiques. Ce travail se compose de différentes parties, dont la première est consacrée à l'historique et l'exploration des données bibliographiques des travaux menés sur cette thématique, la seconde décrit la méthodologie adoptée dans sa réalisation, la troisième et la quatrième partie exposent les résultats obtenus ainsi leur discussion.

Partie I : Données bibliographiques

1. Le climat

Lors de leurs nombreux voyages, les anciens grecs avaient observé que les conditions atmosphériques, la faune et la flore changeaient en fonction de l'inclinaison des rayons du soleil (Hufty, 2001). Le mot grec κλίμα (inclinaison) a dès lors donné sa racine au mot français "climat" (Météo. Belgique, 2014). Cette notion n'a pas la même acceptation selon que l'on se place suivant le point de vue des géographes, des botanistes ou des météorologistes. Ainsi, la notion de climat peut recevoir plusieurs définitions (Daget, 1977). Chen, (2013) a associé le point de vue du biologiste et du météorologiste et a défini le climat comme étant l'ensemble des conditions atmosphériques qui rendent un lieu de la surface terrestre plus ou moins habitable pour l'homme, les animaux et les plantes (Hufty, 2001 ; Huntington, 2005).

Le climat est la description statistique de l'état moyen de l'atmosphère et des variations spatiales et temporelles des variables telles que la température et les précipitations, sur des périodes de quelques heures à plusieurs millions d'années à différentes échelles spatiales (Hufty, 2001; Morin, 2006). Dans un sens plus large, le climat est la description statistique de l'état du système climatique.

Au sens étroit du terme, le climat désigne généralement le «Temps moyen» ; il s'agit plus précisément d'une description statistique en fonction de la moyenne et de la variabilité de grandeurs pertinentes sur des périodes variant de quelques mois à des milliers d'années, voire à des millions sachant que la période classique définie par l'Organisation Météorologique Mondiale est de 30 ans (Hufty, 2001; Fouquart, 2003). Ces grandeurs sont le plus souvent des variables de surface telles que la température, les précipitations et le vent (Huntington, 2005).

Quel que soit le point de vue utilisé, il y a trois idées qui interviennent dans la définition du climat ; la localisation géographique, la notion de séries d'observations (durée et variabilité) et l'existence de nombreux éléments météorologiques ou non (Hufty, 2001). Ces éléments sont les constituants du climat tandis que les facteurs climatiques sont les causes qui vont être à l'origine de la diversité des climats (Solomon et *al.*, 2007).

I.1 Notion d'échelle en climatologie

I.1.1 Échelle spatiale

Dans la notion de climat, on doit tenir compte de la portée géographique des éléments du climat, lors des mesures. Nous constatons, que certains éléments ont une variation locale très importante comme les précipitations dans une cellule orageuse ou le changement de la température avec l'altitude (Ahrens, 2000). On doit dès lors moduler la définition du climat selon l'échelle à laquelle on se place (Cao et *al.*, 2007). Si on envisage le climat à l'échelle continentale on parlera de macroclimat qui s'étend sur des distances allant de 100 à 10 000 km. Le méso-climat constitue l'échelle régionale ou locale allant de 1 à 100 km, il est souvent improprement nommé microclimat dans le langage courant tandis que le microclimat représente l'échelle minimale allant de 0 à 1000 m (Ahrens, 2000 ; Fouquart, 2003).

I.1.2 Échelle temporelle

Les conditions météorologiques sont très différentes et varient régulièrement d'heure en heure, de jour en jour, de semaine en semaine (Ahrens, 2000). La première variabilité observée est celle occasionnée par la rotation de la terre ; l'alternance du jour et de la nuit est à l'origine de la variation diurne de la température. La seconde à laquelle notre climat est soumis est la variabilité saisonnière ; l'inclinaison des rayons solaires incident en pour un point donné, n'est pas la même en été qu'en hiver, de même que la durée du jour et de la nuit change durant les saisons et de ce fait, il en résulte des températures plus basses en hiver qu'en été. Pour le météorologiste les saisons ne coïncident pas avec les saisons astronomiques. En effet le maximum de chaleur ne se produit pas au moment du solstice d'été mais aux alentours de la mi-juillet (Fouquart, 2003). De même, la période la plus froide de l'année n'a pas lieu au moment du solstice d'hiver mais vers la mi-janvier. Ce décalage est dû à l'inertie thermique des océans et de l'atmosphère (Solomon et *al.*, 2007).

Il a été démontré que notre climat ne fut pas le même qu'actuellement, plus froides lors des ères de glaciations et plus chaudes lors de ères de réchauffement (Hufty, 2001). D'autres recherches ont montré qu'il y a 125 millions d'années le climat était plus chaud qu'actuellement. Milankovitch a attribué ces grandes modifications climatiques aux variations des paramètres astronomiques dues à l'excentricité de l'orbite de la terre qui oscille entre quasiment un cercle et une ellipse un peu plus prononcée. La précession des équinoxes, le périhélie (point de l'orbite terrestre qui est le plus proche du soleil) se déplace au cours du temps, et l'obliquité de

l'écliptique, l'inclinaison de l'axe de rotation de la terre sur le plan de l'orbite terrestre est plus ou moins importante. Cette théorie a été remise à l'honneur par le professeur Berger qui a montré que les variations des paramètres astronomiques de notre planète modifient l'insolation reçue à une latitude donnée et explique ainsi les grandes phases de glaciation. Les périodes de ces paramètres sont respectivement de 100.000 ans pour l'excentricité, 41.000 ans pour l'obliquité de l'axe de la terre et plus ou moins 20.000 ans pour la précession de l'équinoxe (Hufty, 2001 ; Solomon *et al.*, 2007).

1.2 Les éléments du climat

Le climat est déterminé par un ensemble d'éléments physiques, chimiques et biologiques caractérisant principalement l'atmosphère d'un lieu. Parmi les éléments climatiques, une distinction entre les éléments météorologiques et non-météorologiques est faite. Les éléments météorologiques sont classés en éléments permanents et d'autres occasionnels ; les premiers sont constitués par la pression atmosphérique, la température, le degré hygrométrique de l'air, la vitesse et la direction du vent, la nébulosité, le rayonnement du soleil et du sol tandis que les éléments accidentels sont les précipitations (neige, pluie, bruine, grêle, grésil) et les autres météores (Hufty, 2001). Les éléments non-météorologiques se classent en trois groupes : physiques (degré d'ionisation de l'air, rayonnement cosmique, radioactivité, électricité atmosphérique), chimique (composition de l'air et des aérosols en suspension dans l'air) et biologiques (micro-organismes transportés dans l'air). Chacun de ces éléments intervient de façon variable, leur caractérisation statistique se fera dès lors non seulement par la moyenne ou la médiane mais également par leur domaine de variation (Kristjánsson *et al.*, 2005).

1.3 Les facteurs du climat

Les éléments qui caractérisent le climat d'un lieu sont influencés par différents facteurs qui rendent le climat d'un endroit distinct d'un autre (Hufty, 2001). Les facteurs agissent toujours en même temps et réagissent les uns sur les autres de façon très complexe (Eliseev et Mokhov, 2008). Les causes qui sont à l'origine de la diversité des climats sont : l'énergie solaire, la nature de la surface terrestre et sa couverture, la circulation atmosphérique générale, les cycles de l'eau et le relief. Tous ces facteurs interagissent pour former le système du climat dont le premier moteur est le soleil.

I.4 Le système climatique

Si la terre semble bien se réchauffer rapidement depuis un siècle et demi, elle a connu dans le passé des variations climatiques plus spectaculaires. Il existe une théorie qui cherche à préciser les caractéristiques des systèmes et, en premier lieu, qui en donne une définition (Solomon et *al.*, 2007).

I.4.1 Définition du système climatique

D'après Serge Frontier, un système peut se définir comme étant un ensemble d'éléments interagissant entre eux et éventuellement avec le milieu extérieur dont la systématique comporte trois principes (Hufty, 2001 ; Fouquart, 2003) :

- La dépendance interactive : aucun élément n'est isolable des autres.
- L'existence d'une entité globale : « l'ensemble est plus que la somme des parties ».
- Le tout, influence les parties.

I.4.2 Les composantes du système climatique

Le système climatique est un système interactif composé de cinq éléments principaux : l'atmosphère, l'hydrosphère, la cryosphère, la surface des terres et la biosphère (Figure 1), forcé ou influencé par les divers mécanismes de forçage externe, dont le plus important est le soleil et les activités humaines (Hufty, 2001).

L'atmosphère est la plus instable de ce système. Sa composition, qui a changé avec l'évolution de la terre est d'une importance cruciale. L'atmosphère sèche est composée principalement d'azote (N₂: 78,1%), d'oxygène (O₂ : 20,9%) et d'argon (Ar : 0,93%) et de traces de gaz rares. Ces gaz ont peu d'interaction avec le rayonnement solaire incident et ils n'ont pas d'interaction avec le rayonnement infrarouge émis par la terre (Solomon et *al.*, 2007). Cependant, il y'a un certain nombre de gaz à effet de serre comme le dioxyde de carbone (CO₂), méthane (CH₄), oxyde nitreux (N₂O) et l'ozone (O₃) qui absorbent et émettent un rayonnement infrarouge (Hufty, 2001 ; Badarinath et *al.*, 2007).

La cryosphère, y compris les plaques de glace du Groenland et l'Antarctique, les glaciers continentaux et les champs de neige, la glace des mers et le pergélisol, tire son importance pour le système climatique à partir de sa haute réflectivité (albédo) pour le rayonnement solaire, de sa faible conductivité thermique, sa grande inertie thermique et, surtout, son rôle crucial dans la conduite de la circulation d'eau océanique profonde (Hufty, 2001). Parce que les plaques de

glace stockent une grande quantité d'eau, les variations de leur volume sont une source potentielle de variations du niveau de la mer (Akbari, 2008).

La surface de la terre comporte la végétation et les sols qui contrôlent la façon dont l'énergie reçue du Soleil est retournée à l'atmosphère. Certains sont retournés sous forme de rayonnement de grandes longueurs d'ondes (infrarouge). Certains servent à évaporer l'eau, soit dans le sol ou dans les feuilles de plantes vers l'atmosphère (Hufty, 2001). En raison que l'évaporation de l'humidité des sols nécessite de l'énergie, l'humidité du sol a une forte influence sur la température de surface. La texture de la surface du sol et sa rugosité influencent la dynamique de l'atmosphère. La rugosité est déterminée à la fois par la topographie et la végétation (Campra, 2011).

Les biosphères marines et terrestres ont un impact majeur sur la composition de l'atmosphère. La biosphère influence l'absorption et le rejet de gaz à effet de serre. Grâce à la photosynthèse, les plantes marines et terrestres en particulier les forêts, stockent des quantités importantes de carbone de dioxyde de carbone. Ainsi, la biosphère joue un rôle central dans le cycle du carbone, aussi que dans les budgets de nombreux autres gaz, tels que le méthane et l'oxyde nitreux (Hufty, 2001). Les autres émissions de la biosphère sont ce qu'on appelle des composés organiques volatils qui ont des effets importants sur la chimie de l'atmosphère, sur la formation d'aérosols, et donc sur le climat, des rétroactions entre le changement climatique et les concentrations atmosphériques de gaz à effet de serre peuvent se produire (Kristjánsson et *al.*, 2005). L'influence du climat sur la biosphère est préservée dans les fossiles, cernes d'arbres et le pollen, de sorte que beaucoup de ce que l'on sait des climats du passé vient de tels indicateurs biotiques (Hufty, 2001; Solomon et *al.*, 2007).

1.4.3 Interaction entre les composantes du système climatique

Le système climatique, évolue avec le temps sous l'influence de sa propre dynamique interne et par suite de forçages externes naturels et humain. Entre ces éléments, il existe des relations plus ou moins fortes, de couplages (Hufty, 2001). Ces relations sont réciproques ou non. Lorsque la relation est réciproque, on pourra parler d'interaction (Solomon et *al.*, 2007) entre l'atmosphère et l'océan, les interactions sont fortes : transfert d'énergie de l'atmosphère vers l'océan par l'action du vent à la surface, transfert de chaleur par rayonnement électromagnétique depuis l'atmosphère vers l'océan et réciproquement, évaporation, précipitations (Hufty, 2001). A priori, l'homme devrait être inclus au sein de la biosphère, s'il

est considéré en tant que sous système, à travers son activité. Il exerce une action significative sur les autres composantes du système et donc, en retour sur lui-même (Fouquart, 2003).

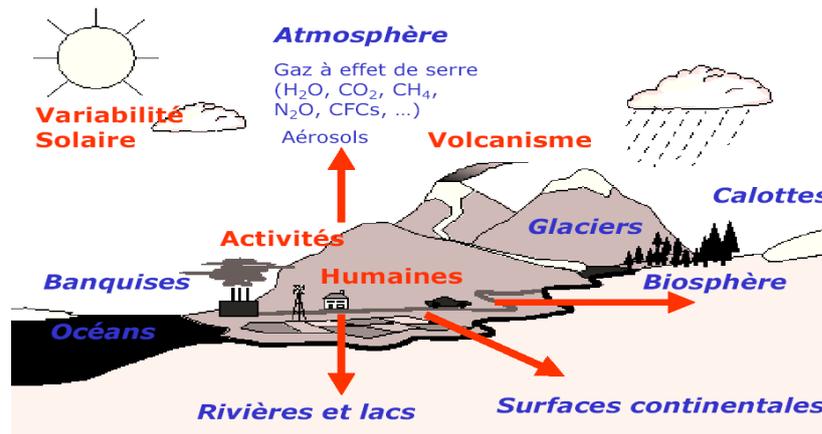


Figure 1 : Représentation simplifiée du Système climatique

1.5 La variabilité climatique

Par variabilité du climat, on entend généralement les variations de l'état moyen et d'autres variables statistiques (écarts-types, apparition d'extrêmes..) du climat à toutes les échelles temporelles et spatiales autres que celle de phénomènes météorologiques particuliers. La variabilité peut être due à des processus internes naturels au sein du système climatique (variabilité interne) ou à des variations du forçage externe naturel ou anthropique (variabilité externe) (Ahrens, 2000; Hufty, 2001).

1.5.1 Configurations de la variabilité climatique

La variabilité naturelle du système climatique, en particulier lorsqu'on la considère à l'échelle d'une saison ou d'une période plus longue, se manifeste principalement dans des configurations spatiales privilégiées par le biais des caractéristiques dynamiques non linéaires de la circulation atmosphérique et des interactions avec la surface des terres émergées et des océans (Hufty, 2001). Ces configurations spatiales, qui sont également appelées «régimes» ou «modes», tels que l'Oscillation Nord-Atlantique, la téléconnexion Pacifique-Amérique du Nord, le phénomène El-Niño/oscillation australe (ENSO) et l'oscillation antarctique (Ming et Ramaswamy et *al.*, 2009).

1.5.2 L'influence des variations anthropiques sur le système climatique

L'être humain, comme d'autres êtres vivants, ont toujours influencé leurs environnements (Colman et *al.*, 2009). Ce n'est que depuis le début de la révolution industrielle, que l'impact des activités humaines a commencé à s'étendre à une échelle beaucoup plus grande, continental ou même mondial (Broecker, 2006). Les activités humaines, en particulier celles impliquant les

combustibles fossiles pour l'utilisation industrielle ou domestique, et la combustion de la biomasse, gaz à effet de serre et les aérosols qui ont une incidence sur la composition de l'atmosphère. Les émissions de chlorofluorocarbures (CFC) et autres composés chlorés et bromés ont non seulement un impact sur le forçage radiatif, mais conduisent également à l'appauvrissement de la couche d'ozone stratosphérique (Hong Liao et *al.*, 2006; Badarinath et *al.*, 2007).

Le changement d'affectation des terres ; en raison de l'urbanisation, la déforestation et les pratiques agricoles, affecte les propriétés physiques et biologiques de la surface terrestre et conduit à un impact potentiel sur le climat régional et mondial (Campra, 2011).

II. Le changement climatique

Le changement climatique est une variation statistiquement significative de l'état moyen du climat ou de sa variabilité, persistant pendant une période prolongée (généralement des décennies ou plus). Le changement climatique peut être dus à des processus internes naturels ou à des forçages externes, ou encore à la persistance de variations anthropiques de la composition de l'atmosphère (Hufty, 2001 ; Solomon et *al.*, 2007).

On notera que la Convention-Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques (CCNUCC), dans son premier rapport, définit le changement climatique comme « des changements qui sont attribués directement ou indirectement à une activité humaine altérant la composition de l'atmosphère terrestre et qui viennent s'ajouter à la variabilité naturelle du climat observée au cours de périodes comparables » (Hufty, 2001). La CCNUCC fait donc une distinction entre « le changement climatique » attribuables à l'activité humaine altérant la composition de l'atmosphère et la « variabilité du climat » imputable à des causes naturelles (Broecker, 2006).

II.1 Problématiques du changement climatique

D'après le GIEC (2001), la température moyenne actuelle de la surface de terre est de 15°C. Elle a augmenté au 20^e siècle, d'environ 0,6°C. Les modèles la prévoient une augmentation de cette moyenne générale de 1,4°C à 5,8°C d'ici 2100. Si la tendance au réchauffement fait maintenant l'objet d'un consensus, l'ampleur de ce phénomène est en grande partie imprévisible (Baubion, 2004).

L'homme est responsable du changement climatique à la surface de la Terre (GIEC, 2007) dont l'accroissement de la concentration en GES risque de doubler à la fin du 20^e siècle (passage de 380 ppm de CO₂ en 2000 à 600 ppm en 2100, (augmentation de 31 % depuis 1750), entraînant un sensible réchauffement climatique qui, selon la plupart des experts, a déjà commencé (Raunet, 2005).

II.1.1 Les causes du changement climatique

Les émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols dues aux activités humaines continuent de modifier l'atmosphère d'une façon telle qu'il faut s'attendre à ce qu'elles aient des répercussions sur le climat (Kristjánsson et *al.*, 2005). Les changements climatiques sont dus à la fois à la variabilité interne du système climatique et à des facteurs extérieurs (naturels et d'origine anthropique). L'influence des différents facteurs extérieurs sur le climat peut être schématiquement comparée en utilisant la notion de forçage radiatif (Hufty, 2001). Un forçage radiatif positif, tel que celui produit par des concentrations croissantes de gaz à effet de serre, a tendance à réchauffer la surface de la planète. Un forçage radiatif négatif, qui peut être dû à une augmentation de certains types d'aérosols a tendance à refroidir la surface (Badarinath et *al.*, 2007). Des facteurs naturels tels que éruptions solaires ou volcaniques, peuvent-elles aussi provoquer un forçage radiatif (Eliseev et Mokhov, 2008). Une typologie de ces agents de forçage du climat et de leur évolution au fil du temps est nécessaire pour comprendre les changements climatiques passés dans le contexte des variations naturelles et pour projeter les changements climatiques dans le futur (Andrews et *al.*, 2010).

II.1.2 L'effet de serre

L'atmosphère contient plusieurs gaz à effet de serre qui absorbent, réfléchissent et diffusent le rayonnement infrarouge. Ces gaz absorbent le rayonnement infrarouge émis par la surface de la terre, l'atmosphère et les nuages et emprisonnent la chaleur dans l'atmosphère (Figure 2). Ce mécanisme est appelé effet de serre naturel. Le résultat est une augmentation du transfert des rayons infrarouges et un réchauffement près de la surface terrestre. Cette température effective des émissions de -19°C correspond aux latitudes moyennes avec une hauteur d'environ 5 km (Hufty, 2001). Notant qu'il est essentiel pour l'effet de serre que la température de la basse atmosphère ne soit pas constante, mais diminue avec l'altitude. Les nuages jouent également un rôle important dans le bilan énergétique de la terre et en particulier dans l'effet de serre naturel. Les nuages absorbent et émettent le rayonnement infrarouge et contribuent ainsi au réchauffement de la surface terrestre, tout comme les gaz à effet de serre.

D'autre part, la majorité des nuages sont des réflecteurs lumineux du rayonnement solaire et ont tendance à refroidir le système climatique (Badarinath et *al.*, 2007).

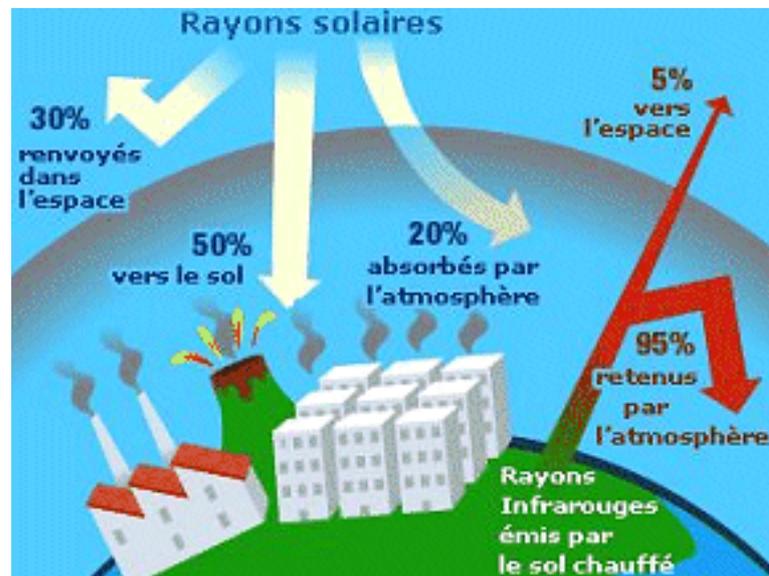


Figure 2 : Représentation de l'effet de serre par un bilan énergétique simplifié.

II.1.3 La dégradation de la couche d'ozone

Un amincissement se produit dans la couche d'ozone à cause de la pollution produite par l'homme, aux niveaux de la stratosphère, 19 à 30 kilomètres au-dessus de la surface de la Terre. La couche d'ozone se dégrade laissant passer les rayonnements ultraviolets (UV) nocif du Soleil. Cependant, dans certaines régions du monde, l'amincissement de la couche d'ozone est particulièrement plus important que dans d'autre, voire grave, et c'est dans ces régions où le terme "trou dans la couche d'ozone" s'applique strictement (Hong Liao et *al.*, 2006).

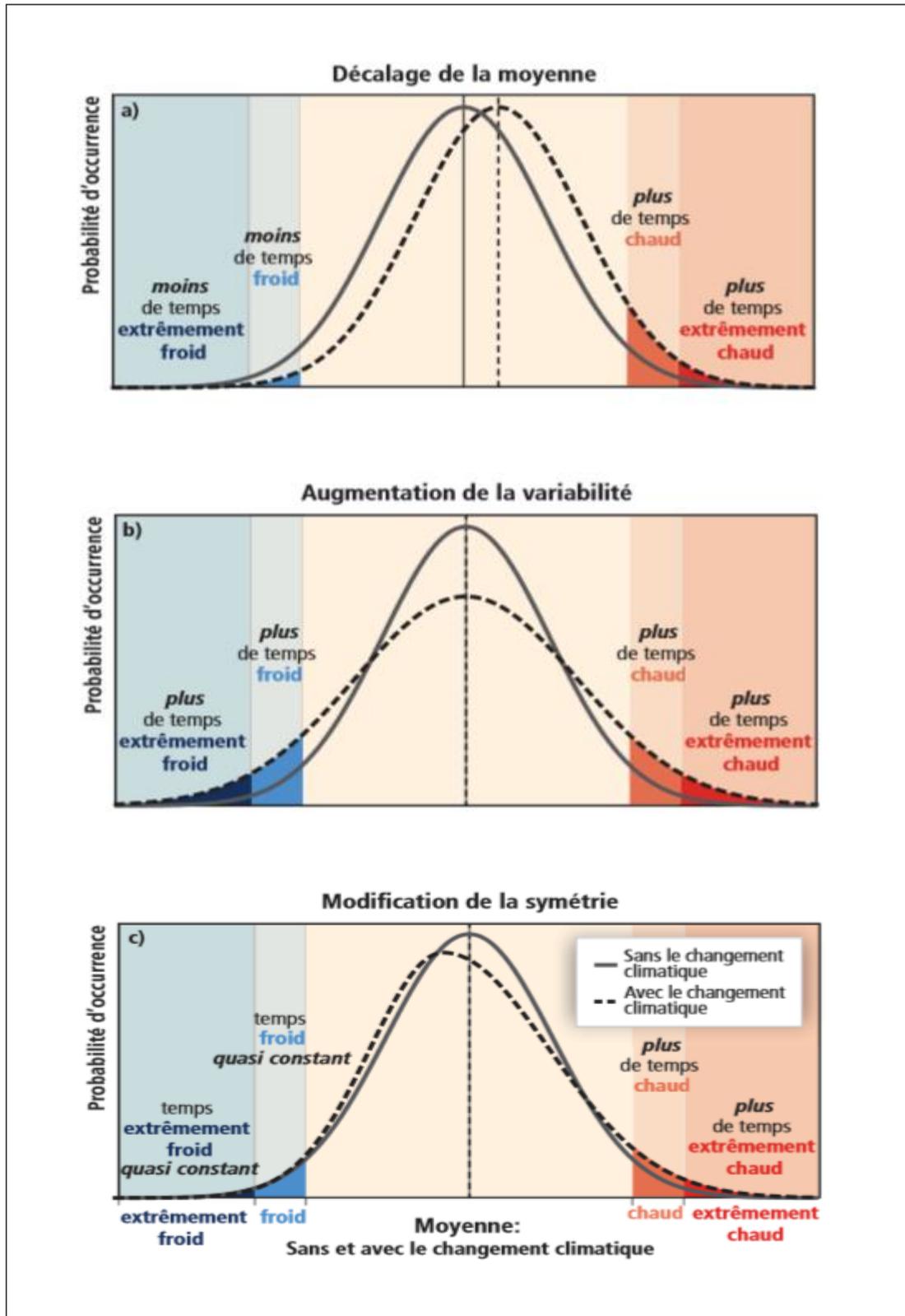


Figure 3 : Comparaison d'une courbe de distribution de probabilité d'un paramètre climatique sans changement climatique et avec.

II.2 Le changement dans les événements extrêmes

Le climat est associé à une certaine distribution de probabilité des événements météorologiques. Ces événements avec des valeurs bien loin de la moyenne (les vagues de chaleur, sécheresses ou inondations) sont, par définition, moins susceptibles de se produire (Hufty, 2001).

Les événements les moins susceptibles sont statistiquement appelés « Événements rares ». Un événement météorologique rare est un événement extrême selon les probabilités relatives à son occurrence dans un lieu donné. Si les définitions du mot « rare » varient considérablement, un phénomène météorologique extrême devrait normalement être rare, au-delà des 10^{ème} ou 90^{ème} percentiles. Par définition, les caractéristiques de ce qu'on appelle conditions météorologiques extrêmes varient d'un endroit à un autre (Ahrens, 2000).

Un événement météorologique extrême, correspond à la moyenne d'un certain nombre d'événements météorologiques se produisant sur une certaine période, cette moyenne étant elle-même extrême. On regroupe sous ce terme des phénomènes météorologiques de natures différentes mais ayant en commun une occurrence rare et un impact éprouvant sur les écosystèmes. Les extrêmes d'une région peuvent être normaux dans une autre région. Les écosystèmes d'une région sont adaptés au climat régional en moyenne sur des périodes plus longues, mais moins aux événements extrêmes (les températures des forêts tropicales Africaines pourraient gravement endommager la végétation et la santé humaine si elles se sont produites dans le Nord de l'Europe) (Ahrens, 2000). On distingue ainsi deux catégories ;

i) Les événements spectaculaires : tornades, tempêtes, orages violents, grêles, pluies diluviennes et,

ii) Les événements moins brutaux : vagues de froid ou de chaleur, sécheresse ou période de pluviométrie intense.

Les impacts des événements extrêmes sont fortement ressentis par les écosystèmes et la société, ils peuvent être destructifs. Les légers changements dans le climat peuvent, mais pas nécessairement, avoir un grand impact sur la distribution de probabilité des événements météorologiques, et sur l'intensité des phénomènes extrêmes (Ahrens, 2000). La nature et les êtres vivants sont mal préparés et vulnérables au changement. C'est la raison pour laquelle beaucoup plus d'attention a été accordée à observer les projections et les variations des extrêmes (Hufty, 2001).

II.3 Le changement dans la variabilité climatique et dans les événements extrêmes

Comprendre les changements dans la variabilité et dans les extrêmes climatiques est rendue difficile par les interactions entre les changements dans la moyenne et la variabilité (Meehl et *al.*, 2000). Ces interactions varient d'une variable à une autre en fonction de leur distribution statistique ; la distribution des températures est souvent normale, la non-stationnarité de la distribution implique des changements de la moyenne ou de la variance. Dans une telle distribution, une augmentation de la moyenne conduit à de nouveau enregistrement de hautes températures.

Pour les variables qui ne sont pas bien estimé par les distributions normales, telles que les précipitations, l'analyse est plus complexe, en particulier pour les climats arides et semi arides. Tous ces changements peuvent influencer sur les différents aspects des précipitations extrêmes, y compris l'intensité des précipitations (Hufty, 2001).

En dépit de certains progrès, il subsiste un manque d'accès aux données climatiques quotidiennes qui peuvent être utilisées dans les comparaisons à grande échelle (Folland et *al.*, 2001).

Les extrêmes sont l'aspect essentiel du changement climatique. Les changements dans la fréquence de nombreux extrêmes (augmentations ou diminutions) peuvent être importants pour signifier un changement climatique (Katz, 2002) et sont souvent les aspects les plus sensibles du changement climatique pour les réponses des écosystèmes (Hufty, 2001).

II.4 Veille de l'atmosphère et détection des changements climatiques

Depuis quelques années, l'homme s'est organisé pour faire des observations de certaines variables qui peuvent, elles-mêmes, montrer une variation du climat. Actuellement, les nouvelles techniques nous permettent de constater qu'elles sont les fluctuations de la température à la surface de la Terre, du niveau de la mer, de la hauteur des précipitations, de la fréquence des phénomènes extrêmes... etc. (Hufty, 2001).

a) Les données paléo-climatiques

Grâce aux mesures indirectes paléo-climatiques, on peut avoir une idée plus générale et plus vaste sur le climat passé. Les variables paléo-climatiques doivent être utilisées avec précaution : calibrage des mesures et validation par différents modèles sont donc nécessaires.

Pour évaluer le changement climatique, plusieurs types de données sont utilisés : celles provenant des arbres, des coraux, des carottes de glace et des sédiments trouvés dans les lacs ou les océans. D'autres sources moins fiables peuvent venir corroborer les informations : forages, études des glaciers, sédiments non laminés des océans (Hufty, 2001).

b) Les indices de détection de changement climatiques.

La détection d'un changement dans les tendances des séries chronologiques climatiques à l'aide d'indices, suppose une analyse statistique ainsi que l'évaluation minutieuse de multiples sources de données climatologiques. Les relevés instrumentaux de plus d'un siècle, ont montré que les années les plus chaudes jamais enregistrées à l'échelle du globe sont celles de l'actuelle décennie. L'activité humaine est considérée comme responsable du changement global.

III. La modélisation des agroécosystèmes

III.1 Concepts de base en modélisation des agroécosystèmes

Le développement de l'outil informatique a joué un rôle important dans le progrès qu'a connu la recherche scientifique. C'est en particulier le cas pour l'étude des systèmes agronomiques. En effet, les modèles de fonctionnement des cultures sont des outils privilégiés pour simuler le comportement d'une culture et définir son niveau de production. Dans un objectif d'aide à la décision, ces modèles permettent d'analyser de manière systématique les conséquences d'une modification de la conduite d'une culture et d'évaluer les risques associés à de telle modification (Hadria, 2006).

La naissance des modèles qui simulent la croissance et le développement des plantes est initiée par une valorisation des travaux sur la photosynthèse et la respiration (de Wit *et al.*, 1970) avec une mise en relation entre la biomasse accumulée et les processus instantanés relatifs à la production végétale.

L'adaptation des concepts existants (Monteith, 1996) et l'émergence de nouveaux concepts (Amir et Sinclair, 1991) ont constitué un référentiel pour l'ensemble des modèles actuels de culture. Ainsi, les hollandais ont développé des modèles, dérivés de SUCROS (Van Ittersum *et al.*, 2011 ; Rauff, 2015), s'attachant à décrire précisément l'écophysiologie des cultures à des fins souvent didactiques. Les américains, avec les modèles GOSSYM/GLICYM (Whisler *et al.*, 1986), CERES (Jamieson *et al.*, 1998) dont dérive le modèle australien APSIM (McCown *et al.*, 1996) et la famille de modèles CROPGRO (Boote *et al.*, 1997), se sont

approchés d'objectifs agronomiques et ont commencé à introduire les pratiques agricoles. En 1984, le premier modèle générique EPIC (Williams *et al.*, 1989) est développé pour répondre à des préoccupations agroenvironnementales ; il a ensuite donné naissance à CROPSYST (Stöckle *et al.*, 2003). Au début des années 1990, des modèles à vocation uniquement environnementale apparaissent comme par exemple DAISY (Hansen *et al.*, 1990) et PASTIS (Lafolie, 1991). La tendance actuelle est à la mise au point de modèles génériques et agro-environnementaux, qui prennent en compte l'effet des pratiques agricoles. C'est le cas de STICS (Brisson *et al.*, 2002 et 2005).

En dehors de l'intérêt théorique que représentent ces modèles, leur adaptation aux conditions de chaque région s'avère nécessaire (Lahrouni, 1990). L'interprétation des variations régionales de rendement qui permet de calculer ce qui est attribuable aux conditions climatiques (température, pluie, rayonnement), aux pratiques agricoles, à certains paramètres variétaux et aux caractéristiques du sol. Au cours des saisons. Le modèle, une fois bien mis au point et adapté aux conditions particulières de la région, constituera un outil précieux pour permettre de cartographier la région en termes de rendement attendu ou de toutes autres variables d'intérêt (bilan hydrique, bilan azoté...).

III.2 L'agroécosystème

Les plantes des grandes cultures comme le blé, l'orge et le maïs sont des systèmes insérés dans un milieu hétérogène formé par un ensemble d'entités, appelées composantes ou éléments, en interaction dynamique. Ces systèmes dits naturels interagissent avec l'environnement par le biais d'échange d'énergie et de matière. Quand le système est d'intérêt agronomique, il est appelé agro-système, s'il est d'intérêt écologique, il est appelé agro-écosystème (Begon *et al.*, 2006).

III.3 Typologie des modèles des grandes cultures

Comme pour tout modèle, on distingue trois approches possibles pour représenter les processus associés au fonctionnement des cultures :

- Approche analogue où les processus sont représentés par d'autres processus considérés comme similaires. La représentation analogique utilise le rapport de similitude entre des grandeurs mesurables dans la réalité et leurs représentants en termes de modélisation (variables et processus associés). Dans ce type d'approche, on représente par exemple, le transfert du flux de sève le long d'une tige de manière similaire à un courant électrique.

- Approche empirique reliant les facteurs explicatifs aux variables à expliquer au moyen d'une loi ajustée à des résultats expérimentaux. Une telle loi n'a pas nécessairement de signification physique.

- Approche mécaniste (modèle de connaissances) qui décrit chaque processus en accord avec les lois physiques et biologiques qui le contrôlent. Les modèles basés sur cette approche sont très utilisés, en particulier en raison de leur capacité à prendre en compte des conditions aux limites complexes.

III.4 Les modèles de simulation de fonctionnement de cultures

Le développement de l'informatique a permis l'essor des "modèles de cultures", reproduisant le comportement d'une culture et sa réponse à diverses contraintes du milieu modulées par des actes techniques (Affholder, 2001). Les modèles de cultures, nés il y a 25 ans, sont très utilisés en agronomie (Brisson, 2002). Ils simulent le fonctionnement dynamique du système sol-couvert végétal, dont le pas de temps est le plus souvent journalier, ils décrivent l'état du système chaque jour (Barbottin, 2004). Les premiers travaux dans ce domaine ont porté sur la simulation des flux hydriques dans le système sol-plante-atmosphère, dans le but d'optimiser la gestion de l'irrigation (Hanks et *al.*, 1969)

III.4.1 Définition du système modélisé

L'ensemble sol-couvert végétal constitue le système modélisé (Garcia, 2006). L'atmosphère au voisinage du système est en général appréhendée comme la condition limite supérieure et représentée par un ensemble de variables climatiques issues de mesures standards (stations météorologiques d'un réseau) ayant une fonction de forçage (Brisson, 2002). Les éléments constitutifs des deux sous-systèmes sol et couvert végétal varient entre les modèles selon leur genèse et leurs objectifs.

En interaction avec le système, les modèles prennent en compte les actions techniques de l'agriculteur et leur résolution spatiale correspond au plus petit élément pour lequel on peut définir de façon déterministe un milieu physique et un itinéraire technique (Barbottin, 2004).

III.4.2 Structure générale des modèles de culture

Les modèles de culture comprennent un ensemble de variables d'entrée (climat journalier, techniques culturales, état initial du système au démarrage de la simulation), et

de variables de sortie (à la fin de la simulation) comme le rendement à la récolte, l'efficacité d'utilisation de l'eau ou de l'azote au cours du cycle de culture,...) (Affholder, 2001).

III.4.3 Les différents types des modèles de culture

Selon la nature des variables d'état décrites dans le modèle (température, indice de nutrition azotée, réserve en eau du sol) et les équations mathématiques simulant leur évolution, on distingue les modèles de type « mécaniste » et les modèles de type « empirique » (Monteith, 1996 ; Whisler et *al.*, 1986).

Les modèles de type mécaniste décrivent et quantifient chaque processus, sur des bases physiques ou physiologiques, c'est-à-dire que les équations décrivent finement les processus tels que la respiration, la croissance et le développement de chaque organe (Monteith, 1996 ; Passioura, 1996 ; Whisler et *al.*, 1986).

Dans les modèles de type « empirique », les relations décrivant ces processus sont une simplification des relations complexes existant au sein du système. Il s'agit par exemple de simples régressions linéaires entre deux variables d'état (Monteith, 1996 ; Passioura, 1996 ; Whisler et *al.*, 1986).

III.4.4 Le fonctionnement carboné des plantes

La croissance du couvert végétal reposant sur le fonctionnement carboné des plantes (Brisson, 2002). Le rayonnement intercepté par l'appareil photo synthétiquement actif (organes chlorophylliens caractérisés par l'indice foliaire (LAI) est égal à la surface verte rapportée à 1 m² de sol et transformé en biomasse qui, selon les modes de représentation du système, est répartie dans différents types d'organes.

Selon Barbottin (2004), les modèles de culture sont des modèles à compartiments, reliés entre eux par des flux de matière dépendant d'un pilotage énergétique et des flux d'information. Ils se déclinent généralement en quatre modules, ou quatre unités (Garcia, 2006). Trois de ces modules se consacrent à la description du fonctionnement de la culture en termes de croissance et de développement, le quatrième se consacre à la description du sol (Figure 4).

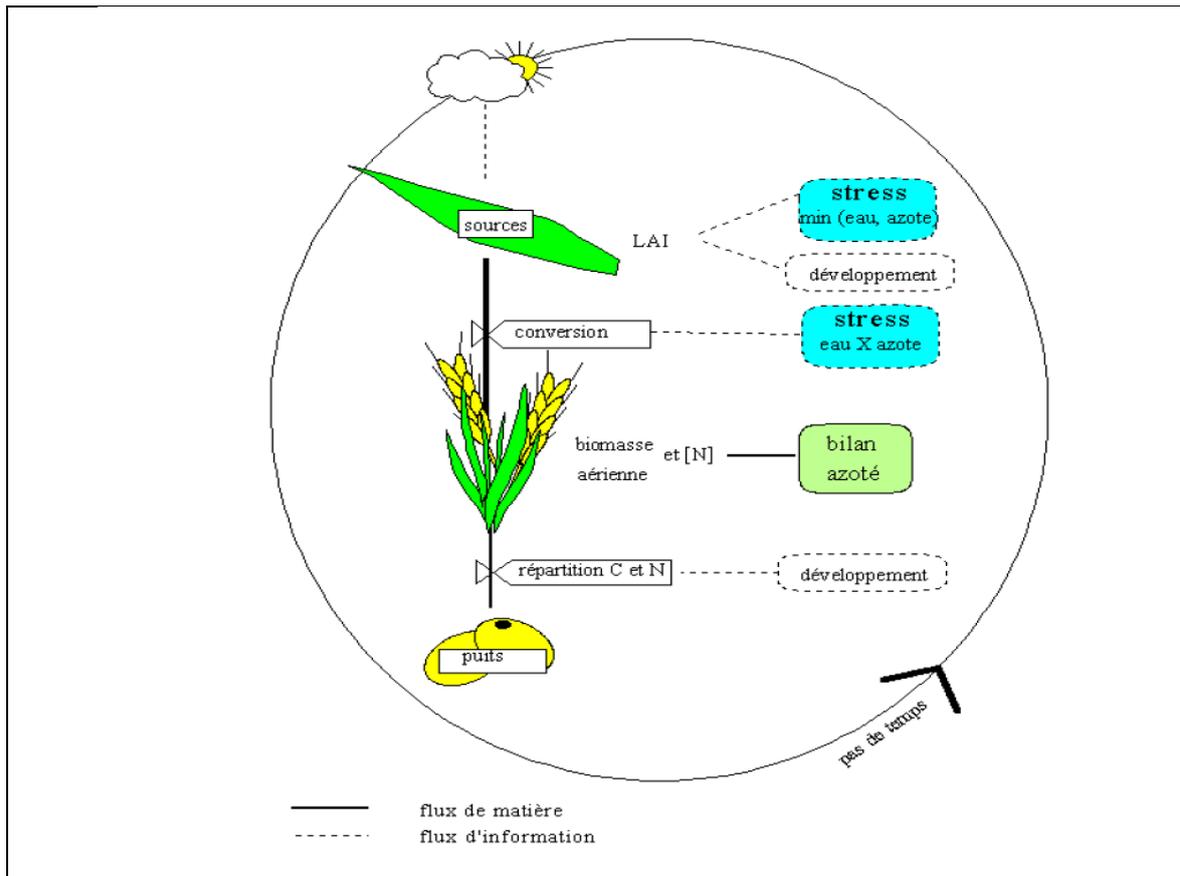


Figure 4 : Schémas générale de fonctionnement des modèles de culture, (Brisson, 2002).

III.5 Impacts du changement climatique sur l'agroécosystème

L'utilisation de modèles simulation de développement de cultures, apporte des éléments de réflexions. Ces modèles prévoient une hausse de la production de biomasse (rendements plus élevés), en réponse, notamment, à l'augmentation de la teneur atmosphérique en dioxyde de carbone. Les manifestations récentes du réchauffement climatique ont induit un raccourcissement du cycle végétatif du blé, qui s'accroîtra très certainement dans le futur (Garcia de Cortazar Aauri, 2006).

IV. Caractéristiques climatiques de l'Algérie

L'Algérie a beaucoup de caractéristiques morphologiques, géographiques, historiques et sociales qui rendent l'étude de son climat scientifiquement complexe (Lionello et *al.*, 2006). Une caractéristique spécifique est sa morphologie complexe, en raison de la présence de nombreuses formes orographiques, des bassins de différentes tailles, de hautes chaînes de montagne ayant une tendance à produire de larges différences climatiques (Hirche et *al.*, 2007) ainsi que sa position latitudinale qui fait de son climat, un climat de transition instable entre celui des hautes latitudes et tropicaux. Le territoire algérien s'étend sur 2,4 millions de km². Du

Nord au Sud, on trouve trois ensembles très contrastés, différents par leur relief et leur morphologie. Tout d'abord, la chaîne du Tell et le littoral, puis la chaîne de l'Atlas qui longe les Hautes Plaines plus au Sud, enfin, le désert saharien qui s'étend au-delà du massif de l'Atlas. Ces caractéristiques ont des conséquences importantes sur la circulation atmosphérique, car elles déterminent une grande variabilité spatiale et la présence de nombreuses sous-régions et climats déterminant le potentiel agricole, la productivité des écosystèmes et les ressources en eau.

La circulation atmosphérique est fortement affectée par la topographie complexe de l'Algérie qui joue un rôle crucial dans le pilotage des masses d'air, de sorte que les caractéristiques dynamiques des méso-échelles sont présents (Lionello et *al.*, 2006). Le gradient méridien est indiqué par une transition des régions chaudes et arides vers les régions humides et de climat des montagnes. Les températures sont relativement élevées, ce qui cause une évaporation importante. La variabilité interannuelle des précipitations augmente avec l'aridité de la région concernée. Elle augmente au fur et à mesure que l'on se déplace vers le Sud.

Le processus de réchauffement causé par le changement climatique est susceptible d'entraîner une aridité encore plus importante, et de conduire par conséquent à une aggravation de la dégradation des écosystèmes et à une destruction plus importante des forêts résultant à une récurrence d'incendies. L'alternance actuelle d'inondations et de sécheresse.

IV.1 Les tendances de la variabilité et du changement climatique

Les variations dans la température globale sont bien connues (Jones et Moberg, 2003) quoi qu'ils demeurent inconnus si ces changements dans la moyenne affectent la variance de la distribution. D'autres travaux ont montrés que les extrêmes de la distribution de température et de précipitations ont aussi changés (Frich et *al.*, 2002) et peut être avec un taux supérieur à la moyenne (Alexander et *al.*, 2007). Cependant, plusieurs études à l'échelle régionale confirment ces résultats (Klein Tank et Können, 2003 ; Manton et *al.*, 2001 ; Vincent et Mekis, 2006) mais cela reste non prouvé sur plusieurs régions dans le monde. L'étude des extrêmes climatiques requière du temps et des efforts considérables pour analyser les extrêmes de températures minimales et maximales et de précipitations. Des tendances sont calculées pour suivre l'évolution du changement moyen ainsi que pour les extrêmes de chaque variable climatique, les résultats ont montré une consistance entre les deux tendances ; la température maximale manifeste un réchauffement autant que la température minimale s'accroît rapidement à des taux élevés indiquant que le climat deviendra plus chaud qu'avant et considérablement moins frais.

Les précipitations annuelles suivent des augmentations significatives, or les précipitations extrêmes sont devenues beaucoup plus alarmantes (Alexander et *al.*, 2007). Ces tendances montrent que les extrêmes froids ont diminué tandis que les extrêmes chauds ont augmenté. Les diminutions des extrêmes dans les températures minimales sont plus grandes que les augmentations dans les températures maximales. Ces résultats s'accordent avec ceux de (Jones et *al.*, 1999) qui ont travaillé sur une échelle globale et ceux de (Klein Tank et Können, 2003), (Manton et *al.*, 2001), (Vincent et Mekis 2006) et (Yan et *al.*, 2002) qui ont travaillé sur des échelles régionales et suggèrent qu'il est préférable de dire que le climat mondial est devenu moins frais que de dire il est devenu plus chaud. Des fluctuations importantes sont enregistrées pour les extrêmes de précipitations et supportent généralement que le monde va devenir plus humide (Alexander et *al.*, 2007).

Les précipitations et la température accusent des tendances significatives au cours du 20^{ème} siècle dans le contour méditerranéen. Les tendances négatives des précipitations ont été constatées à différentes échelles spatiales et temporelles (Folland et *al.*, 2001; New et *al.*, 2001). Une tendance négative pour les précipitations hivernales a été prouvée sur la Méditerranée durant le 20^{ème} siècle (Mearns et *al.*, 2003). Toutefois, la variabilité sub-régionale est grande et les tendances ne sont pas statistiquement significatives dans de nombreuses régions en raison de la grande variabilité spatiale (Xoplaki, 2002 et Giorgi, 2006). L'étude de la variabilité de la température de l'air et l'évolution des tendances au cours du 20^{ème} siècle a montré une tendance significative au réchauffement de 0.75°C durant les 100 dernières années (New et *al.*, 2000). Les valeurs les plus élevées ont été observées pendant l'hiver et l'été. La structure des séries climatiques diffère considérablement entre les régions montrant une variabilité à différentes échelles.

Le réchauffement est enregistré principalement durant deux phases : à partir du milieu des années 1920 jusqu'aux années 1950 et à partir du milieu des années 1970 (Galan et *al.*, 2001 ; Xoplaki et *al.*, 2002). En outre, la disponibilité des documents et des proxies naturels dans la région méditerranéenne a permis la construction saisonnière des cartes de température et de précipitations depuis plus de 500 ans avec des incertitudes associées (Luterbacher et *al.*, 2004 ; Pauling et *al.*, 2005 ; Xoplaki et *al.*, 2004).

L'analyse de la température et des précipitations d'hiver révèle que les dernières décennies de la fin du XX^e siècle et le début de ce siècle ont été les plus chaudes et les plus sèches, en

accord avec les résultats récents de l'hémisphère Nord. Il est évidemment important d'étudier l'évolution future de ces tendances et à produire des simulations fiables.

La quantification et la compréhension de changements climatique à l'échelle régionale est l'une des préoccupations les plus importantes et les plus incertaines au sein des débats sur le changement global (Kattenberg *et al.*, 1996 ; Cubasch *et al.*, 2001). Une étape importante vers la compréhension du changement climatique régional et ses impacts est l'évaluation des caractéristiques de la variabilité naturelle du climat et de la performance des AOGCM à reproduire (Giorgi, 2003) le climat futur. En général, dans la région méditerranéenne, les simulations du changement climatique produisent un signal dans la gamme de +3 à +7 °C Kelvin pour la température et de -40% à -20% pour les précipitations (Giorgi et Francisco, 2000a,b) en un siècle.

La régionalisation des études confirme le réchauffement de la région méditerranéenne, prévue par les AORCM, plus en été qu'en hiver, sur les terres que sur la méditerranéenne en s'intensifiant de plus en plus avec le forçage radiatif simulé par les scénarios d'émission (Déqué *et al.*, 1998 ; Giorgi *et al.*, 2003). La forte réduction des précipitations estivales est confirmée en se basant sur les RCM, mais les incertitudes sur les valeurs de l'hiver restent élevées (Raisänen *et al.*, 2004).

Au cours de la deuxième moitié du 20^{ème} siècle, une tendance de réduction des précipitations hivernales dans le bassin méditerranéen est indiquée en même temps qu'une diminution significative des tempêtes (Trigo *et al.*, 2000). Une augmentation de la fréquence relative des pluies torrentielles est prédite, mais seulement pour certaines régions du Nord-Ouest de l'Afrique (Alpert *et al.*, 2002). Plusieurs sources indiquent le changement de température (Mann *et al.*, 2000) ; (Luterbacher *et al.*, 2004) ; (Brázdileta., 2005); (Casty *et al.*, 2005a); (Guiot *et al.*, 2005); (Xoplaki *et al.*, 2004) ; (Alexander *et al.*, 2007). La vague de chaleur de l'été 2003 est une expression régionale d'un événement extrême, beaucoup plus important dans son amplitude que dans ses extrêmes (Menzel, 2005) ; (Trigo *et al.*, 2005).

La céréaliculture algérienne occupe principalement les zones à climat semi-arides, avec des emblavures annuelles comprises entre 3 000 000 et 3 500 000 hectares (Djermoun, 2009).

Selon le Centre international des céréales (CIC, 2000), le volume des importations de l'Algérie atteint les 5,1 millions de tonnes de blé, ce qui la place à la 5^{ème} place mondiale des

pays importateurs du blé. La production nationale moyenne du blé dur se situe à environ 1.1 million de tonnes, alors que la consommation est de 2.7 million de tonnes. Selon CNIS (2007), la France a préservé sa place de premier fournisseur de l'Algérie en blé dur et tendre dont le volume de blé dur importé de France a atteint 293 091 tonnes pour une facture de 79,891 millions de dollars.

IV.2 Changement climatique et agriculture en l'Algérie

L'Algérie présente une grande sensibilité au climat à cause de la grande variabilité des pluies saisonnière et annuelle (Boutiba et Merabet, 2005), en regard au caractère aride et semis aride de son climat, l'Algérie ressentira davantage les effets du changement climatique. Selon le même auteur il y a environ 10 % de baisse des précipitations, et une augmentation de température d'environ 2°C ces 20 dernières années.

Dans le secteur de l'agriculture il y a une modification du calendrier agricole traditionnel et le raccourcissement du cycle végétal ainsi qu'une diminution de la production agricole moyenne, en particulier pour les cultures sèches ainsi que certaines cultures consommatrices d'eau (Antipolis, 2007).

L'impact du changement climatique aura des effets directs et indirects, variables selon le type de cultures végétales et les lieux de production (Soussana, 2002). Il entraînerait des effets négatifs sur les potentiels agricoles (Rousset et René, 2004). L'agriculture de type pluviale, à dominance céréalière, est implicitement très vulnérable à tout changement du climat (Bouazza et al., 2002) en particulier sa variabilité liée au phénomène El niño.

IV.3 Les contraintes de la céréaliculture en Algérie

Les grandes cultures sont essentiellement conduites sous régime pluvial, notamment celles qui occupent principalement les zones semi-arides (Feliachi, 2000). En fait, le climat de l'Algérie se caractérise par l'insuffisance des précipitations et leur irrégularité temporelle et récemment leurs aspects torrentiels où les averses de forte intensité sont très fréquentes en automne au moment où la couverture végétale est faible (Zaghouane et al., 2006). Selon Rachedi (2003) les principales contraintes au développement des céréales sont :

- Contraintes du milieu : Adversité climatique fréquente (pluviométrie irrégulière, gelées, grêlé, sirocco, ...),

- Contraintes techniques : Travail du sol sommaire, faible utilisation de la semence de qualité, faible taux d'utilisation des engrais et mauvaise application des techniques culturales,
- Contraintes de structures : Avec 60% des superficies situées sur des terres peu productives et le morcellement d'une partie des terres (moins de 10 ha) qui rend les efforts d'intensification et de mécanisation très difficiles.

Partie II : Matériel et Méthodes

I. Les données d'observation météorologiques

I.1 Homogénéité des données climatiques

Les conditions de mesure dans une station d'observation météorologique, peuvent varier au cours du temps. Les modifications des conditions de mesure (déplacement de stations, remplacement d'instruments de mesure, changement des heures d'observations ou encore la modification de l'environnement immédiat de l'instrument de mesure) peuvent introduire des ruptures artificielles dans la chronologie des données, qui ne reflètent pas les variations climatiques réelles. De ce fait, il arrive régulièrement que les séries de données climatiques contiennent des ruptures artificielles (Figure 5) qui sont dues aux modifications des conditions de mesure et qui ne reflètent pas les variations réelles du climat. Au cours des dernières décennies, plusieurs méthodes ont été développées pour corriger les ruptures artificielles des séries climatiques. En effet, le besoin de longues séries de données climatiques fiables se fait de plus en plus sentir dans le domaine. Les études du changement climatique nécessitent la création de bases de données complètes à l'aide desquelles on pourra analyser le signal climatique, pour suivre son évolution et prévoir ses changements futurs

Il est alors très important de développer des techniques de détection de biais pour que les données utilisées se rapprochent le plus possible des observations qui auraient été faites sans perturbation des conditions de mesure. Le processus de détection et de correction des ruptures d'origine non climatique est appelé homogénéisation.

Les termes « inhomogénéités ou non homogénéité » représentent les variations non naturelles qui sont causées par des modifications dans l'environnement du point d'observation, l'homogénéisation consiste à détecter puis à corriger ces variations (Aguilar *et al.*, 2004) si elles ne sont pas naturelles. Les sauts de moyennes et de tendances sont les deux types d'inhomogénéités les plus communes (Sensoy *et al.*, 2008). A titre d'exemple, les mesures de précipitations sont perturbées par le vent et l'effet Venturi produit au-dessus du cône du pluviomètre. Ainsi, toute modification ayant un effet sur le vent induira des sauts dans les données. Une modification dans l'environnement immédiat d'une station, induite par exemple par l'urbanisation, la reforestation, ou l'industrialisation, suscite des changements plus graduels (Peterson *et al.*, 1997) et son source de non homogénéité des données, particulièrement sur les températures. Une tendance est plus délicate à quantifier sachant qu'il faut identifier

correctement le début et la fin de cette tendance ainsi que son amplitude et disposer d'informations supplémentaires.

En pratique, si nous ne disposons pas d'information sur les données, il est difficile de déterminer si une rupture dans la tendance d'une série est due à un changement dans le climat régional ou une hétérogénéité des données. Deux types d'informations permettent de pencher pour l'une ou l'autre des explications : les enregistrements aux stations voisines (s'il y en a) et les métadonnées (s'il y en a également).

1.1.1 **Choix des méthodes d'homogénéisation**

Dans le but d'identifier les méthodes qui semblent les plus prometteuses pour l'étude de l'homogénéité des données climatiques, un certain nombre de méthodes est retenu sur la base de leur potentiel d'applicabilité. Les techniques d'homogénéisation sont sélectionnées généralement selon les critères suivants :

- ◆ Objectivité,
- ◆ Capacité de détecter un ou plusieurs sauts de moyenne,
- ◆ Utilisation d'au moins une série voisine,
- ◆ Algorithme disponible dans la littérature.

Plusieurs techniques performantes de détection de ruptures ne sont pas choisies parce que leurs formulations ne permettent pas la prise en compte des stations avoisinantes. C'est le cas de la technique de segmentation des séries hydrologiques (Hubert et *al.*, 1989) qui s'applique directement sur la série que l'on veut segmenter sans utiliser de séries voisines. Il en est de même pour les méthodes Bayésiennes présentées par (Perreault et *al.*, 2000). La technique Bayésienne développée par (Lee et Heghinian, 1977) et présentée dans (Ouarda et *al.*, 1999) a été adaptée pour l'utilisation d'une série de référence dans (Ducré-Robitaille et *al.*, 2003). Cependant, certaines techniques présentées dans la littérature qui satisfont ces critères ne sont pas choisies parce qu'elles ne semblent pas adaptées aux types de données dont nous disposons. La technique de Caussinus et Mestre (2004) n'est pas utilisée puisqu'elle nécessite l'usage d'au moins six séries voisines pour bien performer (Slonosky et *al.*, 1999) ce qui n'est pas toujours réaliste.

1.2 **Homogénéité des données journalières**

Le test de Wang

Le test es appliqué pour tester l'homogénéité des séries journalières de températures maximales, minimales et de précipitations est le test F maximal avec pénalité ou PMFT imbriqués dans un algorithme de test récursif (Wang, 2010), avec un facteur d'autocorrélation avec retard de 1 appliquée à la série temporelle étant pris en compte :

$$\begin{aligned}
 H_0 : X_i &= \mu + \beta t_i + e_i \\
 H_a : X_i &= \begin{cases} \mu_1 + \beta t_i + e_i & N_{\min} \leq i \leq c \\ \mu_2 + \beta t_i + e_i & c < i \leq N - N_{\min} \end{cases}
 \end{aligned} \tag{1}$$

Où X_i est la valeur de la série de base au temps i , μ_1 et μ_2 sont les moyennes avant et après le changement, β est la tendance ou la pente du changement. Les résidus du modèle sont représentés par e_i . On considère que t_c est un point de changement si $\mu_1 \neq \mu_2$ sachant que $N_{\min} \geq 3$ est la longueur minimale des segments.

Le test F maximal avec pénalité est décrit comme suit :

$$PF_{\max} = \max_{1 \leq k \leq N} [P(k)F(k)] \tag{2}$$

Sachant que : $P(k)$ épaisseur de la courbe du segment de taille k .

$$F(k) = \frac{(SSE_0 - SSE_A)/1}{SSE_A/(N-3)} \tag{3}$$

Avec :

$$\circ \quad SSE_0 = \sum_{t=1}^N (X_t - \hat{\mu}_0 - \hat{\beta}_0 t)^2 \tag{4}$$

$$\circ \quad SSE_A = \sum_{t=1}^k (X_t - \hat{\mu}_1 - \hat{\beta} t)^2 + \sum_{t=k+1}^N (X_t - \hat{\mu}_2 - \hat{\beta} t)^2 \tag{5}$$

La série temporelle testée peut présenter une tendance nulle β_0 ou linéaire pendant toute la période de l'enregistrement de données ; c'est-à-dire qu'il n'y a pas de décalage ou de variation de la composante tendance (Wang, 2010). Un point de changement t_c est statistiquement significatif si :

$$PF_{\max} = \max_{N_{\min} \leq c \leq N - N_{\min}} \left[F_c = \frac{(SSE_{H_0} - SSE_{H_a})/1}{SSE_{H_a}/(N-3)} \right] > F_{\max}^{(1, N-3)}(p) \tag{6}$$

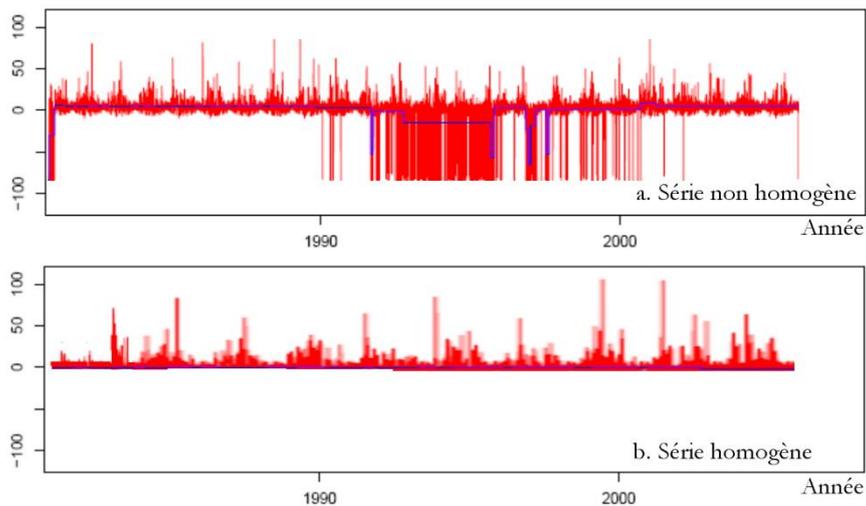


Figure 5 : Représentation graphique d'une série non homogène (a) et une série homogène de précipitations (b).

On peut estimer qu'un plus petit décalage est significatif si sa valeur PF_{\max} est plus grande que la limite supérieure correspondante et n'est pas significatif s'il est plus petit que la limite inférieure. Toutefois, si la valeur PF_{\max} se trouve dans la plage d'incertitude correspondante à 95 %, on doit déterminer subjectivement si on doit considérer que ce point de changement est significatif ou non. S'il n'y a pas de point de changement significatif identifié, la série temporelle testée est déclarée homogène et il n'est pas nécessaire d'appliquer d'autres tests à cette série (Wang et *al.*, 2010 ; Boris, 2014).

1.2.1 Homogénéité des données annuelles

- Le test d'Alexandersson

Alexandersson (1986) a développé le Standard Normal Homogeneity Test (**SNHT**) qui est largement employé pour tester l'homogénéité des séries de précipitations et de températures. Le test est actuellement modifié pour tenir compte plusieurs discontinuités afin de vérifier les tendances inhomogènes plutôt que les ruptures seules et les inclusions du changement de la variance (Alexandersson et Moberg, 1997). Ce test a été appliqué successivement sur toutes les séries mensuelles et annuelles au seuil critique de 5%.

Le **SNHT** est représenté par une série de ratio ou de différence entre la série de base et une série considérée de référence. La série chronologique résiduelle se forme comme suit :

$q_i = (P_0)_i - \hat{P}_i$ Sachant que $(P_0)_i$ indique la série de base et \hat{P}_i est la moyenne ajustée de la série de référence. D'abord, cette série est standardisée par la soustraction de la moyenne de chaque valeur et la division sur l'écart type : $z_i = (q_i - \bar{q}) / \sigma_q$ pour permettre la simple formulation des deux hypothèses qui caractérisent le test. On teste l'hypothèse que les ratios standardisés suivent une distribution normale de moyenne nulle et de variance 1 alors que la contre-hypothèse est qu'il y a un changement de moyenne dans la série.

$$\begin{aligned} H_0 : & \quad z_i \in N(0,1) & \quad i \in \{1, \dots, n\} \\ H_1 : & \quad z_i \in N(\mu_1, 1) & \quad i \in \{1, \dots, a\} \\ & \quad z_i \in N(\mu_2, 1) & \quad i \in \{a+1, \dots, n\} \end{aligned} \quad (7)$$

n est la longueur de la série chronologique.

Pour repérer les points de changement, une série de moyennes pondérées est créée :

$$T(a) = a.(\bar{z}_1)^2 + (n-a).(\bar{z}_2)^2, \quad i = 1, \dots, n-1 \quad (8)$$

Où z_1 est la moyenne de la série des rapports standardisés pour les segments de 1 jusqu'à la valeur a et z_2 est la moyenne de la série chronologique de la valeur a jusqu'à n , le nombre total d'années dans la série. La décision entre les hypothèses peut être obtenue sur une base objective :

$$a \quad a \in (1, \dots, n) \quad T(a) = \max |T(a)|, \text{ la rupture la plus probable,}$$

$\bar{z}_{1,2}$ La valeur moyenne respectivement avant et après a .

La statistique du test est significative si elle dépasse la valeur critique donnée par Alexandersson (1986) au niveau de signification 5%. Si (T_{\max}) est significatif, « a » va indiquer la période du changement et la rupture va être corrigée par $Z_{1,2}$. Pour la signification de la rupture, des niveaux critiques sont adoptés pour un grand nombre d'observations n . Si la rupture est détectée avec succès, elle peut être enlevée en ajustant la valeur moyenne avant et après la rupture ou en supprimant la partie qui précède la rupture. La procédure est répétée par des déterminations itératives pour corriger les changements supplémentaires.

La plupart des stations météorologiques et postes pluviométrique ont des durées de fonctionnement variables et perturbées. La principale perturbation étant la rupture de fonctionnement de 98 % des stations du réseau Algérien durant la phase d'indépendance et qui a duré quelques années après jusqu'en 1967 (Figure 6).

Ces ruptures de fonctionnement nécessitent soit un comblement des lacunes soit le choix de travailler avec une partie de la série la plus longue. Quelques lacunes constatées, ont été comblé par la méthode de l'ACP pour les trois stations choisies et représentatives des régions.

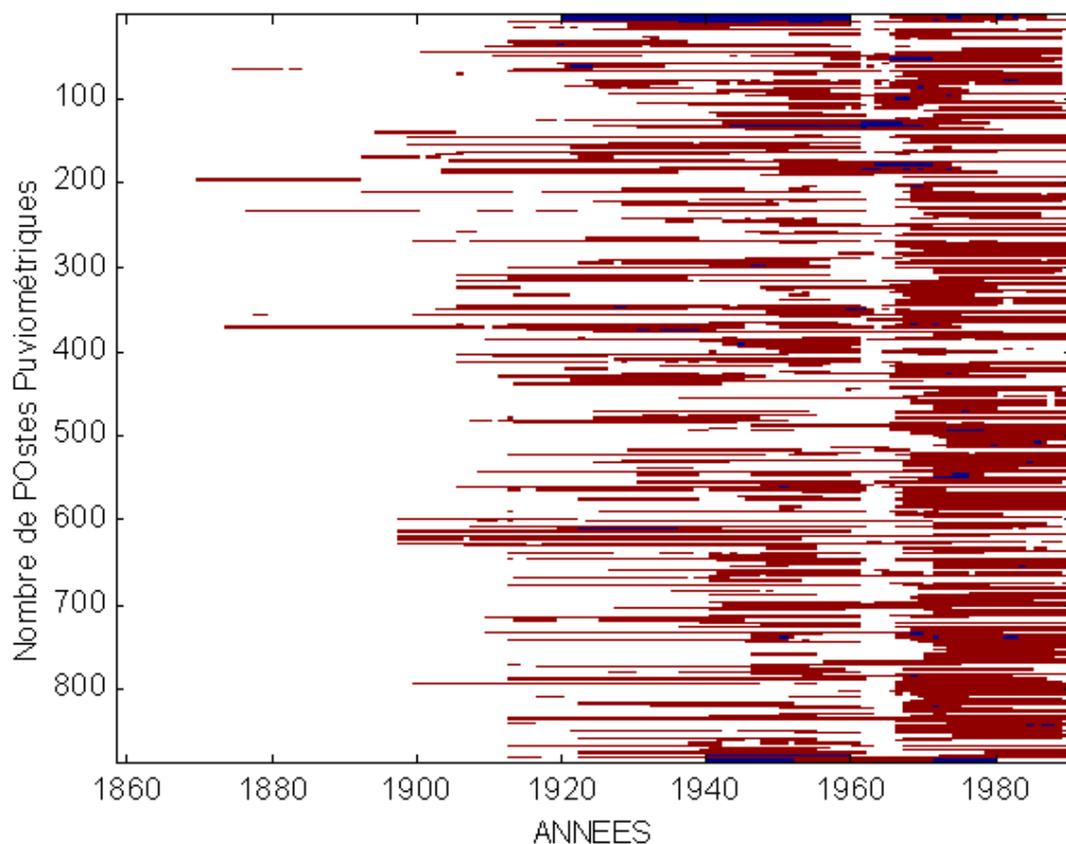


Figure 6: Image de fonctionnement des différents postes pluviométriques des réseaux de l'ANRH et de l'ONM, montrant bien les perturbations dans le fonctionnement.

1.3 Comblement des lacunes dans les séries climatiques

Le comblement des lacunes des fichiers climatologiques se fait souvent en remplaçant les données manquantes par des statistiques de position telles que les moyennes ou les médianes. Certaines méthodes recherchent une relation linéaire entre une série de données Y_t d'une station présentant des lacunes et une série X_t d'une autre station dite de référence, qui est plus complète et proche de la première du point de vue distance. Le résultat est une équation de régression de

la forme $Y_t = a + bX_t$ et le rattrapage au temps t de la donnée Y_t se fait grâce à la donnée X_t . Cette démarche est trop simple pour être efficace et souvent dite peu fiable (ANRH, 1993). L'Analyse en Composantes Principales (ACP) se prête mieux à cette tâche. Le principe est expliqué dans ce qui suit.

La matrice de départ se présente sous la forme d'une matrice X (m, n) où m est le nombre de lignes (temps) et n le nombre de colonnes (variables ou stations) ; avec des données manquantes symbolisées dans notre cas par des -99 générée soit par une absence de mesures, un défaut de transmission ou une erreur de retranscription etc.

$$[X] = \begin{bmatrix} x(1,1) & -99 & \dots & x(1,n) \\ -99 & x(2,2) & \dots & -99 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ -99 & x(m,2) & \dots & x(m,n) \end{bmatrix}$$

Nous remplaçons ensuite les -99 par la moyenne de la colonne qui leur correspondent (moyenne de la $j^{\text{ème}}$ variable est notée $\text{mean}(j)$).

$$[X] = \begin{bmatrix} x(1,1) & \text{mean}(2) & \dots & x(1,n) \\ \text{mean}(1) & x(2,2) & \dots & \text{mean}(n) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \text{mean}(1) & x(m,2) & \dots & x(m,n) \end{bmatrix}$$

Soit, la matrice des données X , le calcul des composantes principales se fait à l'aide de l'équation (8).

$$[PC] = [X] * [V_{\text{ordonnés}}] \quad (8)$$

La matrice $[V_{\text{ordonnés}}]$ est la matrice des vecteurs propres ordonnés selon l'importance de la variance expliquée par chaque vecteur propre. La reconstitution se fait à l'aide de l'équation (9)

$$[X] = [PC] * [V^T] \quad \text{ou} \quad [X] = [PC] * \text{inv}[V] \quad (9)$$

$[PC]$: Matrice des composantes Principales

$[X]$: Matrice des données

$[V]$: Matrice des vecteurs propres

$[V^T]$: Matrice transposée de $[V]$

$\text{inv}[V]$: Matrice inverse de $[V]$

$[V^T] = \text{inv}[V]$ à cause de l'orthogonalité de $[V]$

Le rattrapage des données se fait grâce à l'équation (9) en utilisant une troncature des composantes principales, c'est-à-dire en utilisant un nombre M^* de composantes inférieur à leur nombre M de départ. Ainsi nous effectuons une première analyse en composante principale et à l'aide du *Scree* test nous choisissons un nombre M^* de composantes pour la troncature, et nous reconstituons ainsi avec une certaine marge d'erreur les données d'origines équations (9) ; puis nous remettons dans la matrice X , les données qui ne sont pas à rattraper et ceci pour toutes les étapes ou itérations qui suivent. Nous obtiendrons pour la première itération la matrice suivante où les valeurs rattrapées sont notée $x_1(m, n)$:

$$[X] = \begin{bmatrix} x(1,1) & x_1(1,2) & \cdots & x(1,n) \\ x_1(2,1) & x(2,2) & \cdots & x_1(2,n) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ x_1(m,1) & x(m,2) & \cdots & x(m,n) \end{bmatrix}$$

Ensuite, nous effectuons une autre ACP, et reconstituons une seconde fois les données déjà rattrapées dans l'itération précédente, et ainsi de suite jusqu'à une $n^{\text{ième}}$ itération. Il est donc nécessaire de choisir le nombre M^* de composantes principales à utiliser et le nombre n d'itérations adéquats.

Signalons que si nous utiliserons toutes les composantes principales sans troncature, nous ne rattraperons que les moyennes que nous avons nous même mis à la place des données manquantes. Une valeur est dite rattrapée si au bout d'un certain nombre d'interactions se stabilise et devient constante.

Régionalisation des champs de précipitation

De même que pour l'ACP, la classification automatique est utilisée pour cibler les groupes homogènes de stations relativement au paramètre étudié en regroupant en classe dite homogènes des données dont les identités ne sont pas connues. Cette méthode utilise plutôt le degré de similarité et de "dissimilarité" entre les variables à étudier. Cette analyse a par exemple été utilisée en météorologie dans le but de regrouper les observation météorologiques journalières en types de temps (Kalkstein et *al.*, 1987), de regrouper les régions homogènes de l'océan tropical, basée sur les observation de bateaux (Wolfer, 1987), de définir les régions climatiques basée sur les données climatiques de surface (DeGaetano et shulman, 1990; Fovell et Fovell, 1993; Galliani et Filippini, 1985; Guttman, 1993).

La classification automatique tout comme l'analyse en composante principale est un outil statistique multivariée d'analyse descriptive.

Soit un échantillon de vecteurs de données e contenu dans une matrice [E]

$$E = \{e_1, e_2, \dots, e_r, \dots, e_N\}$$

Le but principal est de définir des groupements raisonnables en fabriquant des classes les plus différentes et les plus homogènes possibles.

La procédure aboutira à définir une partition π de l'ensemble E des N éléments e_i en K classes E_s .

Soient D_w la dispersion intra classe, D_B la dispersion interclasse avec

$$D_w = \sum_{i=1}^K q_i dw(E_i) \quad (10)$$

où

$$q_i = \frac{N_i}{N} \quad \text{et} \quad dw(E_i) = \frac{1}{C_{n_i}^2} \sum d(e_s, e_t)$$

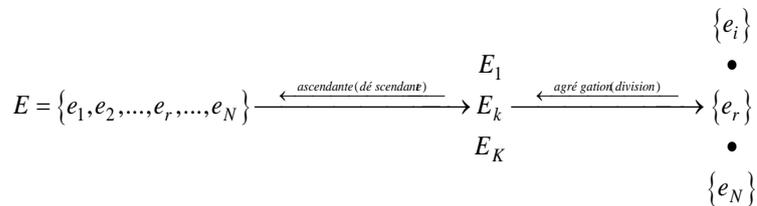
$$D_B(E_i, E_j) = \frac{1}{n_i n_j} \sum_s \sum_t d(e_s, e_t) \quad (11)$$

D_w , est la distance moyenne entre les éléments d'une même classe, qui doit être minimale. Alors que D_B est la distance moyenne entre éléments de classes différentes et qui doit être maximale.

Le principe général de la classification consiste à trouver une partition π de E telle qu'en moyenne, deux éléments d'une même classe sont plus proche au sens de d, distance entre les éléments e_i que deux éléments de classes différentes.

La plupart du temps, on utilise une méthode hiérarchique dans l'implémentation de la classification automatique. Elle consiste donc à construire une partition de plus en plus (moins en moins) fine.

Soit $E = \{e_1, e_2, \dots, e_r, \dots, e_N\}$ formé de N éléments à classer. La classification hiérarchique ascendante (descendante) peut être schématisée de la manière suivante.



La procédure débute en considérant les N observations de e comme étant chacune une classe ou groupe ayant un seul élément (cas de la classification hiérarchique ascendante). Le premier pas de la procédure consiste à trouver les deux groupes les plus homogènes. Nous avons actuellement (N-1) classes, dont une à deux membres. Durant les pas subséquents de la procédure, les deux groupes qui se rapprochent formeront un seul groupe ou classe. Cette procédure continue jusqu'au (N-1)^{ième} pas où les N observations ne formeront qu'une seule classe.

La classification en un nombre N de classes du début de la procédure et la classification en une seule classe à la fin des calculs présentent peu d'intérêt. Par contre, la classification des données aux différentes étapes intermédiaire est intéressante.

Les critères d'agrégation des classes et des variables de départ utilisent la notion de distance. Une classe est constituée par des individus séparés entre eux par de petites distances, relativement aux distances entre les classes. La distance la plus utilisée est la distance Euclidienne où deux individus x_i et x_j sont distant de :

$$d_{i,j} = \|x_i - x_j\| = \left[\sum_{k=1}^K (x_{i,k} - x_{j,k})^2 \right]^{1/2} \tag{12}$$

La distance Euclidienne n'est pas le seul choix de mesure de distance entre des individus ou des classes. Le carré de cette distance ($d_{i,j}^2$) est l'angle formé par deux vecteurs pouvant aussi être utilisés pour d'autres alternatives (Romesburg, 1984). Tracton et Kalnay (1993) ont utilisé la corrélation de Pearson comme distance. Ces distances doivent satisfaire aux critères déjà cités, c'est à dire maximiser les distances entre classes et les minimiser entre les individus

d'une même classe. La définition des distances entre des paires de point n'étant pas sans ambiguïté, on trouve beaucoup d'alternatives définissant les distances entre les classes. Les critères définissant les distances interclasses essentiellement définiront la méthode de classification. Dans notre cas, nous utilisons la méthode de Ward, minimisant les variances (Ward's, minimum variance method). C'est une méthode d'agrégation de deux classes résultant en une somme minimale des carrés des distances entre les points et les centroïdes de leurs classes respectives, additionnées à travers les classes qui résultent. Ceci, pour tous les cas possibles d'agrégation de 2 des $G+1$ classes pour fabriquer G classes, ce critère doit minimiser

$$w = \sum_{g=1}^G \sum_{i=1}^{n_g} \|x_i - \bar{x}_g\|^2 = \sum_{g=1}^G \sum_{i=1}^{n_g} \sum_{k=1}^K (x_{i,k} - \bar{x}_{g,k})^2, \quad (13)$$

Où le centroïde est la moyenne du groupe (classe).

La classification automatique et l'analyse en composantes principale, peuvent être combinées pour étudier une régionalisation d'un paramètre climatique.

II. Les Modèles Climatiques

II.1 Les modèles type GCM ou AOGCM

La projection de changement climatique est l'enjeu majeur de ce siècle. Cependant, les climats sont des suites d'épisodes complexes, déterminés par un très grand nombre de facteurs (Denoux et *al.*, 2003). Cette complexité rend nécessaire l'exploitation de nombreux modèles appelés « Modèles de Circulation Générale ou GCMs » qui simulent de façon grossière les interactions terrestres, maritimes et aériennes, lesquelles déterminent ensemble le climat terrestre (Enright, 2001).

II.2 Les différents types de GCM

Selon Mearns (2003), il existe de nombreux GCM plus ou moins perfectionnés, donc complexes, et qui modélisent des compartiments spécifiques. Les quatre types majeurs sont les suivants :

- Un AGCM (modèle de circulation globale atmosphérique) ne prend en compte que l'atmosphère (et ses interactions avec la surface terrestre) ;
- Un OGCM (modèle de circulation globale océanique) qui ne prend en compte que les océans ;

– Un AOGCM (modèle de circulation globale couplée atmosphère-océans) est le GCM couplé par excellence le plus complet et le plus complexe, car il prend en compte les interactions atmosphère-océans dans la prévision des climats ;

À ces groupes de GCM s'ajoutent des modèles supplémentaires, tels que le modèle de cryosphère (modélisation des glaces) pour un OGCM et autres.

III. Les Scénarios d'émission

Les scénarios ont pour objectif de représenter de manière simple le monde futur sous différents aspects. Ils se fondent sur des hypothèses d'évolution pour aboutir à des projections dans différents domaines (Deniaux, 2000).

III.1 Les scénarios IS92

Pour construire des scénarios des émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols sulfatés pour les 100 prochaines années et au de là, le GIEC a présenté un ensemble de scénarios d'émissions qui lui ont servi à établir les projections climatiques figurant dans son deuxième rapport d'évaluation (GIEC, 1996). Ces scénarios d'émissions ont été appelés « scénarios IS92 ». Ces scénarios se composent de six scénarios d'émissions, IS92a-f, dont IS92e et IS92c donnaient respectivement les concentrations les plus fortes et les plus faibles de gaz à effet de serre atmosphérique (Enright, 2001). Le scénario IS92a, est basé sur la croissance démographique et le développement économique dont essentiellement la croissance de la consommation énergétique du monde (Sottile, 2006).

III.2 Les scénarios SRES

Pour son troisième rapport d'évaluation (GIEC, 2001), le GIEC a commandé un rapport spécial sur les scénarios d'émissions (Special Report on Emission Scenarios, ou SRES). Où ils ont décrit quatre canevas narratifs principaux et pourtant différents, représentant divers stades de développement démographique, social, économique, technologique et environnemental (Jancovici, 2007). À partir de ces canevas, ils ont dégagé quatre familles de scénarios (Figure 7) et mis au point au total 40 scénarios d'émissions. Ils ont par la suite été convertis en projections de la composition future de l'atmosphère (Polcher, 2005). Les six groupes de scénarios tels que les trois familles de scénarios A2, B1 et B2, plus trois groupes dans la famille A1 : A1B, A1FI et A1T sont présentées ci-dessous

A1 : Un monde futur à croissance économique très rapide, à faible croissance démographique et à introduction rapide de technologies nouvelles et plus efficaces. Les grands thèmes sous-jacents sont la convergence économique et culturelle et le renforcement des capacités, avec une réduction substantielle des différences régionales du revenu par habitant. Dans ce monde, les gens recherchent la richesse personnelle, plutôt que la qualité de l'environnement.

La famille de scénarios A1 se divise en trois groupes liés à différentes hypothèses concernant l'évolution technologique du système énergétique :

A1F1, basé sur un usage intensif de combustibles fossiles ;

A1T, lié à des sources d'énergie autres que fossiles ;

A1B, établi sur un équilibre entre toutes les sources d'énergie.

A2 : Un monde très hétérogène. Le thème sous-jacent est celui du raffermissement des identités culturelles régionales, avec l'accent sur les valeurs familiales et les traditions locales, une forte croissance de la population et moins de préoccupations pour le développement économique rapide.

B1 : Monde convergent avec changement rapide des structures économiques, dématérialisation et introduction de technologies « propres ». L'accent est sur des solutions mondiales orientées vers la durabilité sociale et environnementale, y compris des efforts concertés de développement technologique rapide, de dématérialisation de l'économie et de meilleure équité.

B2 : Monde où l'accent est mis sur des solutions locales dans le sens de la durabilité économique, sociale et environnementale. C'est un monde hétérogène où les changements technologiques sont moins rapides et plus diversifiés, mais où on met beaucoup l'accent sur l'initiative communautaire et l'innovation sociale pour trouver des solutions locales, plutôt que globales.

Tableau 1 : Résumé des six principaux scénarios du SRES

Scénario Group	A1FI	A1B	A1T	A2	B1	B2
Croissance de la population	Faible	Faible	Faible	Forte	Faible	Moyenne
Croissance du PNB	Très forte	Très forte	Très forte	Moyenne	Forte	Moyenne
Consommation d'énergie	Très forte	Très forte	Forte	Forte	Faible	Moyenne
Changement d'affectation des terres	Faible moyenne	Faible	Faible	Moyenne forte	Forte	Moyenne
Disponibilité des ressources pétrolières/gazières	Forte	Moyenne	Moyenne	Faible	Faible	Moyenne
Progrès technologiques	Rapides	Rapides	Rapides	Lents	Moyens	Moyens
Promotion du changement	Charbon, pétrole et gaz	Équilibrée	Combustibles non fossiles	Régionale	Efficacité et dématérialisation	Dynamique

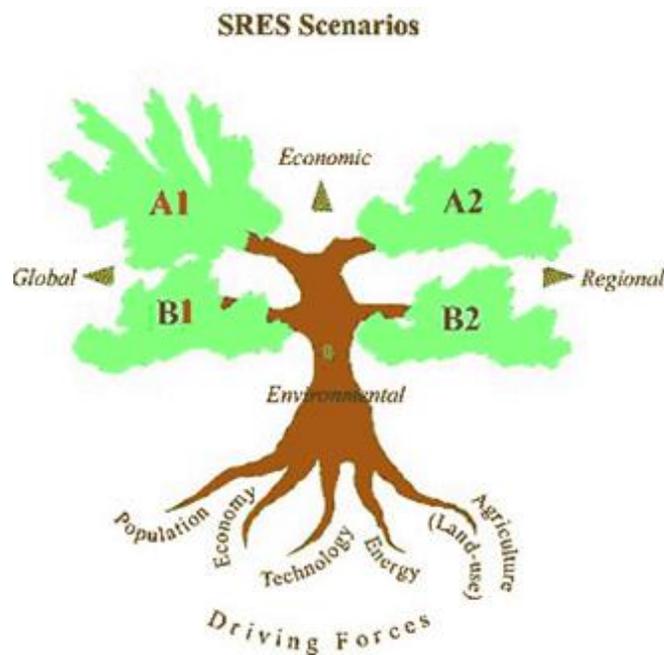


Figure 7: Illustration des quatre familles de scénarios SRES.

IV. Techniques de réduction d'échelle ou « Downscaling »

Le monde tel qu'il est représenté par les modèles est très loin de la réalité locale. Il existe des différences importantes entre le monde réel et sa représentation dans les modèles de prévision numérique du temps. La Figure 8, en illustre quelques-différences. Les modèles de prévision numérique simplifient nécessairement et homogénéise les conditions de surface, en représentant le monde comme un tableau de points de grille. Les effets à petite échelle (par exemple, de la topographie ou de petits plans d'eau) importants phénomènes météorologiques localisés à petites échelles ne peuvent pas être inclus dans le modèle de prévision numérique. En outre, les emplacements pour lesquelles les prévisions sont nécessaires ne peuvent pas être représentés explicitement par le modèle. Cependant, les relations statistiques peuvent être développées entre les informations fournies par les modèles de prévision numérique et les paramètres désirées pour améliorer la résolution.

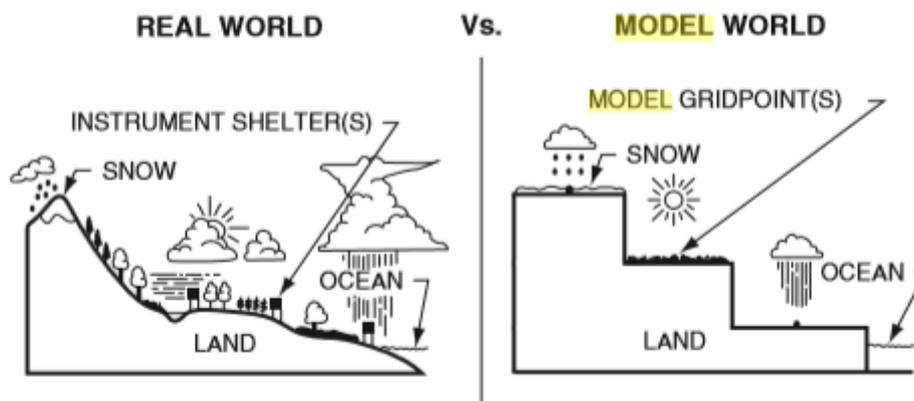


Figure 8 : Illustration de la différence entre le monde réel et le monde représenté par un modèle numérique de prévision (Karl et *al.*, 1989).

Il existe, cependant, des techniques pour améliorer la résolution des GCMs. Ces techniques dites de downscaling, se divisent en deux groupes : (i) statistiques et (ii) dynamiques. Les techniques statistiques sont fondées sur l'établissement d'une relation empirique entre les variables climatiques de grande échelle et les variables climatiques locales. Les techniques dynamiques sont basées sur l'usage de modèles numériques de climat, en particulier les modèles climatiques régionaux (RCM).

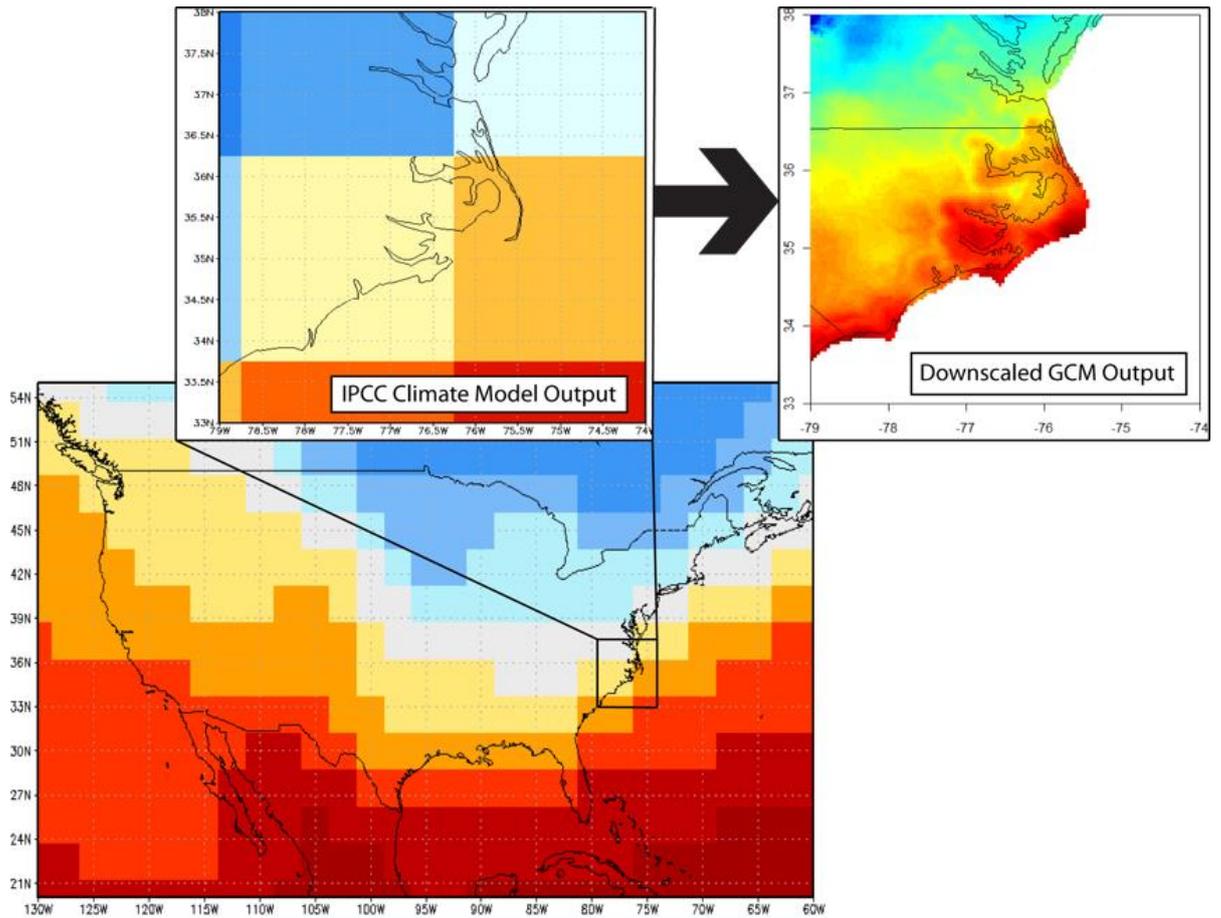


Figure 9 : Représentation d'un passage d'un modèle global (GCM) à faible résolution à un modèle régional (RCM) à haute résolution.

IV.1 Le Modèle Climatique CGCM3

Le modèle de circulation général utilisé est un des modèles du Centre Canadien d'Analyse et de Modélisation Climatique (Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis). Ce centre connu par son abréviation CCCma a mis au point un certain nombre de modèles climatiques qui sont utilisés pour étudier le changement et la variabilité climatique en tenant compte de divers mécanismes qui régissent le système climatique. Ils sont également utilisés pour faire des projections quantitatives des futurs changements climatiques à long terme pour différents scénarios de changement climatique. Le site de ce centre donne la possibilité à l'utilisateur de télécharger les données du GCM pour tout le globe. Le modèle choisi est CGCM3.1/T47 qui offre des sorties de plusieurs scénarios.

Les tendances régionales et mondiales ne sont pas mutuellement exclusives ou incompatibles. En réalité, les quatre scénarios partagent un espace d'une dimension beaucoup plus élevée étant donné les forces motrices de nombreuses hypothèses et autres, nécessaires pour

définir un scénario donné dans une approche de modélisation particulier. Les A1 storyline ramifie en différents groupes de scénarios pour illustrer que les voies de développement alternatives sont possibles dans une famille de scénario. Le mot storyline désigne une description narrative d'un scénario (ou d'une famille de scénarios) qui met en évidence les principales caractéristiques des scénarios, les relations entre les principales forces motrices, et la dynamique des scénarios.

Les modèles climatiques régionaux RCM (Figure 9) ont pour but de représenter les variations climatiques à des résolutions spatiales sensiblement plus grandes que celles obtenues à partir de modèles de circulation globale. Ainsi ils doivent être capable de donner des résultats plus proches de la réalité que les GCMs (Machenhauer et *al.*, 1998).

IV.2 Le Module générateur des données climatologiques LARS-WG

LARS-WG est un générateur stochastique de données météorologiques conçu par (Semenov et Barrow, 1998), c'est aussi un modèle statistique capable de générer les données météorologiques quotidiennes selon les caractéristiques statistiques des données observées. Ce type de générateur peut être utilisé pour générer de longues séries chronologiques de données météorologiques (les précipitations, les températures maximales, minimales, rayonnement global et l'évapotranspiration). Il permet, l'évaluation des risques agricoles et hydrologiques (Lawless et Semenov, 2005), il offre aussi un moyen de simuler les données météorologiques là où les relevés d'observation sont manquants. Il peut aussi servir d'outil peu coûteux en terme de temps de calcul et capable de produire des informations sur les scénarios de changements climatiques à haute résolution temporelle. Ce modèle particulier est capable d'intégrer les variations qui se produisent dans la variabilité climatique ainsi que dans le climat moyen.

Lars WG peut être utilisé pour la simulation de données météorologiques d'un point d'observation (Racsco et al, 1991 ; Semenov et al, 1998). Il est important de savoir que les générateurs stochastiques de données ne sont pas un outil de prévision de temps, mais simplement un moyen de générer des séries de données synthétiques ayant les mêmes caractéristiques statistiques que l'observation. Une nouvelle tendance d'utilisation des générateurs de données dans les études de changement climatique est née. A l'état actuel, les sorties des modèles climatiques (GCM) n'ont pas une résolution spatiale suffisante pour être directement utilisés les modèles d'impact.

La première version de Lars-WG a été développée en 1991 dans le cadre d'un projet financé par l'académie des sciences Hongroise (Racsko et *al.*, 1991) pour l'évaluation du risque agricole en Hongrie. L'objectif principal du travail consistait à surmonter les limites du modèle de chaîne de Markov d'occurrence des précipitations. La méthode de modélisation d'occurrence des précipitations la plus utilisée (qui considère généralement deux états de précipitation, humide ou sec, et considère les conditions de la journée d'avant) n'est pas toujours en mesure de simuler correctement la longueur de la séquence de sécheresse maximale, ce qui est crucial pour une évaluation réaliste de la production agricole dans certaines régions du monde. Cela a abouti à une nouvelle approche, dans lequel la simulation des séquences sèches et humides est la première étape dans le processus de génération des données météorologiques. Lars-WG a été utilisé dans la construction des scénarios de changement climatique utilisés dans deux grands projets de recherche financés par l'Union européenne tels que le projet CLAIRE (Harrison, 1995 et *al.*). D'autres détails de ces scénarios à haute résolution du changement climatique peuvent être trouvés dans Semenov et Poter (1995).

V. Le modèle de simulation de développement de culture(STICS)

STICS (Simulateur multidisciplinaire pour les Cultures Standards) est un modèle de culture conçu par l'INRA, en collaboration avec des instituts techniques (AGPM, ITCF), comme un outil de simulation opérationnel en conditions agricoles (Pindard, 2000).

STICS est un modèle de fonctionnement des cultures, à pas de temps journalier. Ses variables d'entrées sont relatives au climat, au sol et au système de culture. Ses variables de sorties sont relatives à la production (quantité et qualité), à l'environnement et à l'évolution des caractéristiques du sol sous l'effet de la culture. Son principal objectif est de simuler les conséquences des variations du milieu et du système de culture sur la production d'une parcelle agricole. Il a aussi été conçu comme un outil de travail, de collaboration et de transfert des connaissances vers des domaines scientifiques connexes (Brisson et *al.*, 2002).

Les grands processus simulés sont la croissance et le développement de la culture, ainsi que les bilans hydrique et azoté. Les formalisations choisies reposent le plus souvent sur des analogies connues ou sur la simplification de formalisations plus complexes. Les fonctions utilisées ont aussi été choisies pour leur qualité générique, ce qui nous a permis de les appliquer à diverses cultures (STICS, Notice concepts et formalismes, 2008).

STICS simule le comportement du système sol-culture, la limite supérieure de ce système est l'atmosphère. Elle est caractérisée par les variables climatiques standards (rayonnement, températures minimale et maximale, pluie, évapotranspiration de référence ou éventuellement vent et humidité) et la limite inférieure correspond à l'interface sol/sous-sol (Garcia, 2006). La culture est appréhendée globalement par sa biomasse aérienne et sa teneur en azote, son indice foliaire ainsi que la biomasse des organes récoltés (Pindard, 2000).

La croissance de la culture est pilotée de façon tout à fait classique par le bilan de carbone, interception du rayonnement solaire par le feuillage puis transformation en biomasse aérienne qui est orientée vers les organes de récolte pendant la phase finale du cycle. Le bilan azoté de la culture est simulé parallèlement au bilan de carbone, dont il dépend en partie. Selon le type de plante, le développement de la culture est piloté soit par un indice thermique (degrés-jours), soit par un indice photothermique ou vernalo-photothermique. (STICS, Notice concepts et formalismes, 2008).

Partie III : Résultats et discussions

I. Contrôle de qualité et étude de l'homogénéité des données climatologiques

La méthodologie adoptée dans la préparation des données pour ce travail consiste tout d'abord à détecter les données aberrantes et les corriger et à sélectionner les méthodes d'homogénéisation qui semble les mieux adaptées pour la correction des séries de données de températures et de précipitations.

I.1 Description des données

Les séries chronologiques climatologiques homogènes sont nécessaires pour l'étude de la variabilité et du changement climatique (Dewi et *al.*, 2007). Les séries climatologiques retenues pour cette étude comportent les observations journalières de températures maximales et minimales observées sous abri, les précipitations ainsi que la durée d'ensoleillement ou le rayonnement solaire lorsqu'il est mesuré dans les différentes stations du réseau d'observation de l'Office National de la Météorologie (O.N.M) (Figure 10). Outre les données recueillies auprès de l'ONM et afin de compléter les séries de données, nous avons également utilisé celles du centre national de données NOAA (www7.ncdc.noaa.gov/CDO/cdo) qui collecte les données météorologiques de toutes les stations synoptiques du monde transitant par le système mondial de télécommunication. Les séries recueillies servent à calculer les tendances récentes en Algérie d'un certain nombre d'indices climatiques mensuels et annuels des paramètres températures et précipitations.

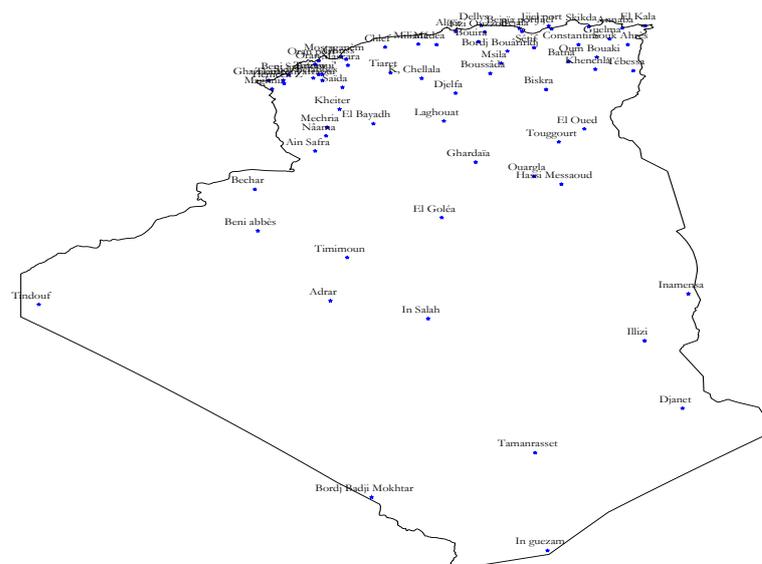


Figure 10 : Répartition géographique des stations d'observation météorologique étudiées.

Environ soixante-dix stations sont en cours d'exploitation par l'ONM, avec des périodes de fonctionnement relativement longues. Les données de ces stations sont testées afin de déterminer leur aptitude à être retenues pour cette étude, deux critères de base sont nécessaires :

La durée de fonctionnement de la station, doit être aussi longue que possible et,

La base de données de la station, doit être aussi complète que possible avec un minimum de données manquantes.

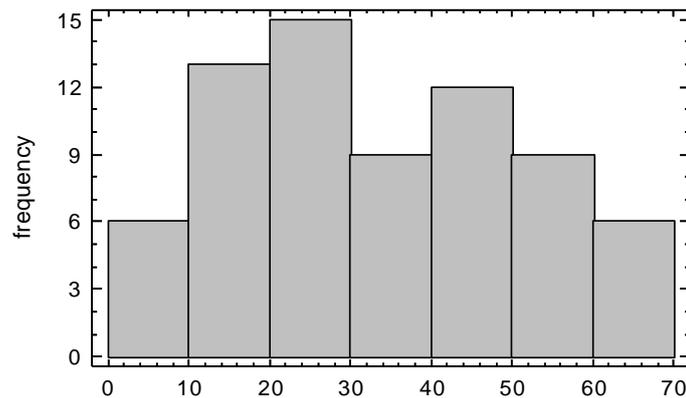


Figure 11 : Histogramme des durées de fonctionnement des stations d'observation météorologique de l'ONM

I.1.1 Contrôle de la qualité des données

Le soin d'évaluer et contrôler la qualité de données requiert de nombreux graphiques détaillés des observations journalières afin de détecter d'éventuels problèmes de qualité de ces données, et identifier statistiquement les valeurs aberrantes (Sensoy et *al.*, 2008) dans la température et les précipitations (Alexander et *al.*, 2007).

I.1.1.1 Les valeurs incohérentes ou aberrantes

Les valeurs aberrantes sont des erreurs fréquentes et facilement détectables, (Alexander et *al.* 2007) telles que :

- Si la valeur de précipitations est négative, elle est supposée une valeur aberrante,
- Si la température maximale est inférieure à la température minimale, les deux enregistrements sont considérés comme des valeurs aberrantes et sont substitués par un code de la valeur manquante.

Des seuils sont établis pour maintenir la consistance des séries de données des variables climatiques étudiées selon les critères adoptés par Rusticucci et Barrucand (2001). La valeur en

dehors du seuil (± 3 ou 4 fois l'écart type) est considérée comme une valeur aberrante. Cette méthode peut exclure les événements ayant une faible probabilité d'occurrence et qui ne sont pas toujours des valeurs erronées ce qui requière l'analyse de ces derniers cas par cas.

1.1.1.2 Les données manquantes

Dans une première lecture, les données recueillies présentent un certain pourcentage de données manquantes. Le taux de valeurs manquantes des données journalières est observé aussi bien pour les précipitations que pour les températures maximales et minimales. Bien que ce pourcentage soit variable selon la station d'observation, les données manquantes affectent considérablement certains tests d'homogénéité et d'analyses statistiques. Dans de nombreuses stations il y a de longues périodes sans données qui peuvent atteindre plusieurs mois. Les données recueillies auprès des stations du réseau de l'ONM présentent plusieurs lacunes, les valeurs manquantes sont complétées grâce à la méthode de rattrapage de données manquantes par Analyse en Composantes Principales.

Le complément des données issues de l'ONM par celles téléchargées du site de la NOAA a permis d'augmenter la longueur des séries d'observations (Figure 12).

La sélection des stations météorologiques est réalisée sur la base des critères généraux utilisés par la NOAA-NCDC (Peterson et Vose, 1997), et l'ECAD (Klein Tank et *al.*, 2002) ces critères supposent que :

- (i) durant la période de recueil, les données de la série chronologique doivent être disponibles pour au moins 20 ans,
- (ii) les données manquantes ne doivent pas être plus de 10%,
- (iii) les données manquantes de chaque année ne doivent pas excéder 20%,
- (iv) ou plus de 3 mois consécutifs.

En combinant ces critères, le nombre et la durée de fonctionnement des stations retenues pour la présente étude vont être limité, les stations qui ne répondent pas aux normes ont été retirées de l'analyse.

Lorsqu'on tient compte des taux des données manquantes cités ci-dessus, les séries chronologiques répondant aux normes sont suffisantes pour les besoins de l'étude.

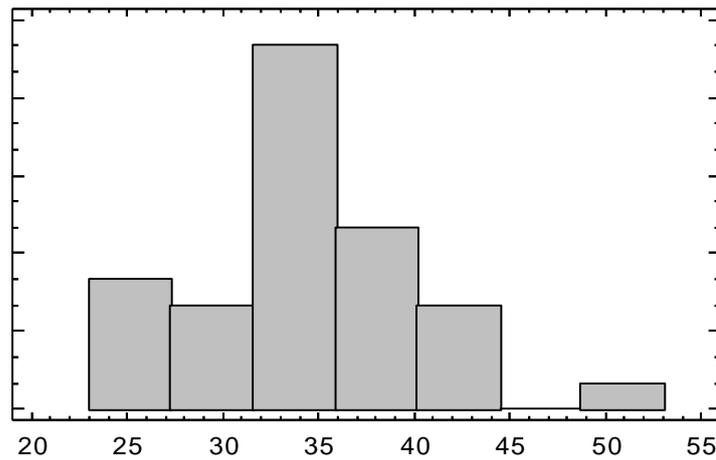


Figure 12 : Durées de fonctionnement des stations d'observation météorologique retenues suite à l'application des critères de sélection.

L'examen de la Figure 12 indique que la sélection des stations météorologiques à retenir, en fonction du taux de données manquantes, a permis de dégager des séries chronologiques ayant des périodes d'enregistrement situées principalement entre 35 ans et 40 ans, durée satisfaisante aux besoins des études climatologiques (Storch, 1985).

Un grand nombre de stations d'observation météorologiques en Algérie fonctionnaient depuis 1915, les séries présentent des irrégularités et des coupures dans le fonctionnement des stations d'observation avec de longues périodes de fonctionnement sont retenues.

1.1.2 Résultats de l'homogénéité des données

Dans le cas où les tests d'homogénéité sont positifs, les résultats des tests d'homogénéité peuvent être interprétés soit par un changement climatique si la tendance est naturelle ou par une non homogénéité s'il y a un déplacement du poste d'observation ou un changement des types d'instrumentation de mesures. L'interprétation ne sera pas confirmée que si nous disposons de métadonnées ou de stations de références.

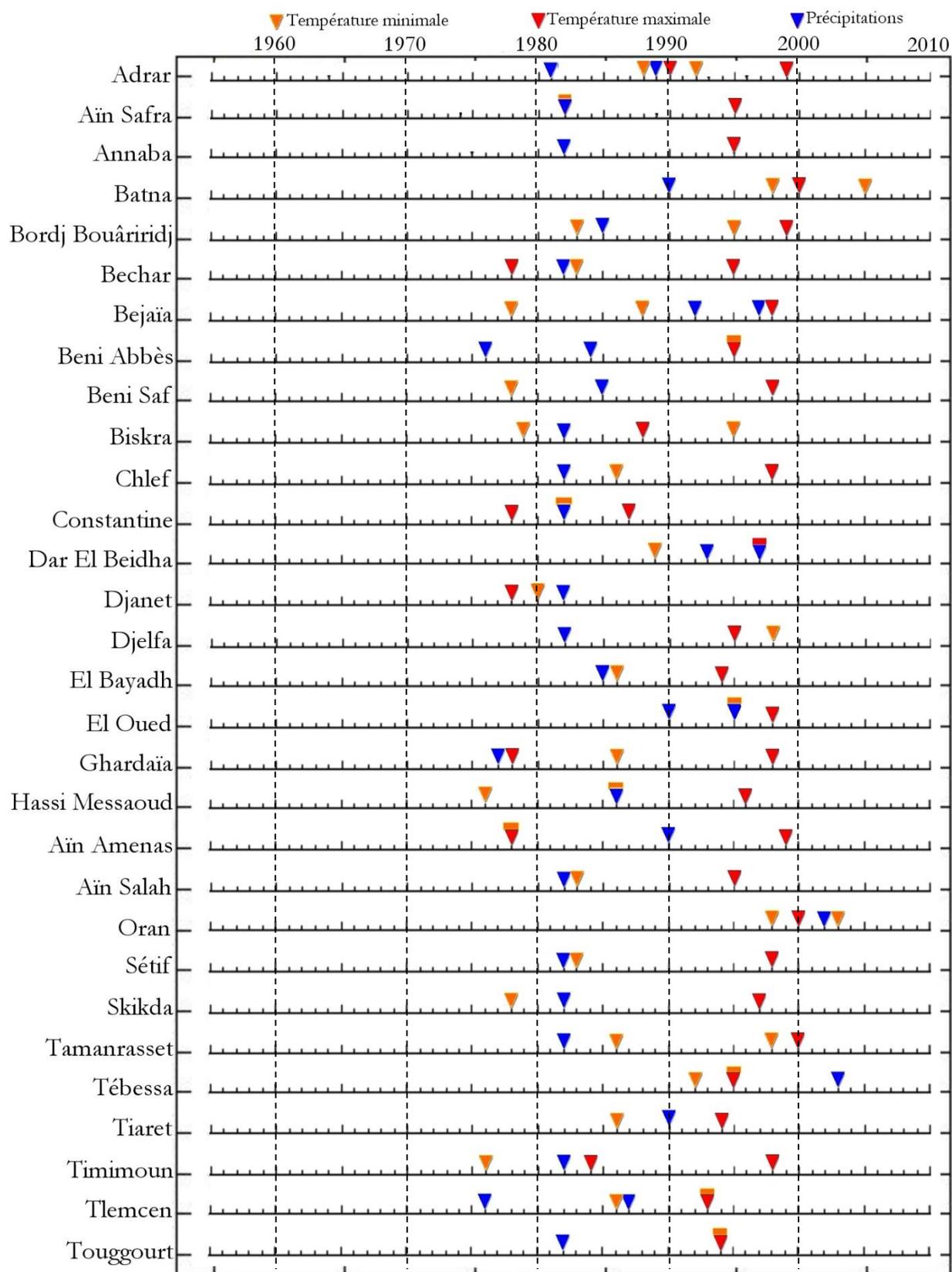


Figure 13 : Les inhomogénéités détectées dans les séries chronologiques des variables climatiques (Taïbi, 2009).

Les résultats des tests d'homogénéité appliqués aux séries chronologiques retenues dans l'étude sont représentés sur la

Figure 13. La grande variabilité spatiale des précipitations dont l'étude de l'homogénéité reste difficile à étudier. Il est à noter que le réseau d'observation de l'ONM est peu dense et les stations supposées voisines sont éloignées, ce qui a affecté la performance des techniques de reconstitution des séries. Il était difficile de déterminer si ces ruptures constatées sont naturelles ou causées par des inhomogénéités artificielles, la non disponibilité de ses métadonnées rend la tâche difficile.

Les tendances observées dans les séries de précipitations sont dans leur majorité enregistrées vers l'année 1982 et légèrement autour de l'année 1991, par contre, pour les séries de températures maximales et minimales, elles sont observées dans les années 1978, 1995 et 1999. Ces ruptures coïncident avec les épisodes de sécheresses qu'a subi nos régions et en Afrique de l'Ouest en 1973-1974 ; 1982-1984 ; 1992-1994, 1999-2000 (OMM, 1997).

II. Régionalisation du paramètre précipitation

Nous devons régionaliser le paramètre précipitation dans le but de limiter le travail aux points de mesures représentatifs de la région. Afin de réaliser la régionalisation, nous nous sommes basés sur deux analyses statistiques : (i) l'analyse en composantes principales avec rotation des vecteurs propres en optant pour le critère oblimin comme critère de rotation (la solution sans rotation étant très critiquée) et (ii) la classification automatique (cluster analysis) pour pouvoir tester l'efficacité et la concordance des deux méthodes utilisées.

Dans une première étape, une Analyse en Composantes Principales sans rotation est appliquée à l'ensemble des fichiers constitués. Dans le but de sélectionner les vecteurs propres les plus significatifs à retenir, ensuite une ACP avec rotation (oblimin) est appliquée aux vecteurs propres retenus. Plusieurs investigations de ce genre ont été conduites, utilisant l'analyse des champs des vecteurs propres (Grimmer, 1963 ; Kutzbach, 1967 ; Weickmann, 1983) en utilisant comme matrice de dispersion, soit la matrice des variances-covariance soit la matrice de corrélation. Dans notre cas, nous avons choisi la matrice de corrélation comme matrice de dispersion. Ce choix est justifié par les Figure 15 et Figure 16 qui permettent de comparer une structure simple utilisant la matrice des variances-covariances [Figure 15 (a1) et (b1)] et la matrice des corrélations [Figure 15 (a2) et (b2)]. L'analyse de cette figure montre bien que les Figure 14(a2) et (b2) présentent plus de variables dans les hyperplans des composantes

principales et moins de variables dites complexes c'est-à-dire celles qui n'appartiennent à aucun hyperplan. La solution utilisant la matrice de corrélation donne une meilleure classification. Cependant si la matrice de variance-covariance est utilisée, les postes pluviométriques ayant une grande variabilité auront plus d'influence sur la première composante principale (White et al, 1991). Dans ce cas précis, le champ des vecteurs propres permet le partage du domaine en régions homogènes. La Figure 16 confirme le résultat de la Figure et, visuellement, la structure des champs illustrée dans la Figure 14, démontre que les champs basés sur la matrice de corrélation sont plus structurés et mieux interprétables et la limite utilisée pour séparer les régions c'est-à-dire la valeur 0.4 plus discernable.

Etant donné que la matrice de corrélation est très sensible à la non-normalité, particulièrement lorsque le coefficient de corrélation est différent de zéro (Kowalski, 1972).

Les vecteurs propres issus de la rotation sont représentés géographiquement à partir de l'isoplète 0.4, frontière de la région expliquée par l'hyperplan d'une composante principale (Figure 14). Ceci est réalisé pour n'importe quel champ pluviométrique que nous voulons régionaliser. Cette analyse permet le partage du domaine d'étude en un nombre k de régions homogènes. Les limites géographiques des régions, ainsi que leur nombre, étant déterminés par l'ACP, une analyse supplémentaire de nos champs de précipitations par la classification automatique est ensuite réalisée. On choisit la distance Euclidienne normalisée comme distance métrique du calcul de la dissimilarité entre les objets et la méthode de Ward comme méthode déterminant si deux objets, un objet et un groupe d'objets, ou deux groupes d'objets doivent être à un pas donné fusionnés. La classification automatique est utilisée ici dans le but de confirmer et/ou comparer les résultats de la régionalisation issue de l'ACP/rotation (oblimin). Le résultat de la régionalisation est illustré dans la Figure 17.

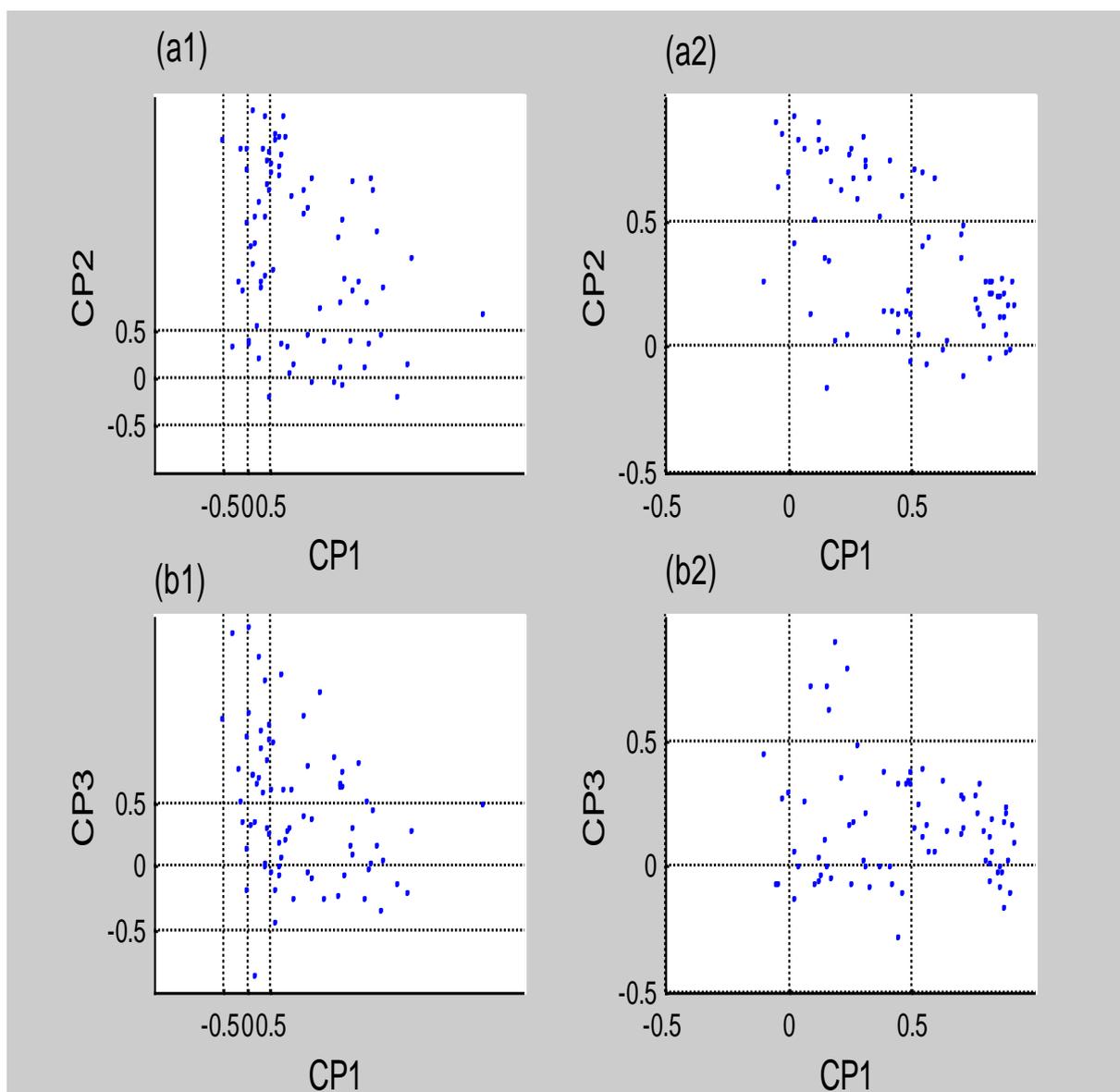


Figure 14 : Représentation des nuages de points des valeurs prises par les deux vecteurs propres correspondant aux deux composantes principales issue d'une rotation oblique montrant la qualité de la structure simple en prenant comme matrice de dispersion la covariance (a1) et (b1) et la corrélation (a2) et (b2), les données sont celles des précipitations.

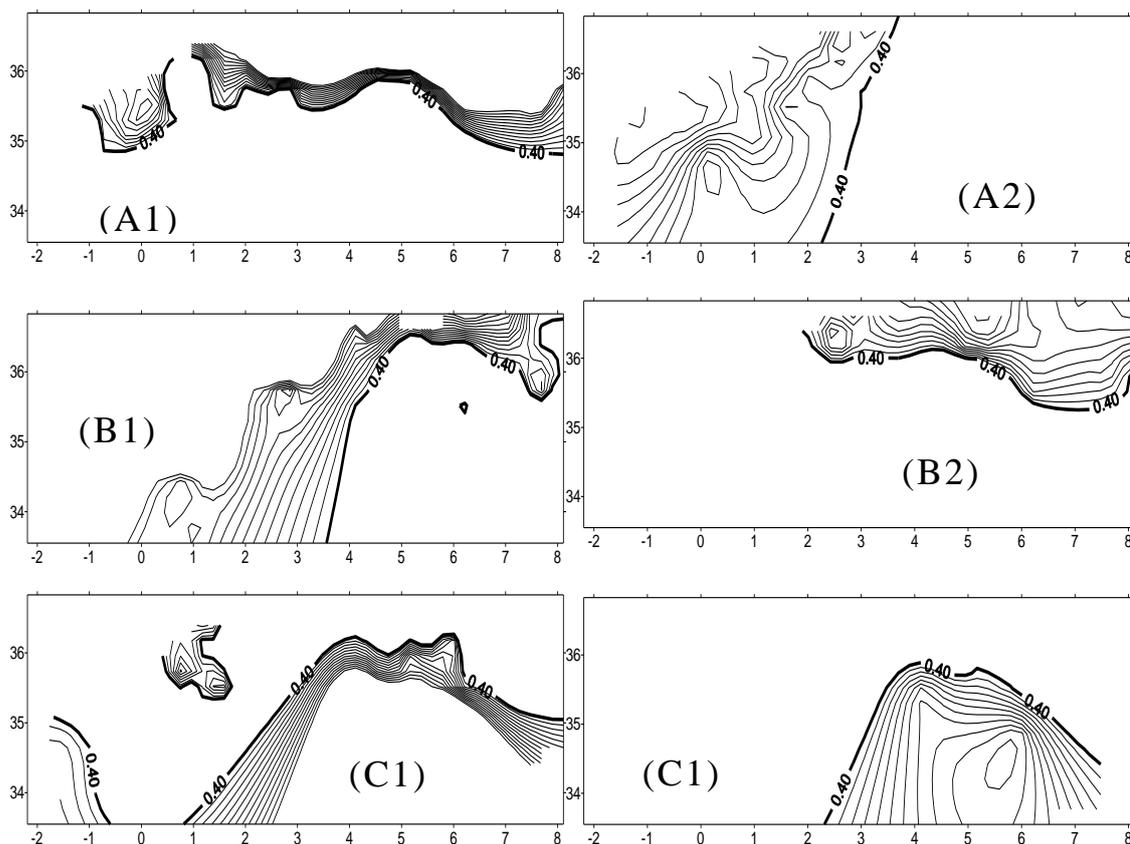


Figure 16 : Représentation géographique des vecteurs propres issue d'une rotation (oblimin) correspondant aux trois premières composantes principales, du champ de précipitations. La matrice de corrélation (A2, B2, C2) ou la matrice de covariance (A1, B1, C1) étant prise comme matrice de dispersion.

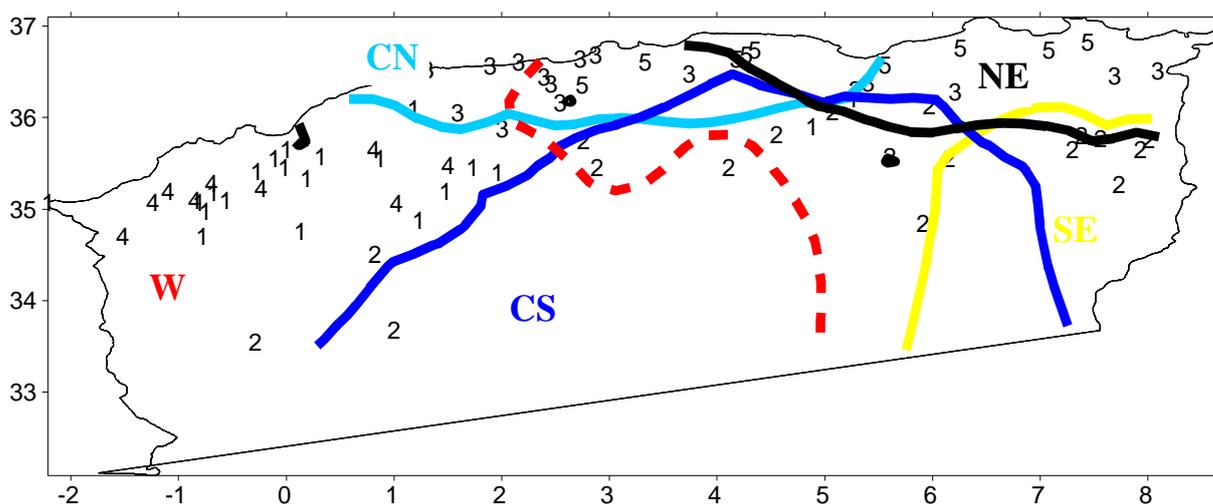


Figure 17: Régionalisation finale des précipitations basée sur l'ACP et la classification automatique.

III. Etude des tendances

Pour des raisons pratiques, les indices ne sont pas tous calculés sur une base mensuelle. Les indices mensuels sont calculés si pas plus de 3 valeurs journalières sont manquantes dans un mois, tandis que les valeurs annuelles sont calculées si pas plus de 15 jours sont manquants en un an. Aucune valeur annuelle ne sera calculée si un mois de données est manquant. Les indices des extrêmes sont calculés si au moins 70% des données sont présentes.

Une centaine d'indices sont recommandés par l'ETCCDMI basés sur la température et les précipitations. Ils sont dérivés des observations journalières de température maximale et minimale et de précipitations. Les indices ont été choisis principalement pour évaluer les différents aspects du changement climatique, incluant les changements dans l'intensité, dans la fréquence et dans la durée des événements thermiques et pluvieux.

Les indices peuvent être divisés en cinq catégories différentes :

Les indices basés sur les percentiles

Ces indices estiment les extrêmes de la distribution d'une période. Ils incluent l'occurrence des jours froids (TX10p) et chauds (TX90p) ainsi que les nuits froides (TN10p) et chaudes (TN90p). Ils illustrent les déciles froids et chauds pour la température maximale et minimale, permettant d'évaluer l'ampleur des extrêmes. Les indices de précipitations représentent la quantité de pluie dépassant le 95ème (R95p) et 99ème (R99p) percentiles et interceptent la majorité des événements pluvieux extrêmes d'une année.

Les indices absolus

Ces indices représentent les valeurs maximale ou minimale de la variable climatique dans une saison ou une année ; les indices de température dans cette catégorie sont représentés par le maxima de température maximale journalière (TXx), le minima de température maximale journalière (TXn), le maxima de température minimale journalière (TNx) et le minima de température minimale journalière (TNn). Les indices de précipitations dans cette catégorie sont représentés par le maximum de précipitations dans une période définie relevant plus de 1 jour (RX1day) ou 5 jours consécutifs (RX5day).

Les indices des extrêmes

Ils sont définis comme étant le nombre de jours par an lorsque les températures ou les précipitations sont supérieurs ou inférieurs à un seuil fixe. Ces indices ne sont pas nécessairement représentatifs pour toutes les régions. Toutefois, les études préalables de (Frich et *al.*,2002) a montré que les indices de température telle que l'occurrence annuelle des jours de gelé (FD0), le nombre de jours pendant lesquels la température minimale chute au au-dessous de 0°C, ont exhibé des tendances cohérentes dans les latitudes moyennes. En outre, l'évolution de ces indices peut avoir de profondes répercussions sur des secteurs particuliers de la société ou des écosystèmes. Nous avons inclus des indices de température tels que, les jours d'été (SU) et les nuits tropicales (TR), tandis que les indices de précipitations sont le nombre de jours où les précipitations totales journalières soient au moins égales ou supérieure à 10 mm (R10) ou 20mm (R20).

Les indices de durée

Ces indices définissent les périodes excessivement chaudes, froides, humides ou sèches ou dans le cas de la longueur de la saison de croissance, des périodes de fraiches. Plusieurs indices ont été utilisés par (Frich et *al.*,2002). L'indice de la durée des vagues de chaleur (HWDI) défini par (Frich et *al.*,2002) a été démontré statistiquement non robuste car sa tendance est presque nulle. C'est parce que (Frich et *al.*, 2002) a utilisé un seuil fixe de 5°C au-dessus de la climatologie pour calculer l'indice. Ce seuil est trop élevé dans de nombreuses régions, telles que les tropiques, où la variabilité de la température journalière est faible. Pour surmonter l'obstacle de portabilité des indices, l'ETCCDMI a remplacé cet indice par l'indice de la durée de la période chaude(WSDI), qui est calculée au moyen du percentile. Cet indice évalue le maxima d'une journée, nous avons également choisi d'analyser les périodes minima des nuits (CSDI).

L'indice CDD est la longueur de la plus longue période sèche au cours d'une année alors que CWD est défini comme étant la plus longue période humide dans une année. Cette catégorie inclut également les indices de la durée de la saison de croissance (GSL).

Autres indices

Il s'agit notamment des indices qui n'entrent dans aucune des catégories citées, mais dont les variations pourraient avoir d'importantes répercussions sociales. Ils comprennent le cumul total annuel des précipitations (PRCPTOT), l'amplitude thermique diurnes (DTR) et l'intensité des précipitations journalières (SDII).

Certains de ces indices ont le même nom et la même définition que les indices utilisés dans les études de (Frich et *al.*, 2002), (Klein Tank et *al.* 2002), mais ils diffèrent légèrement dans la manière dont ils sont calculés. Des études récentes ont montré que des inhomogénéités existent aux extrémités de la période climatologique utilisés pour définir les indices de température à base de percentiles ; TN10p, TN90p, TX10p et TX90p, en raison de l'incertitude d'échantillonnage (Zhang et *al.*, 2004). Les indices sont calculés à l'aide des fonctions 'R' du package *iki.dataclim* (Boris, 2014).

III.1 Étude des tendances de précipitations

Caractéristiques des séries pluviométriques

La pluviométrie est le paramètre le plus difficile à étudier. Cependant, ce n'est pas le total des pluies qui intéresse l'utilisateur, mais plutôt, sa répartition dans l'année. Selon Despois (1955) l'étude du régime des pluies est plus instructive que de comparer des moyennes ou des totaux annuels.

Variabilité interannuelle

Différentes approches ont servi à suivre l'évolution interannuelle des précipitations, la variabilité interannuelle est mesurée par le coefficient de variation (CV) qui est le quotient de l'écart type sur la moyenne, exprimé en pourcentage (Hirche et *al.*, 2007).

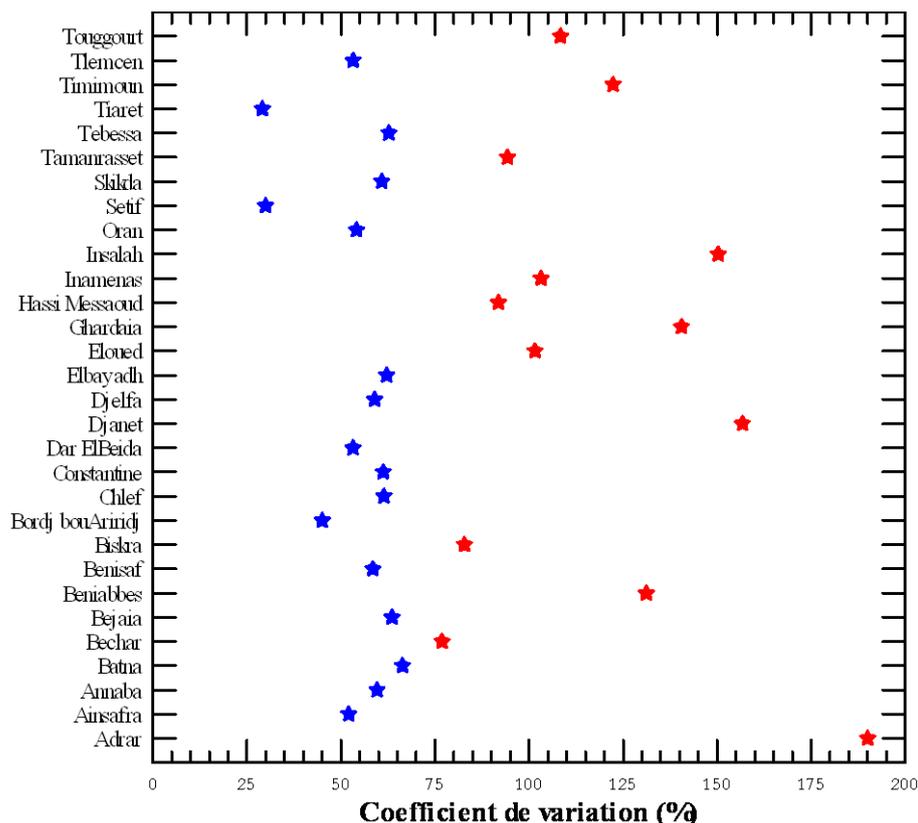


Figure 18 : Variabilité interannuelle des séries pluviométriques annuelles mesurée par le coefficient de variation (Taibi, 2009).

La Figure 18, montre que le coefficient de variation diminue du Sud vers le Nord, les valeurs de cet indice sont sensiblement identiques pour les stations de l'intérieur avec des taux qui varient entre 50% et 70 %. Notant que les stations de Tiaret et de Sétif ont les plus faibles valeurs de ce coefficient (25%).

Les variations interannuelles sont à leur maximum au Sahara Algérienne avec des taux qui dépassent 75% et peuvent même atteindre 190% exprimant de grandes fluctuations de ce paramètre vue la situation géographique et les caractéristiques climatiques de la région. Ces grandes valeurs indiquent une faible consistance du paramètre précipitation et expriment de sévères fréquentes sécheresses prolongées.

• Tendances annuelles de précipitations

Le test de Mann-Kendall et le test de Spearman sont souvent utilisés en climatologie pour décrire le changement dans une série climatique (Zhang et *al.*, 2004). Ces deux tests sont appliqués simultanément sur les séries chronologiques retenues pour cette analyse, les résultats sont mentionnés dans le Tableau 2.

Tableau 2 : Résultats des tests statistiques non-paramétriques de tendance pour la variable précipitation.

Station	Coefficient		Station	Coefficient	
	Mann-Kendall	Spearman		Mann-Kendall	Spearman
Adrar	0.98	0.85	El Bayadh	2.72**	2.83**
Ain safra	1.11	1.82	El Oued	2.94**	3.03**
Annaba	2.86**	3.05**	Ghardaïa	1.63	1.83
Batna	3.40**	3.30**	Hassi Messaoud	1.60	1.82
Bordj Bouariridj	0.16	0.43	In amenas	0.46	0.38
Bechar	1.58	1.69	In Salah	0.35	0.52
Bejaia	2.75**	2.95**	Oran	2.77**	2.88**
Beni Abbes	3.32**	3.24**	Sétif	0.57	1.04
Beni Saf	3.07**	3.05**	Skikda	3.05**	3.16**
Biskra	2.91**	3.04**	Tamanrasset	1.38	1.64
Chlef	1.93	2.30**	Tébessa	3.65**	3.59**
Constantine	2.53**	2.87**	Tiaret	0.38	0.49
Dar El Beida	1.66	1.90	Timimoune	0.43	0.50
Djanet	2.04**	2.34**	Tlemcen	2.53**	2.81**
Djelfa	2.42**	2.77**	Tougourt	1.19	1.10

Les résultats présentés (Tableau 2) dévoilent que toutes les séries chronologiques subissent des pentes positives dont la plupart sont statistiquement significatives exprimant des tendances à l'élévation des cumuls annuels de pluies des stations étudiées pour la période d'analyse. Les tendances les plus marquées sont constatée dans les stations du Nord Est du pays.

Afin de mieux élucider ces tendances, un graphique des valeurs de $U(t)$ est établi pour augmenter la compréhension de la structure dans les échelles de temps (Sneyers, 1963, 1975) (Figure 19).

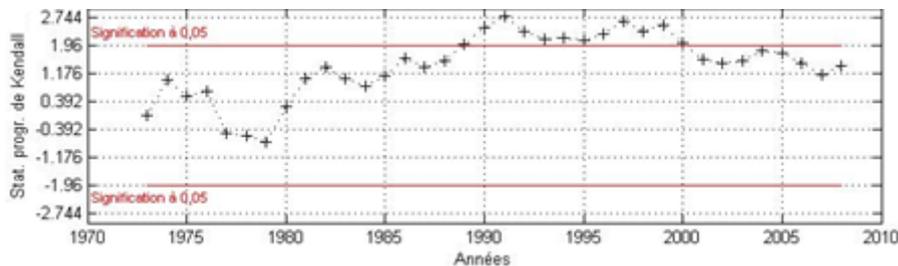


Figure 19 : Structure graphique de la statistique progressive de Mann-Kendall.

La Figure 19 développe la structure graphique de la statistique progressive de Mann-Kendall et leur signification statistique au seuil de sécurité 95%. La tendance est statistiquement significative si elle dépasse $\pm 1,96$ (les lignes colorées en rouge). Puisque l'analyse des tendances de toutes les stations météorologiques exige de nombreux graphiques, la Figure 20 est montrée pour résumer ces tendances. Les signes (+) indiquent les segments de tendances positives à la hausse tandis que les signes (-) montrent les segments de tendances négatives à la baisse.

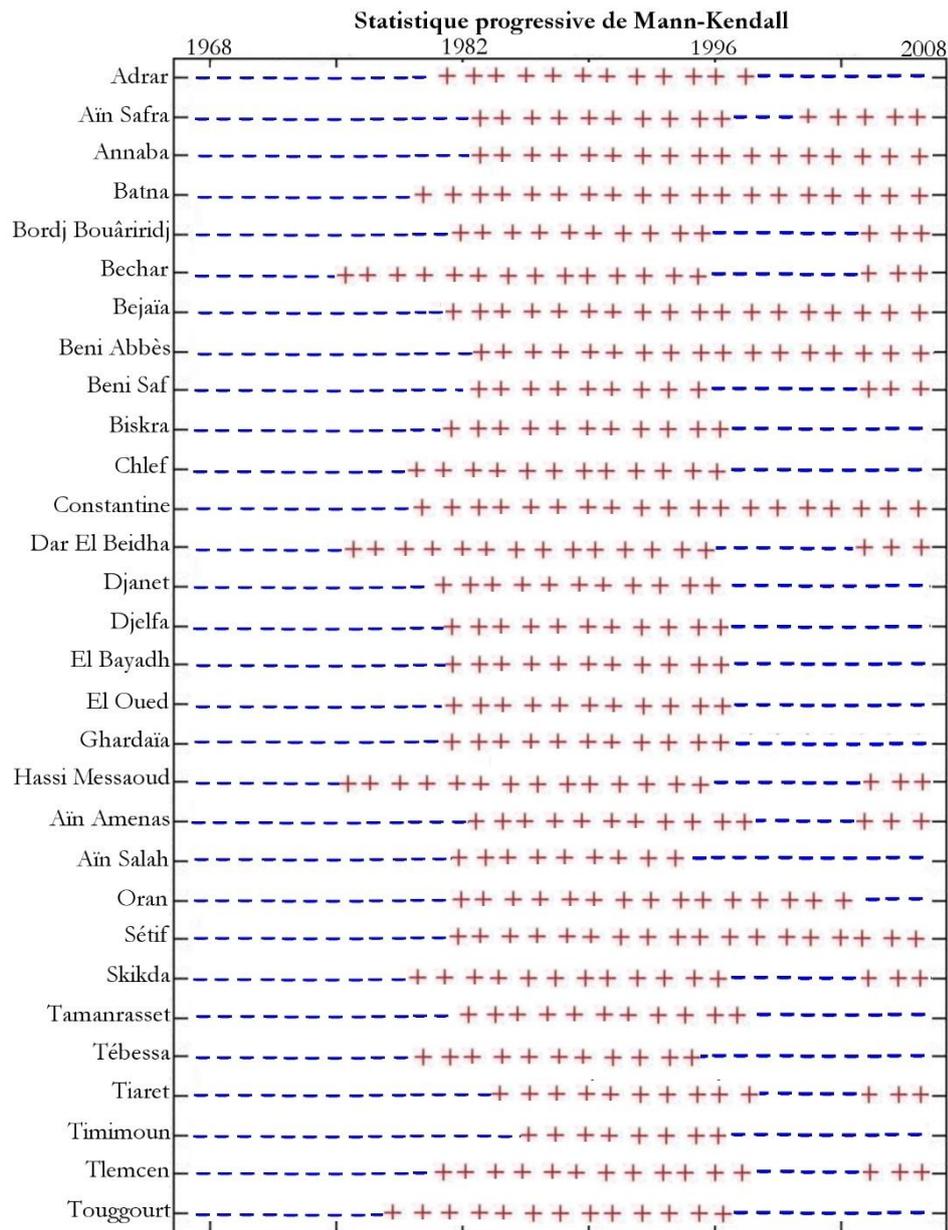


Figure 20 : Résultats de la statistique progressive de Mann-Kendall pour les précipitations (Taïbi, 2009).

L'analyse des résultats de la statistique progressive de Mann-Kendall montre très nettement que la majorité des séries chronologiques ont subi trois périodes tendanciennes (Figure 20) ;

- La longueur de la première période est très variable et dépend de la date du début de fonctionnement de la station météorologique, cette période dans son ensemble est à la baisse sans aucune signification statistique, qui se termine souvent vers l'année 1982 chez la plupart des stations.

- La deuxième période commence d'une manière générale en 1982 et se termine vers l'an 1996, les tendances enregistrées durant cette période sont significativement à la hausse.
- La dernière période s'étale de 1996 jusqu'à l'an 2008, elle est très variable et n'a pas une allure constante chez l'ensemble des stations, les tendances observées sont significativement à la hausse chez quelques stations en particulier celles situées dans le Nord Est de l'Algérie, elles sont à la baisse pour d'autres stations notamment celles situées dans le Nord-Ouest de l'Algérie, et sans disposition dans le reste des stations.

III.2 Étude des tendances des températures

Le test de Mann-Kendall et le test de Spearman sont également appliqués sur les séries de températures maximales et minimales (Aleander et al, 2007).

III.2.1 Température minimale

Les résultats mentionnés sur le Tableau 3 indiquent des tendances à la baisse exprimant une aptitude au refroidissement dans les stations d'Ain-Safra, Djanet et Sétif sachant que seulement celle de Djanet est statistiquement significative. La statistique de Mann-Kendall exprime une tendance non significative à la baisse pour la station de Tiaret tandis que la statistique de Spearman décrit une tendance non significative à la hausse.

Tableau 3 : Résultats des tests statistiques non-paramétriques de tendance pour la variable température minimale.

Station	Coefficient		Station	Coefficient	
	Mann-Kendall	Spearman		Mann-Kendall	Spearman
Adrar	3.70**	3.59**	El Bayadh	4.57**	4.39**
Ain safra	-1.44	-0.92	El Oued	3.78**	3.71**
Annaba	2.66**	2.69**	Ghardaïa	3.45**	3.54**
Batna	0.54	0.46	Hassi Messaoud	4.27**	4.12**
Bordj Bouariridj	2.53**	2.79**	In amenas	4.46**	4.22**
Bechar	0.57	0.44	In Salah	3.24**	3.10**
Bejaia	3.67**	3.78**	Oran	3.81**	3.74**
Beni Abbes	4.87**	4.21**	Sétif	-0.98	-1.12
Beni Saf	2.99**	3.36**	Skikda	4.19**	4.07**
Biskra	1.93	1.88	Tamanrasset	2.09**	1.99*
Chlef	3.97**	3.74**	Tébessa	4.68**	4.45**
Constantine	3.51**	3.57**	Tiaret	-0.13	0.52
Dar El Beida	2.34**	2.42**	Timimoune	3.86**	3.68**
Djanet	-4.52**	-4.40**	Tlemcen	1.90	1.66
Djelfa	3.45**	3.47**	Touggourt	3.35**	3.40**

Les tendances observées dans le reste des séries chronologiques des autres stations sont toutes à la hausse dont la plupart sont statistiquement significatives indiquant un réchauffement de la température de ces régions.

III.2.3 Température maximale

Les résultats dégagés par les deux tests statistiques pour les séries de température maximale (Tableau 4) exposent des tendances aux hausses statistiquement significatives dans toutes les stations analysées à l'exception de la station de Djelfa.

Tableau 4 : Résultats des tests statistiques non-paramétriques de tendance pour la variable température maximale.

Station	Coefficient		Station	Coefficient	
	Mann-Kendall	Spearman		Mann-Kendall	Spearman
Adrar	4.60**	4.36**	El Bayadh	3.10**	3.23**
Ain safra	1.58	2.46**	El Oued	4.76**	4.48**
Annaba	4.67**	4.89**	Ghardaïa	3.13**	3.40**
Batna	5.12**	4.75**	Hassi Messaoud	4.46**	4.24**
Bordj Bouariridj	2.17**	2.63**	In amenas	4.82**	4.48**
Bechar	3.10**	3.15**	In Salah	4.57**	4.19**
Bejaïa	4.35**	4.15**	Oran	4.74**	4.41**
Beni Abbes	4.35**	4.08**	Sétif	2.20**	2.84**
Beni Saf	3.92**	3.95**	Skikda	3.16**	3.34**
Biskra	4.60**	4.45**	Tamanrasset	4.00**	3.78**
Chlef	2.23**	2.40**	Tébessa	4.05**	3.92**
Constantine	4.44**	4.29**	Tiaret	2.28**	3.36**
Dar El Beïda	4.46**	4.26**	Timimoune	3.92**	3.70**
Djanet	4.11**	3.88**	Tlemcen	4.14**	3.98**
Djelfa	1.28	1.71	Touggourt	3.07**	3.40**

La majorité des séries de données issues des stations d'observations météorologiques, présentent des lacunes causées principalement par les problèmes liés aux défaillances des

instruments de mesures. D'autres problèmes constatés dans le passé sont causés par le changement d'horaires de fonctionnement des stations météorologiques. L'homogénéité des séries se trouve affectées principalement par la délocalisation des points de mesures (station météorologique). Tout changement dans l'environnement du point de mesure doit être noté dans un fichier connu sous le nom de métadonnée. Ce fichier est très utile dans l'étude de l'homogénéité.

III.3 Étude des tendances des indices climatiques

III.3.1 Indice d'aridité de De Martonne

L'indice d'aridité est une valeur numérique censée représenter le degré de sécheresse du climat à un endroit donné, plusieurs indices sont proposés. Ces indices ont pour la première fois été calculés au début du XX^e siècle par Wladimir Köppen et Rudolf Geiger, plus tard d'autre scientifique comme Charles Warren Thornthwaite puis Mikhaïl Ivanovitch Budyko ont proposé les leurs.

Parmi les indices connus dans la bibliographie, on prend en considération l'indice annuel d'aridité proposé par De Martonne (1926 et 1941) qui utilise un indice synthétique regroupant des données hydrométriques et thermiques, en particulier l'expression analytique

$$IA = P / (T + 10)$$

Où P et T sont respectivement les valeurs annuelles des précipitations et des températures.

Les climats sont classés selon cet indice en :

Tableau 5 : Valeurs de l'indice de De Martonne pour la classification des climats.

Indice de De Martonne	Climat
0-10	Aride à extrêmement aride
10-20	Semi-aride
20-30	Semi-humide
30-60	Humide
>60	Très humide

Les gradients de ces indices peuvent également servir à délimité des zones en fonction de leur pluviométrie.

La cartographie de l'indice de De Martonne (Figure 21 et Figure 22) sur les deux dernières périodes détectées par les tests non paramétriques indique un déplacement significatif des types

du climat dans un gradient Sud-Nord et Est-Ouest, le type de climat aride à extrêmement aride s'est avancé pour atteindre les régions d'intérieur jusqu'à la station de Ghardaïa et les régions voisines.

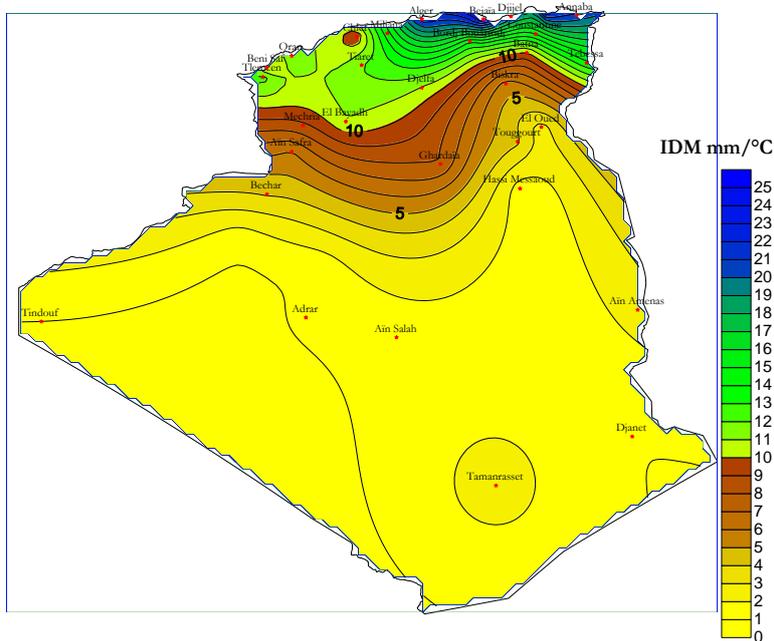


Figure 21 : Répartition géographique de l'indice d'aridité de De Martonne en Algérie durant la période 1982-1996.

Le type de climat semi-aride a dominé le Nord-Ouest de l'Algérie allant de Mechria, Aïn-Safra et El Bayadh jusqu'à la station de Tlemcen. On peut remarquer aussi le même type de climat dans la région de Chlef. De ce fait, que les stations du Nord Est qui n'ont pas subi vraiment de changements vers l'aridité.

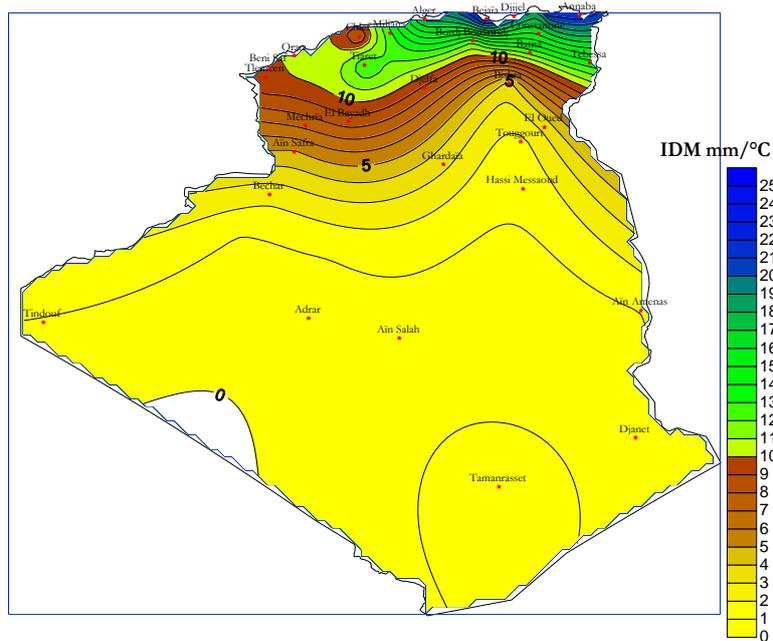


Figure 22 : Répartition géographique de l'indice d'aridité de De Martonne en Algérie durant la période 1996-2008.

III.3.2 Détection du changement climatique par les indices ETCCDI

Le but de développer ces indices est principalement la détection du changement climatique en Algérie. L'IPCC, dans son second rapport a confirmé que l'effet anthropogénique a influencé significativement le réchauffement global (IPCC, 1995). L'une des conséquences est l'augmentation de la température du globe d'environ $0.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ depuis la seconde moitié du siècle passé (Nicholls et *al.*, 1996 ; Parker et *al.*, 2000). Récemment, nous avons constaté que l'élévation la température moyenne du globe a atteint $0.85\text{ }^{\circ}\text{C}$ depuis la période préindustrielle et que les trois dernières décennies sont les plus chaudes jamais enregistrés dans l'hémisphère Nord durant au moins les 1400 dernières années (IPCC, 2014).

L'augmentation dans la moyenne de températures de la terre, n'implique pas nécessairement une augmentation des températures de tous les points de la terre. C'est pour cette raison que nous avons commencé notre étude par la détection du changement climatique en Algérie. Cette partie donne un aperçu sur les nouveautés dans les indices de détection du changement climatique, permet de déceler les tendances dans les paramètres : température et précipitation. Donne le point sur l'amplitude de ces tendances et les régions les plus concernées.

Le groupe d'experts sur le calcul et la détection de changements climatique et les indices (ETCCDI) a pour mandat de répondre aux besoins de caractériser la variabilité et le changement climatiques en assurant la coordination internationale et d'aider la collaboration sur la détection

du changement climatique. Ce groupe développe les indices de détection du changement climatique et forme les experts des pays au calcul des indices et à l'interprétation des résultats.

III.3.2.1 Étude des tendances des indices de précipitations

III.3.2.1.1 Les indices basés sur les percentiles

Les jours très pluvieux (R95p)

Soit RR_{wj} le cumul journalier des précipitations d'une journée pluvieuse $RR \geq 1.0\text{mm}$ en période j et soit RR_{wn95} , le 95ème percentile de précipitations des jours pluvieux durant la période 1961-1990. Si W représente le nombre de jours pluvieux de la période, alors :

$$R95p_j = \sum_{w=1}^w RR_{wj} \quad \text{où} \quad RR_{wj} > RR_{wn95}$$

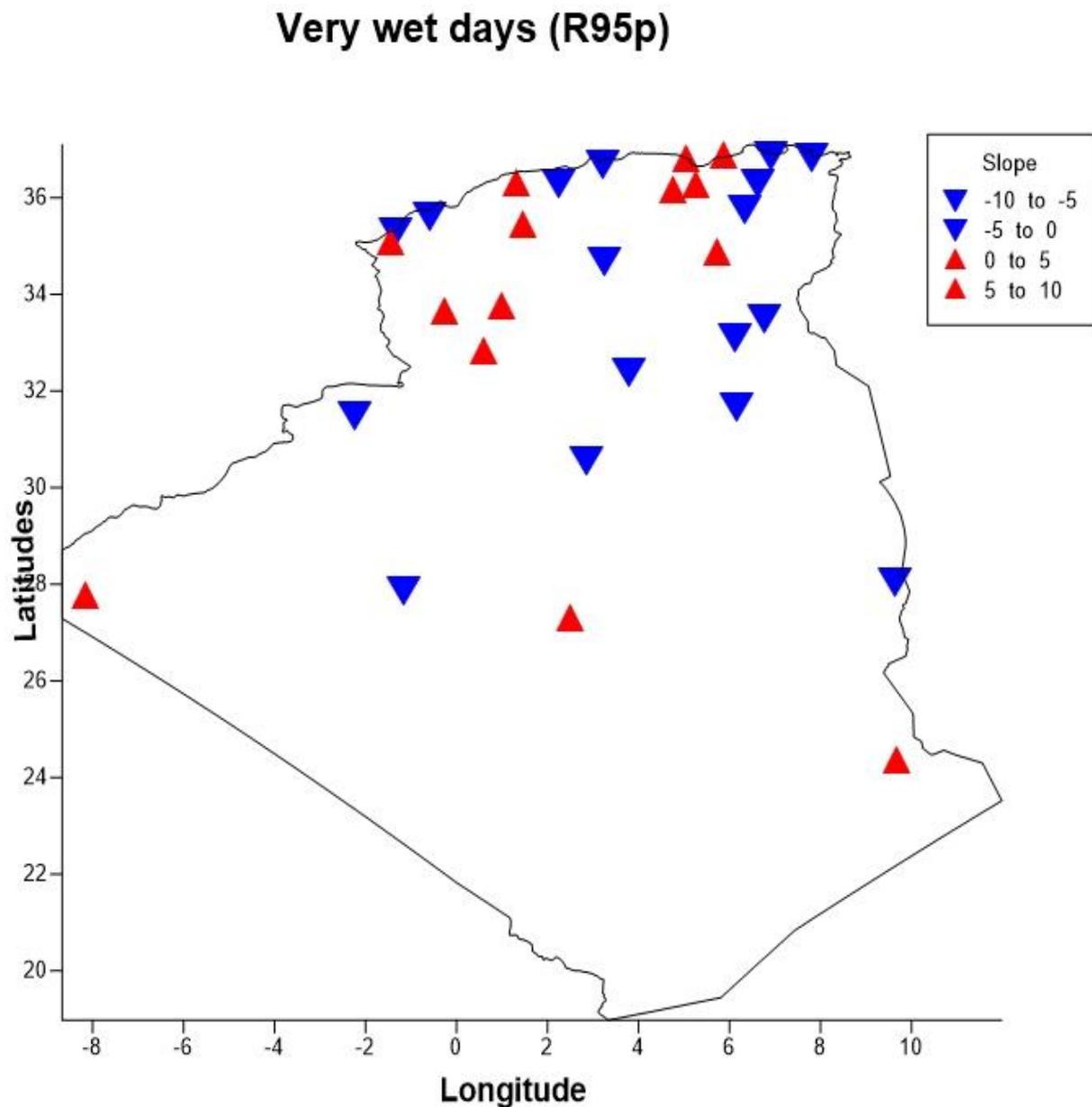


Figure 23 : Évolution des tendances de l'indice des jours très pluvieux (R95p).

L'analyse des résultats obtenus pour l'indice des jours très pluvieux, représenté sous forme de tendances tracées sur la carte de la

Figure 23, montre que la région Nord-Ouest du pays ainsi que le Nord-Est (région à climat humide) où les tendances sont à la hausse pour cet indice, les pentes fluctuent durant la période considérée entre $+6^\circ$ et $+1^\circ$. Ces tendances sont les plus élevées parmi toutes les stations étudiées quoique ces élévations demeurent statistiquement non significatives. Cela reflète une tendance de fortes pluies dans la région considérée, confirmant ainsi l'augmentation du nombre

d'occurrence de fortes pluies et les risques d'inondations. Par contre, les stations d'Alger, Touggourt, Bechar, Constantine, Hassi-Messaoud, Ghardaïa ont des tendances à la baisse non significative et hautement significative pour Alger, les valeurs des pentes oscillent entre -8° et -1° .

Les tendances de cet indice sont un peu moins marquées sur le reste des stations. Le fait marquant de cette carte est le gradient Est-Ouest des tendances estimées pour cet indice. Cela permet d'appréhender l'amplitude des variations des tendances.

- Les jours extrêmement pluvieux (R99p)

Soit RR_{wj} le cumul journalier des précipitations d'une journée pluvieuse $RR \geq 1.0\text{mm}$ pour la période j et soit RR_{wn99} , le 99^{ème} percentile de précipitations des jours pluvieux durant une période de référence. Si W représente le nombre de jours pluvieux de la période, alors :

$$R95p_j = \sum_{w=1}^w RR_{wj} \quad \text{où} \quad RR_{wj} > RR_{wn99}$$

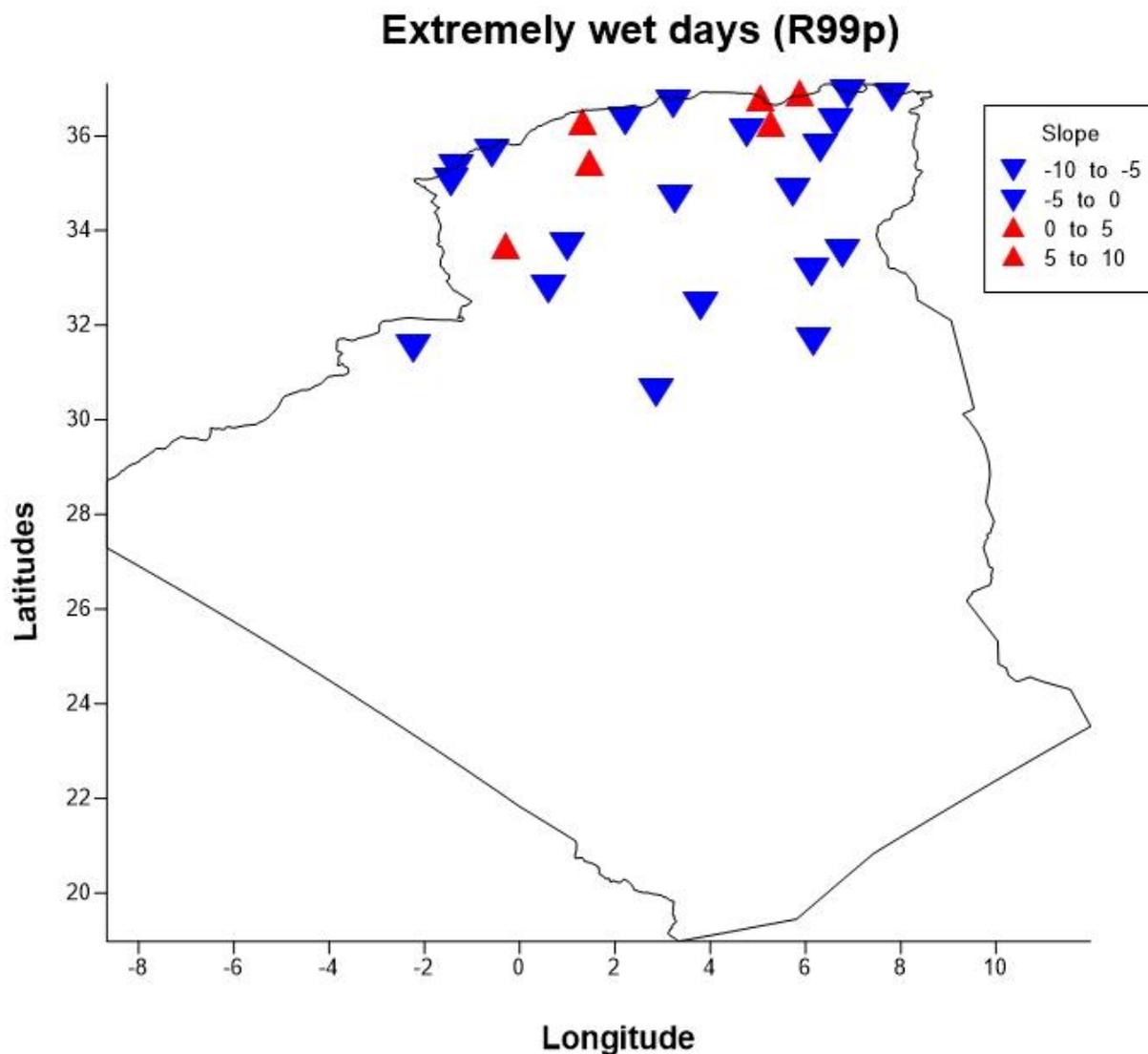


Figure 24 : Évolution des tendances de l'indice des jours extrêmement pluvieux (R99p).

La cartographie des pentes de l'indice des jours extrêmement pluvieux (Figure 24) indique également que trois stations au Nord-Ouest du pays ont des tendances à la hausse. Ces valeurs sont de l'ordre de 6 à 5. Les stations des zones humides au Nord-Est ont des tendances positives.

III.3.2.1.2 Les indices absolus

- La quantité maximale de précipitations en une journée (RX1day)

Soit RR_{ij} le cumul journalier des précipitations du jour i de la période j . Alors, les valeurs maximales d'une seule journée pour la période j sont :

$$Rx1day_j = \max(RR_{ij})$$

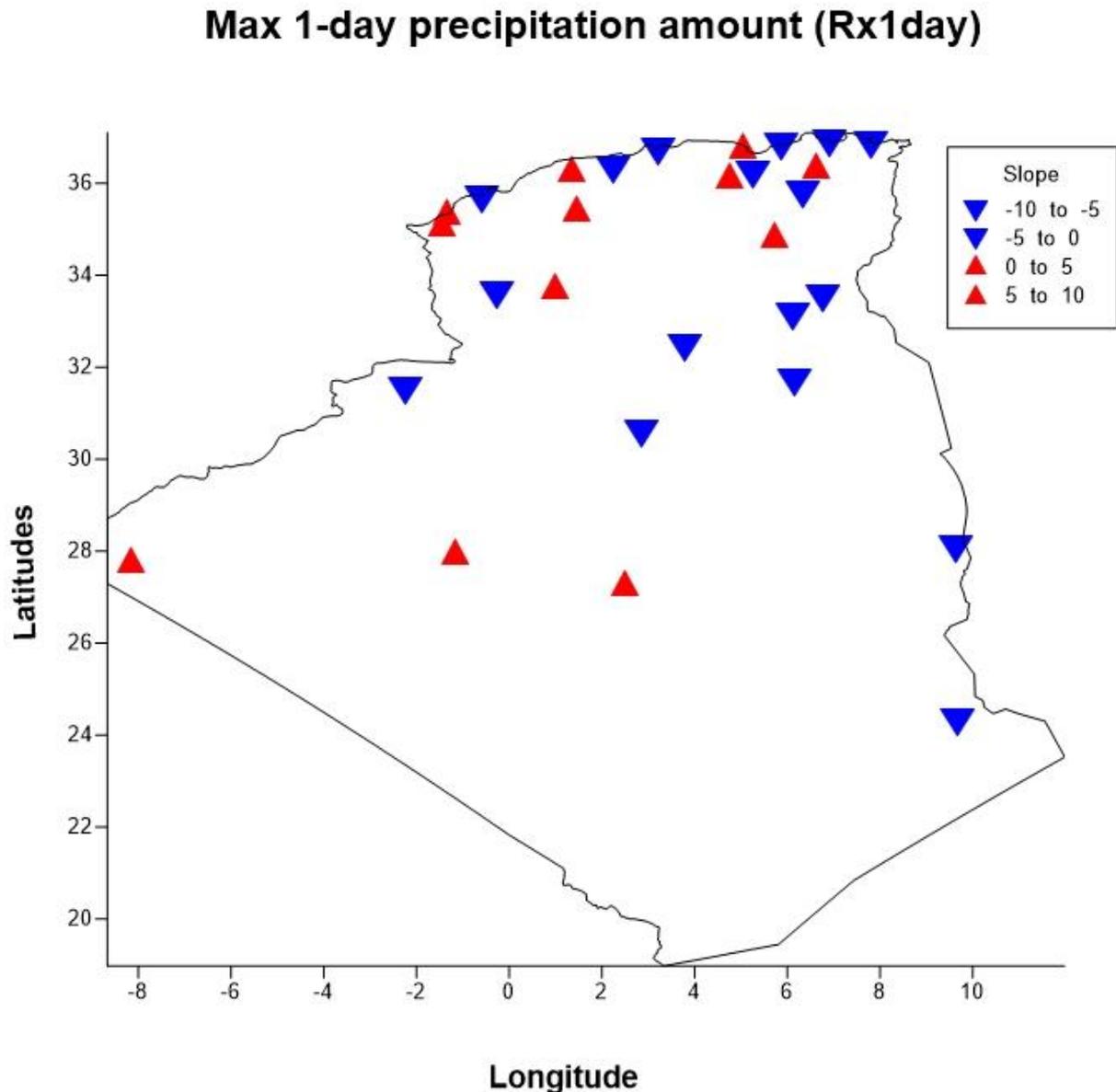


Figure 25 : Évolution des tendances de l'indice de la quantité maximale de précipitations en une journée (RX1day).

Les résultats obtenus pour l'indice de la quantité maximale de précipitations enregistrée au bout d'une journée (Figure 25) dévoilent des tendances à l'augmentation très prononcées dans 50% des stations.

La quantité maximale de précipitations de cinq jours consécutifs (RX5day)

Soit RR_{kj} le cumul de précipitations de la fin d'intervalle de 5 jours k, période j. Ensuite, les valeurs maximales de 5 jours pour la période j sont :

$$Rx5day_j = \max(RR_{kj})$$

Max 5-day precipitation amount (Rx5day)

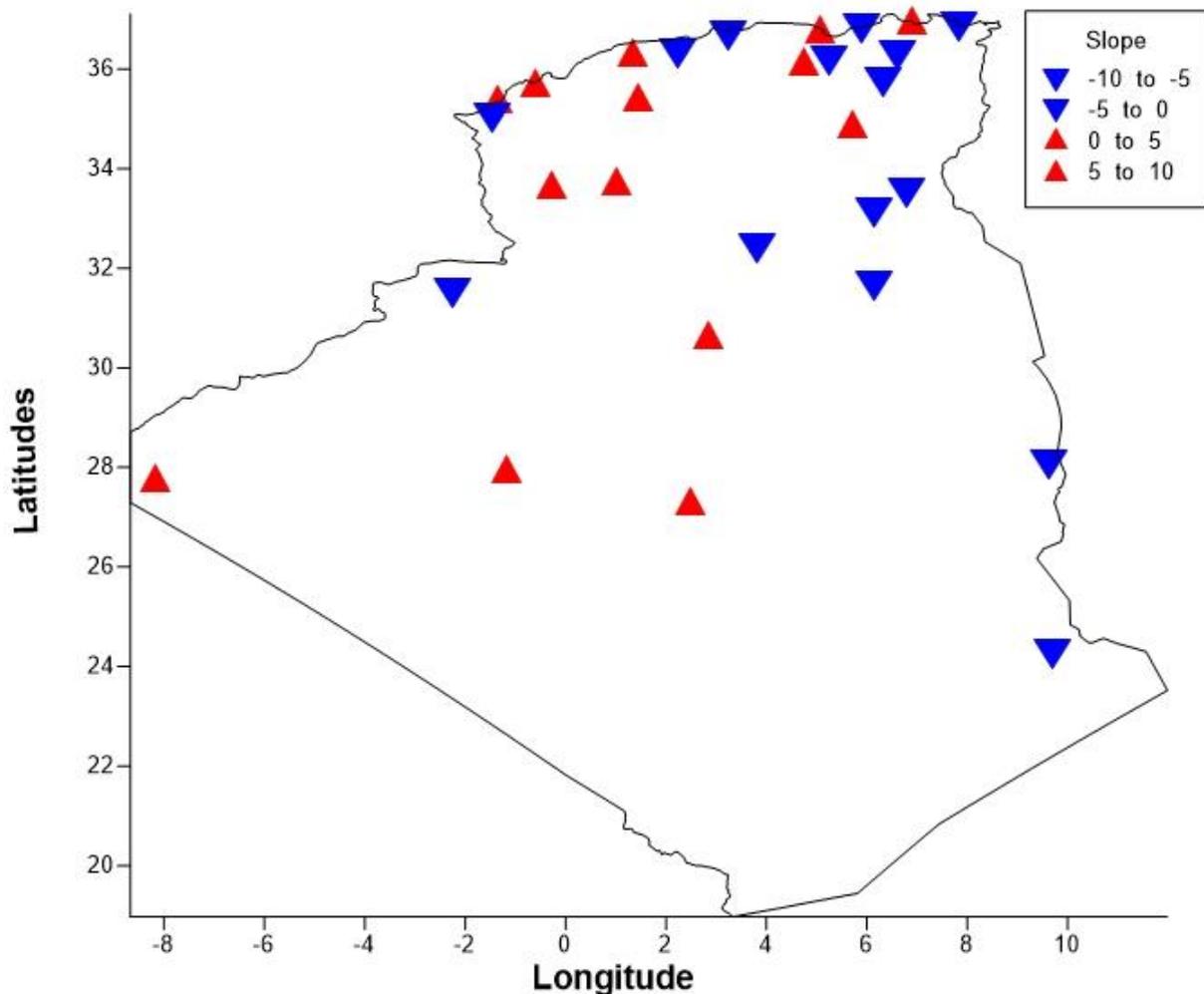


Figure 26 : Évolution des tendances de l'indice de la quantité maximale de précipitations en cinq jours consécutifs (RX5day).

L'analyse des tendances obtenues (Figure 26) pour cet indice qui représente la quantité maximale de précipitations enregistrée durant cinq jours consécutifs, montre une augmentation très significative (+5°) dans la station de Tiaret, aussi bien pour les stations du Sud telles que Mechria, El Oued, Aïn-Salah, Tindouf et Ghardaïa ainsi que les stations du Nord Est ; Bejaïa et Skikda subissent des tendances à l'élévation pour ce paramètre dont les valeurs de la pente oscillent entre +2° et +1°. Les tendances à la diminution pour cet indice sont non significatives et plus importantes à Touggourt (-3°), Bechar (-2°), et Alger (-2°).

Les stations situées au littoral telles que, Oran, Jijel et Annaba ainsi que les stations de l'intérieur telles que El-Bayadh et Constantine consentent des tendances sensibles et négligeables n'ayant aucune signification statistique.

III.3.2.1.3 Les indices des extrêmes

- Le nombre de jours de fortes pluviométries dépassants 10mm (R10)

Soit RR_{ij} le cumul journalier des précipitations du jour i de la période j . Comptant le nombre de jours où : $RR_{ij} \geq 10\text{mm}$

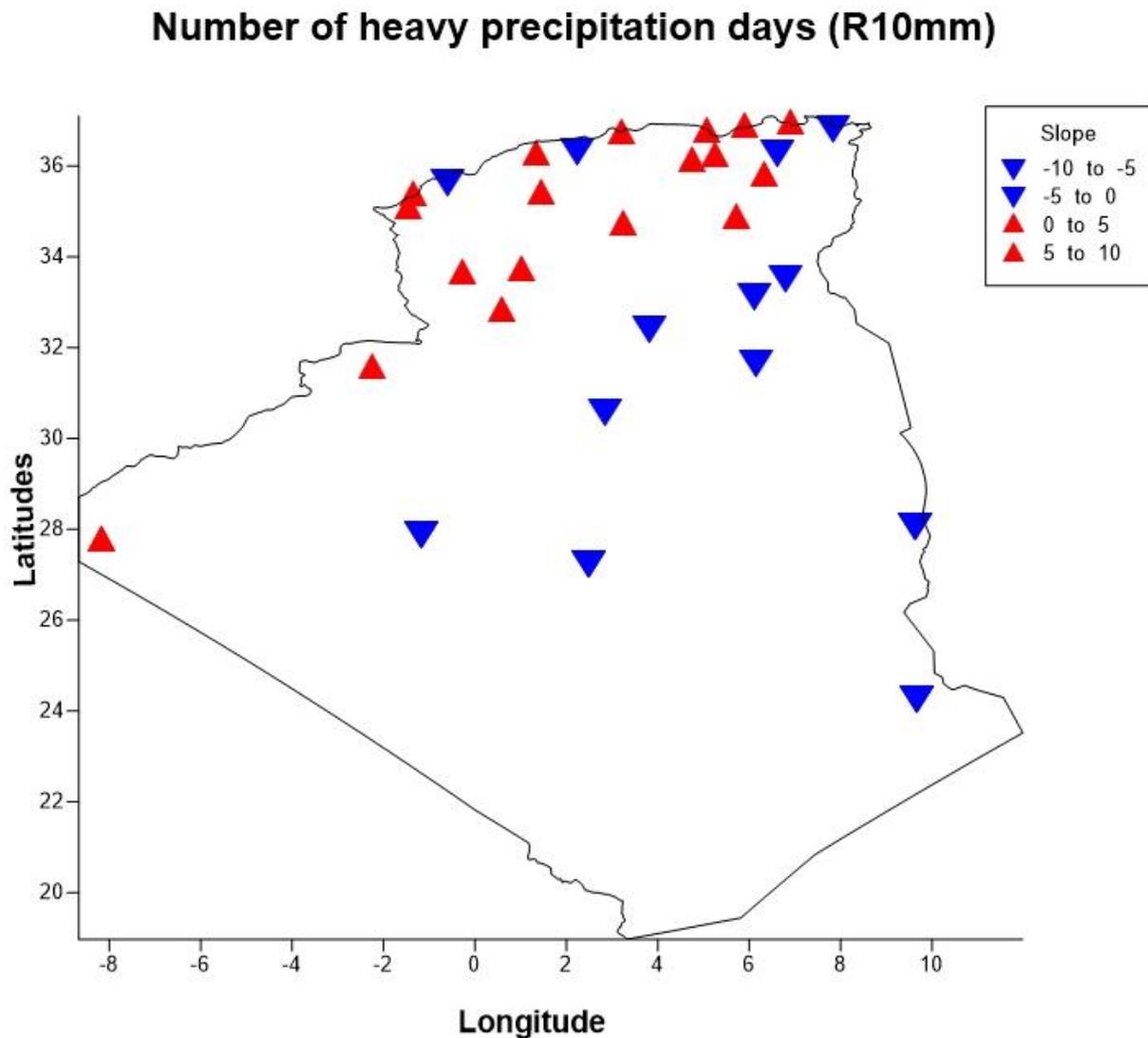


Figure 27 : Évolution des tendances de l'indice du nombre de jours de fortes précipitations dépassants les 10mm (R10).

L'examen des résultats donnés pour l'indice qui représente le nombre de jours à fortes précipitations dépassants les 10mm, sous forme de tendances tracées sur la carte (Figure 27) montre que 95% des stations du Nord ont des tendances positives. Ce qui se traduit par une augmentation progressive de fortes pluies.

- Le nombre de jours à très fortes pluviométries dépassants 20mm (R20)

Soit RR_{ij} le cumul journalier des précipitations du jour i de la période j . Comptant le nombre de jours où $RR_{ij} \geq 20$ mm

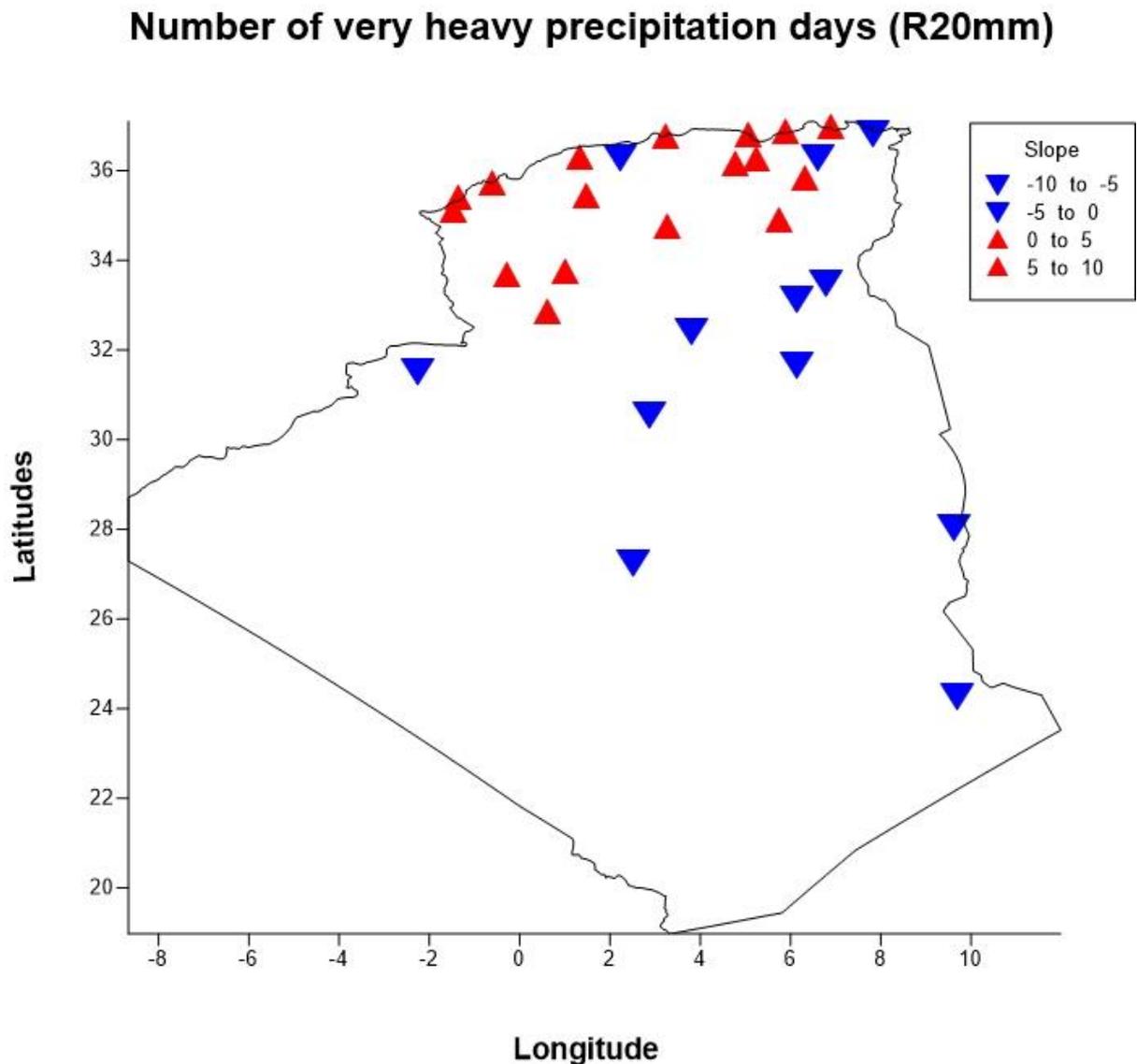


Figure 28 : Évolution des tendances de l'indice du nombre de jours à de très fortes précipitations dépassants les 20mm (R120).

L'analyse des tendances de l'indice représentant le nombre de jours de très fortes pluviométries dépassants les 20mm (Figure 28), montre que presque toutes les stations du Nord ont les tendances de cet indice à la hausse.

- **Le nombre de jours secs consécutifs (CDD)**

Soit RR_{ij} le cumul journalier des précipitations du jour i de la période j . Comptant le plus grand nombre de jours consécutifs où $RR_{ij} < 1$ mm.

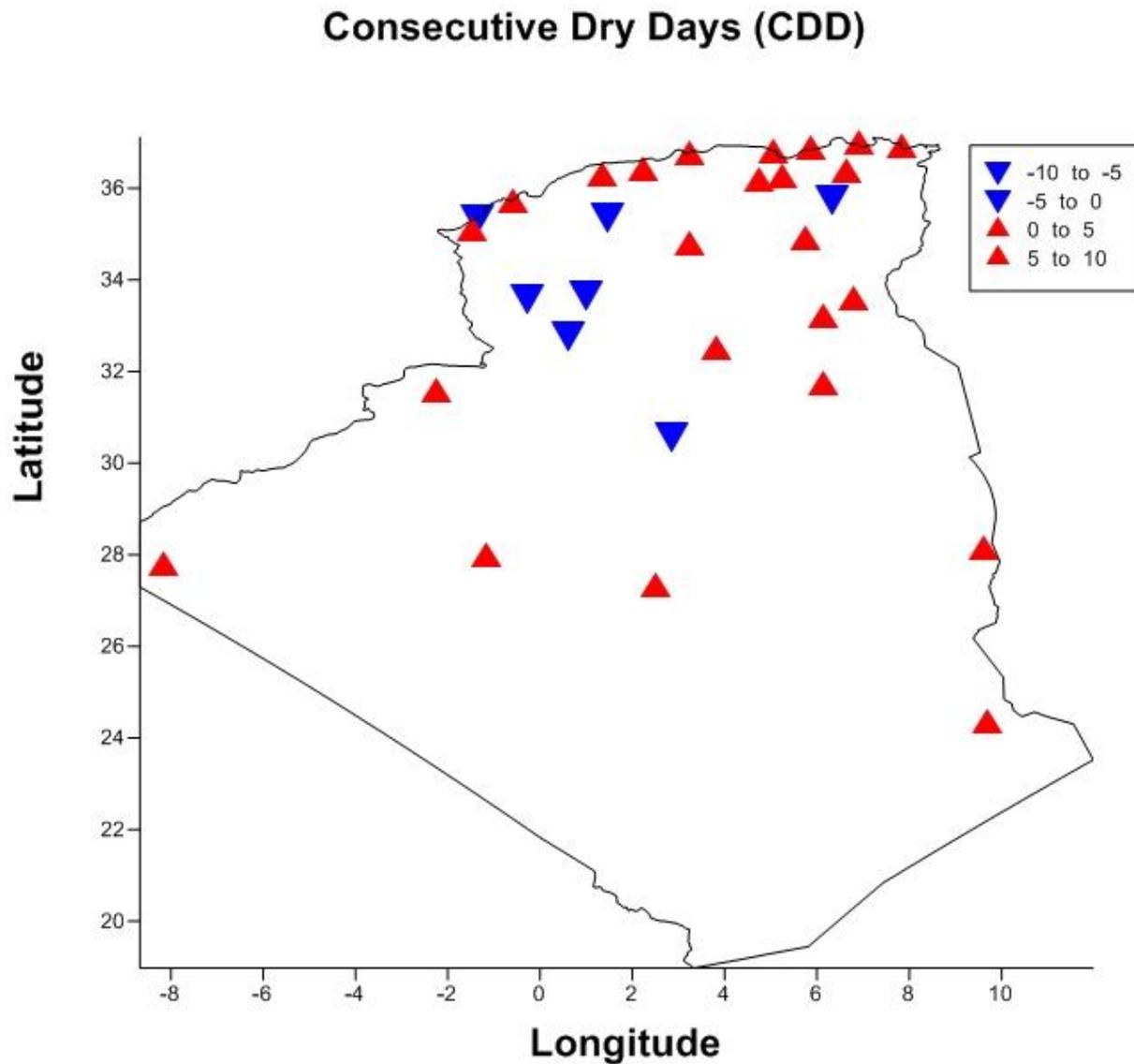


Figure 29 : Évolution des tendances de l'indice du nombre de jours secs consécutifs (CDD).

L'étude des tendances (Figure 29) de l'indice qui donne le nombre de jours secs consécutifs est en augmentation dans plus de 80% des stations se traduisant ainsi par de fortes périodes de sécheresse.

- **Le nombre de jours consécutifs humides (CWD)**

Soit RR_{ij} le cumul journalier des précipitations du jour i de la période j Comptant le plus grand nombre de jours consécutifs où $RR_{ij} \geq 1 \text{ mm}$

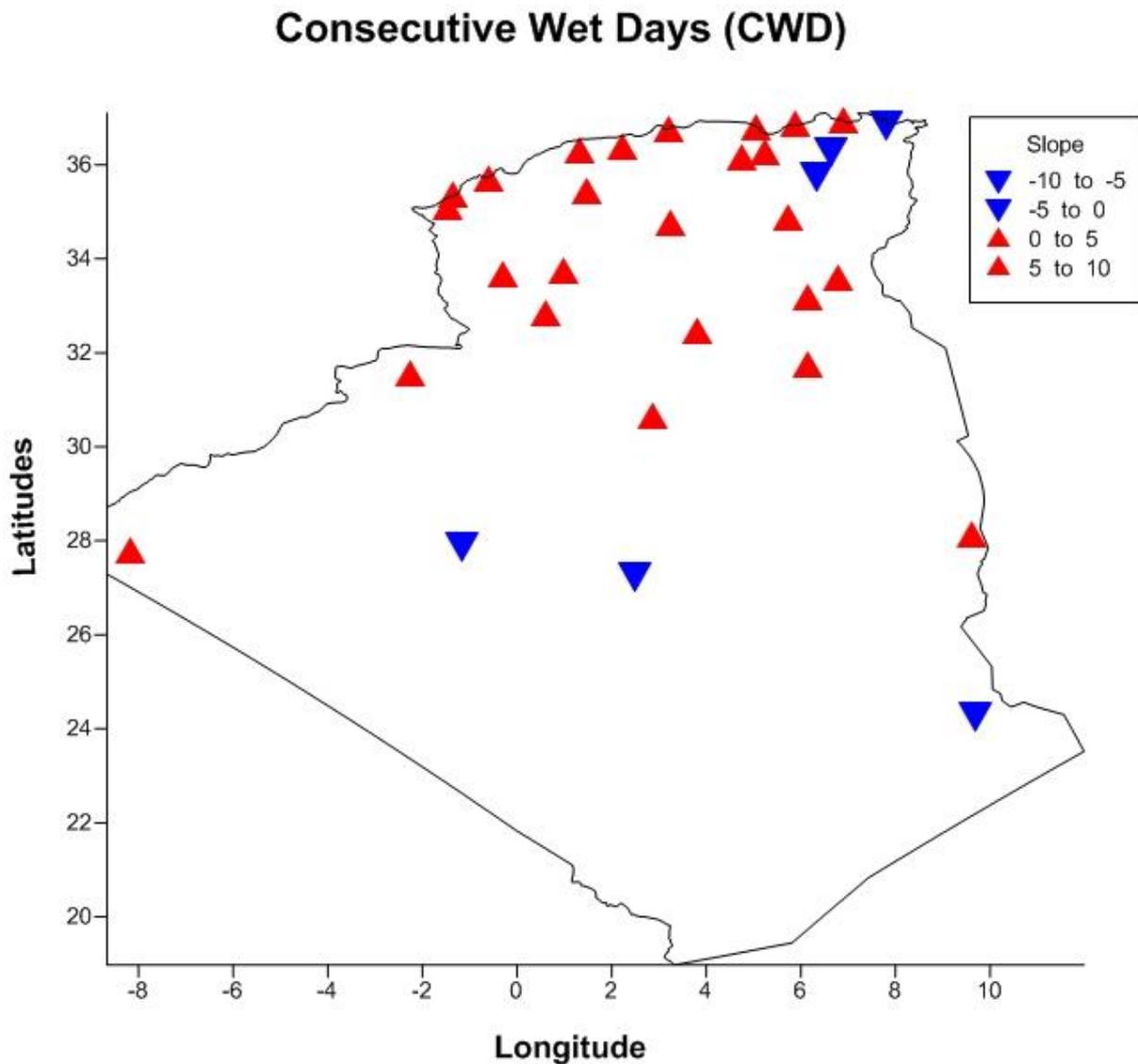


Figure 30 : Évolution des tendances de l'indice du nombre de jours humides consécutifs (CWD).

La cartographie des tendances de l'indice (Figure 30) montre le nombre de jours humides consécutifs augmente dans plus de 90% des stations. L'analyse de ces deux derniers indices prouve la mal répartitions des pluies dans l'année dans toutes les régions d'Algérie.

III.3.2.1.4 Autres indices pluviométriques

- **Les précipitations totales annuelles (PRCPTOT)**

Soit RR_{ij} le cumul journalier des précipitations du jour i de la période j . Si i représente le nombre de jours de la période j , alors

$$PRCPTOT_j = \sum_{i=1}^j RR_{ij}$$

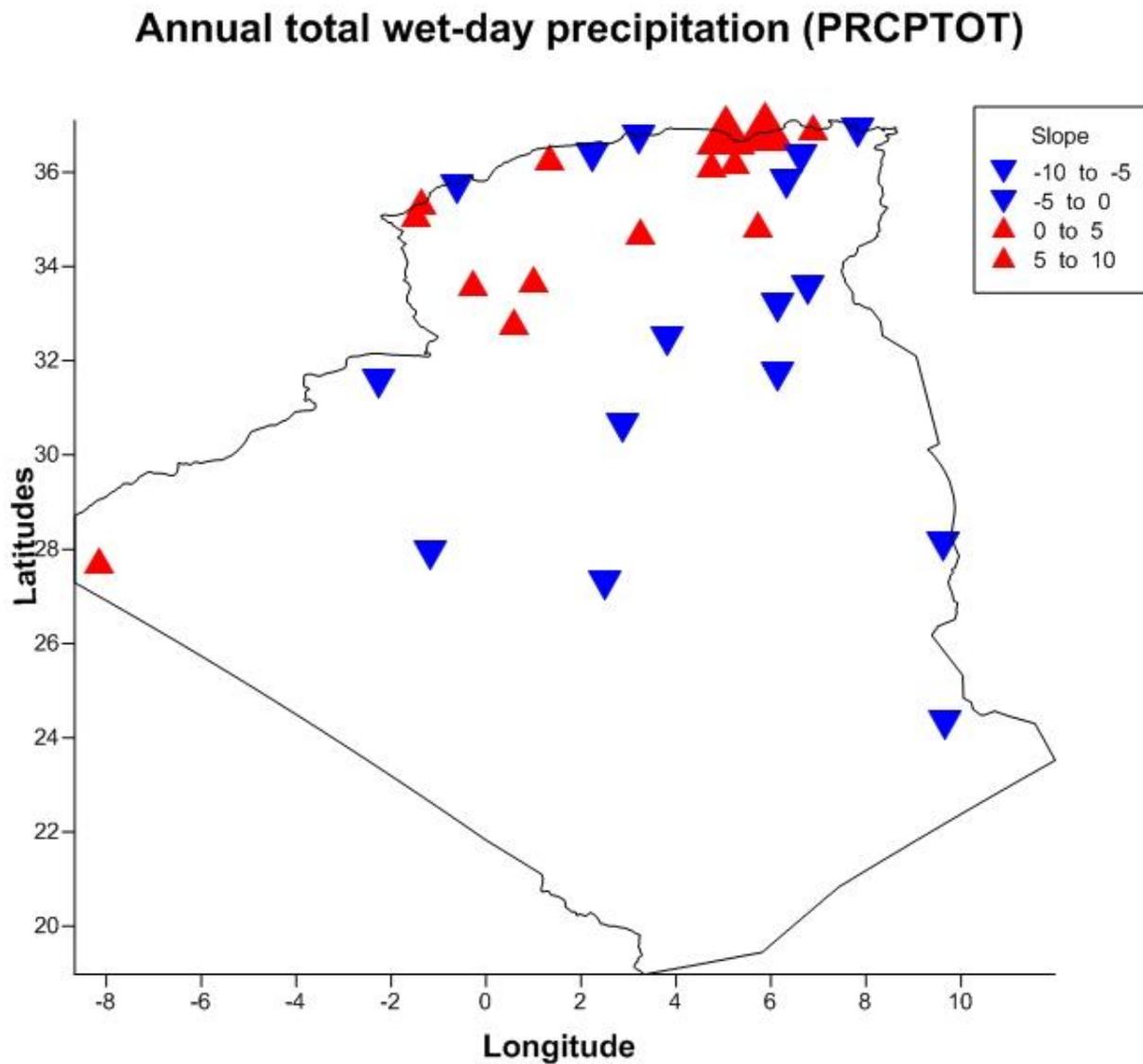


Figure 31 : Évolution des tendances de l'indice des précipitations totales annuelles (PRCPTOT).

L'examen des résultats obtenus pour l'indice des précipitations totales annuelles (Figure 31) montre une grande variabilité des tendances résultantes de l'évolution de cet indice considérée dans différentes stations d'observation, qui varie entre $+11^\circ$ et -8° .

Les stations du Nord ont presque toutes une tendance positive qui s'accroît dans la partie Nord-Est connue par son climat subhumide.

- **Le simple indice d'intensité journalière (SDII)**

Soit RR_{wj} le cumul journalier des précipitations des jours pluvieux, $w(RR \geq 1mm)$ au cours de la période j . Si W représente le nombre de jours pluvieux, alors :

$$SDII_j = \frac{\sum_{w=1}^W RR_{wj}}{W}$$

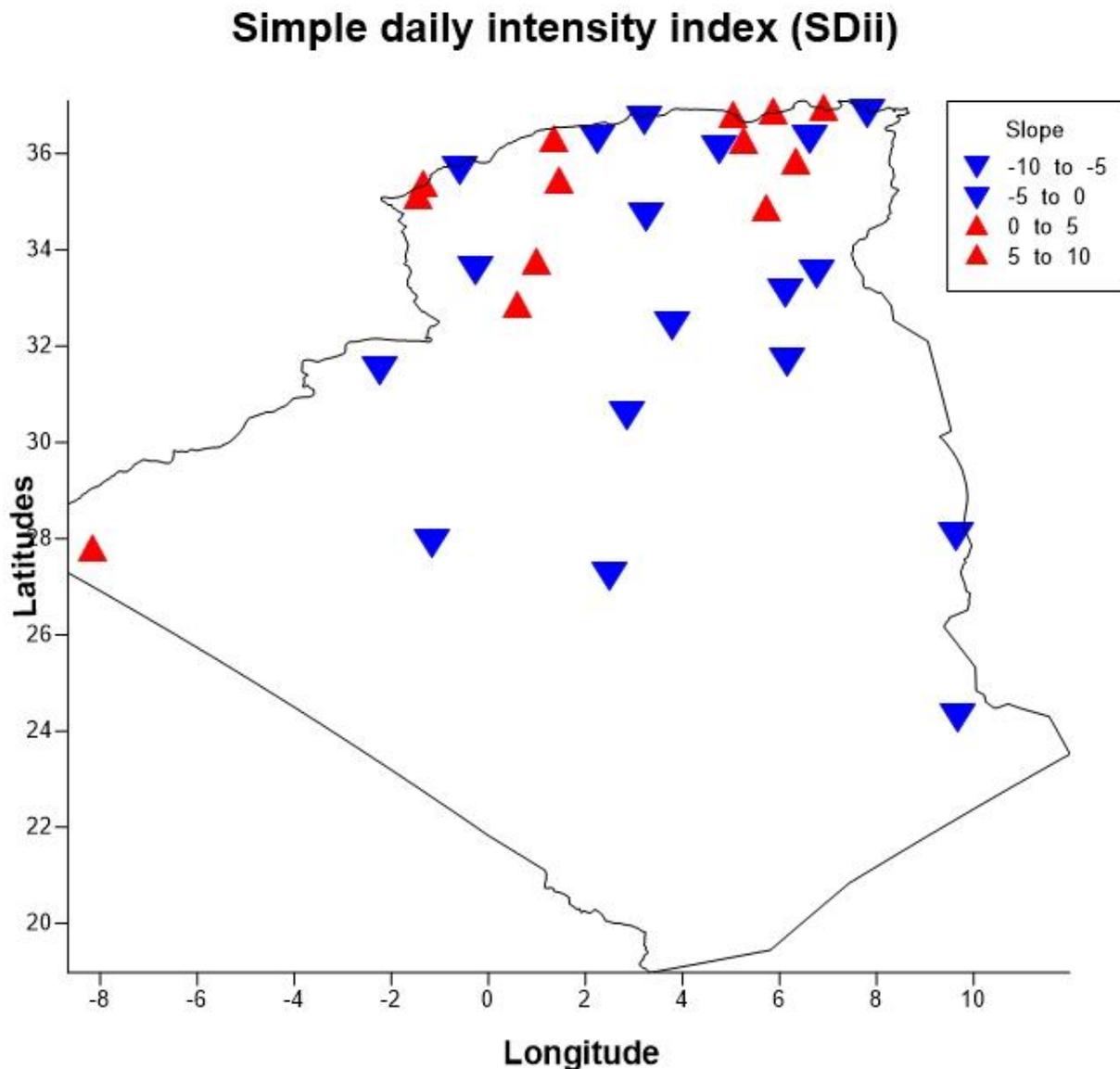


Figure 32 : Évolution des tendances de l'indice des intensités de précipitations (SDii).

L'étude de l'évolution de l'indice du rapport entre le cumul pluviométrique et le nombre de jours pluvieux permet d'évaluer la répartition temporelle et la nature des précipitations dans les différentes régions d'étude. La Figure 32 indique que 80% de l'Algérie ont des tendances négatives de cet indice spécialement les zones à faible pluviométrie. Afin de mieux évaluer la nature des précipitations, il est utile de combiner les deux indices PRCTOT et SDii.

III.3.2.2 Étude des tendances des indices de température

III.3.2.2.1 Les indices basés sur les percentiles

Les extrêmes froids

- Les nuits froides (TN10p)

Soit T_{nij} la température journalière minimale du jour i de la période j et T_{in10} est le 10ème percentile du jour où le pourcentage du temps est déterminé par $T_{nij} < T_{in10}$

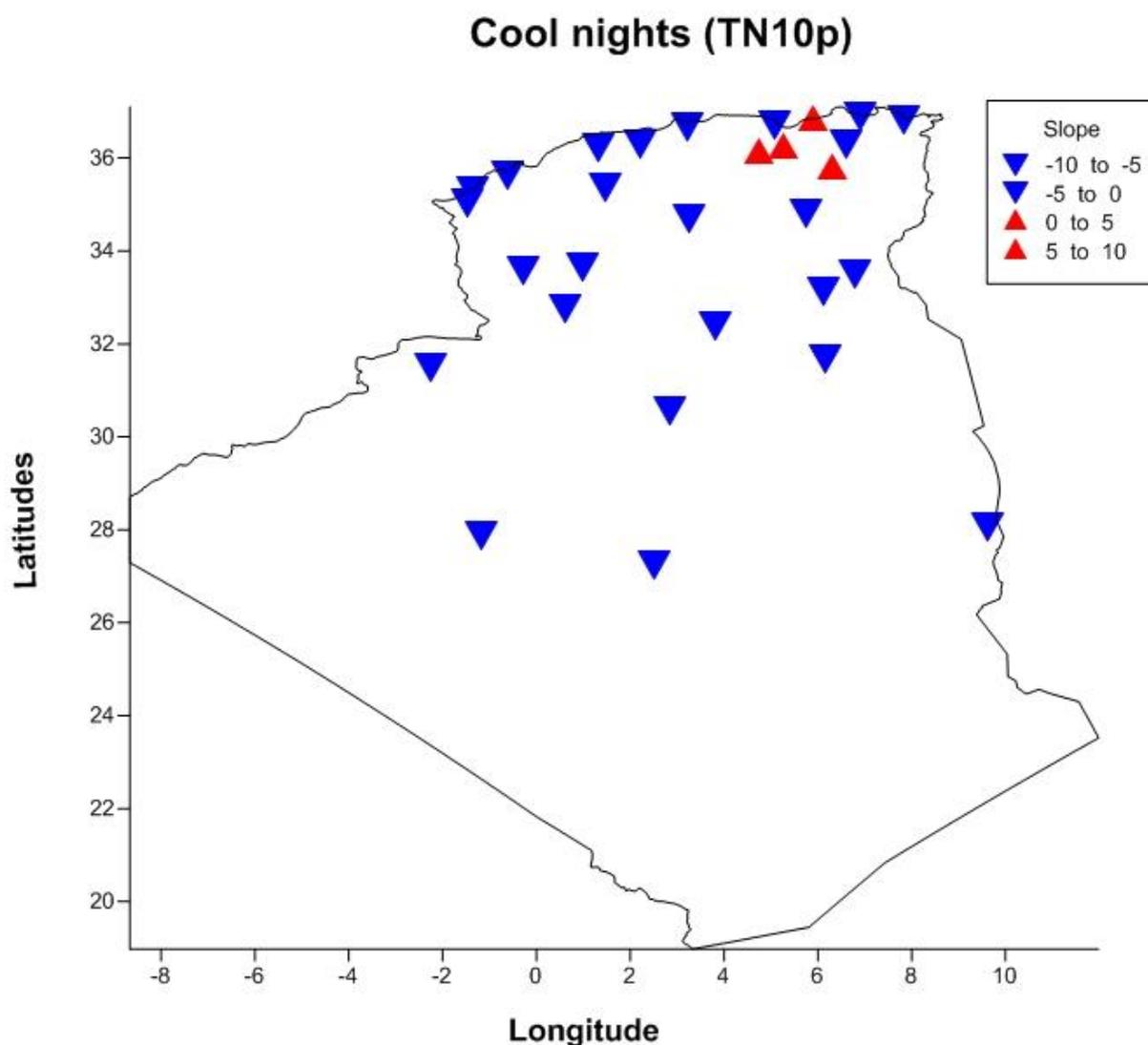


Figure 33 : Évolution des tendances de l'indice des nuits froides (TN10p).

Les résultats obtenus pour l'indice des nuits froides montrent que les pentes sont à la hausse que pour les régions à climat subhumide (Nord-Est) (Figure 33). Le reste 95% sont à la baisse, montrant que les nuits en Algérie se réchauffent.

- Les jours froids (TX10p)

Soit $T_{x_{ij}}$ la température journalière maximale du jour i de la période j et $T_{x_{10p}}$, le 10^{ème} percentile. L'indice est pourcentage de jours avec $T_{x_{ij}} < T_{x_{10p}}$

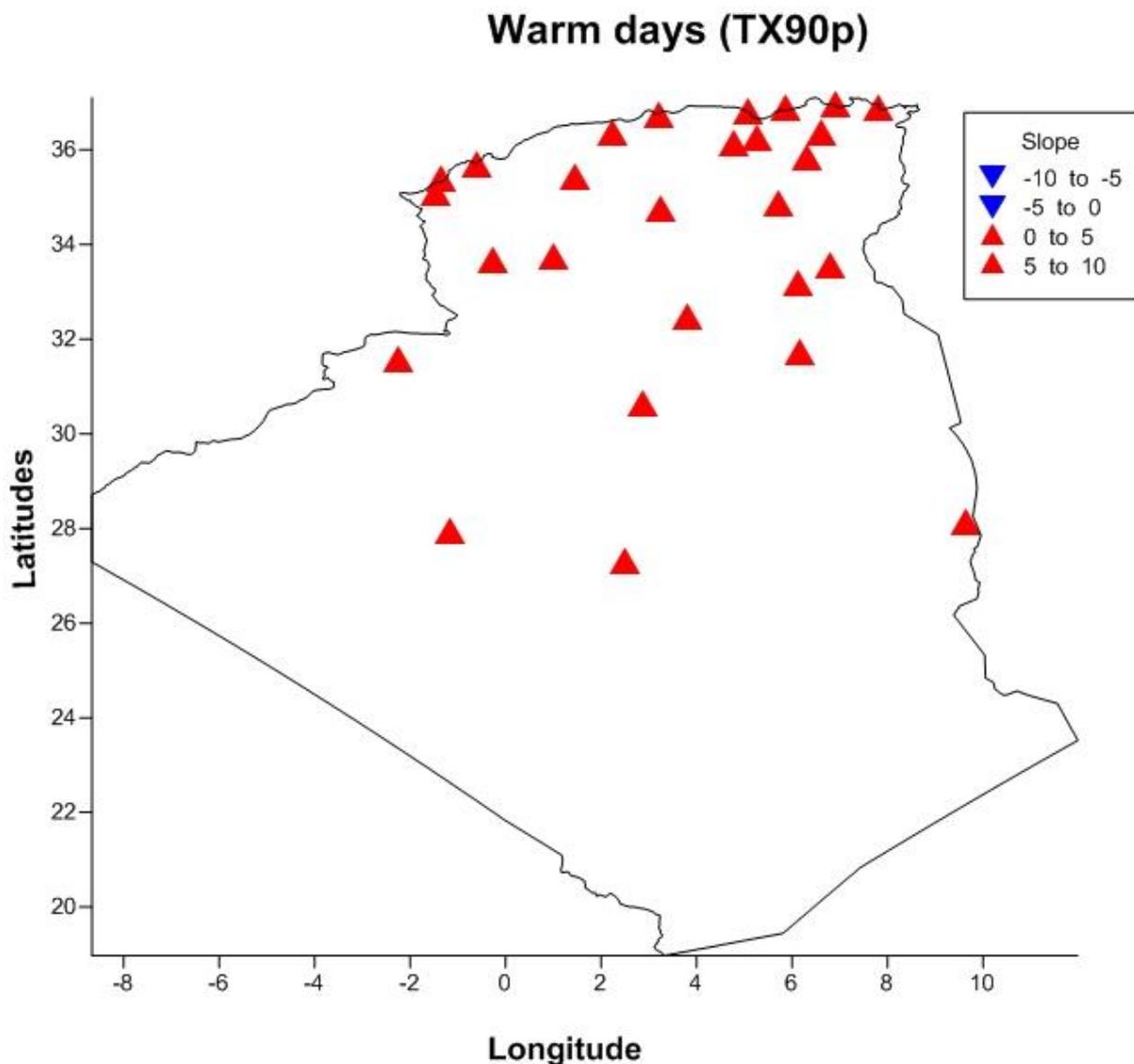


Figure 34 : Évolution des tendances de l'indice des jours froids (TX10p).

L'analyse des résultats obtenus pour l'indice des jours froids (Figure 34) illustre des tendances hautement significatives sur l'ensemble des stations étudiées. Les résultats de

l'analyse de cet l'indice, traduisent un réchauffement des journées pour tout le territoire Algérien tout comme d'autres régions du monde (SANTOS, 2011).

Les extrêmes chauds

- Les nuits chaudes (TN90p)

Soit TN_{ij} la température journalière minimale du jour i de la période j et $Tn90p$ est le nombre de jour dépassants le 90^{ème} percentile.

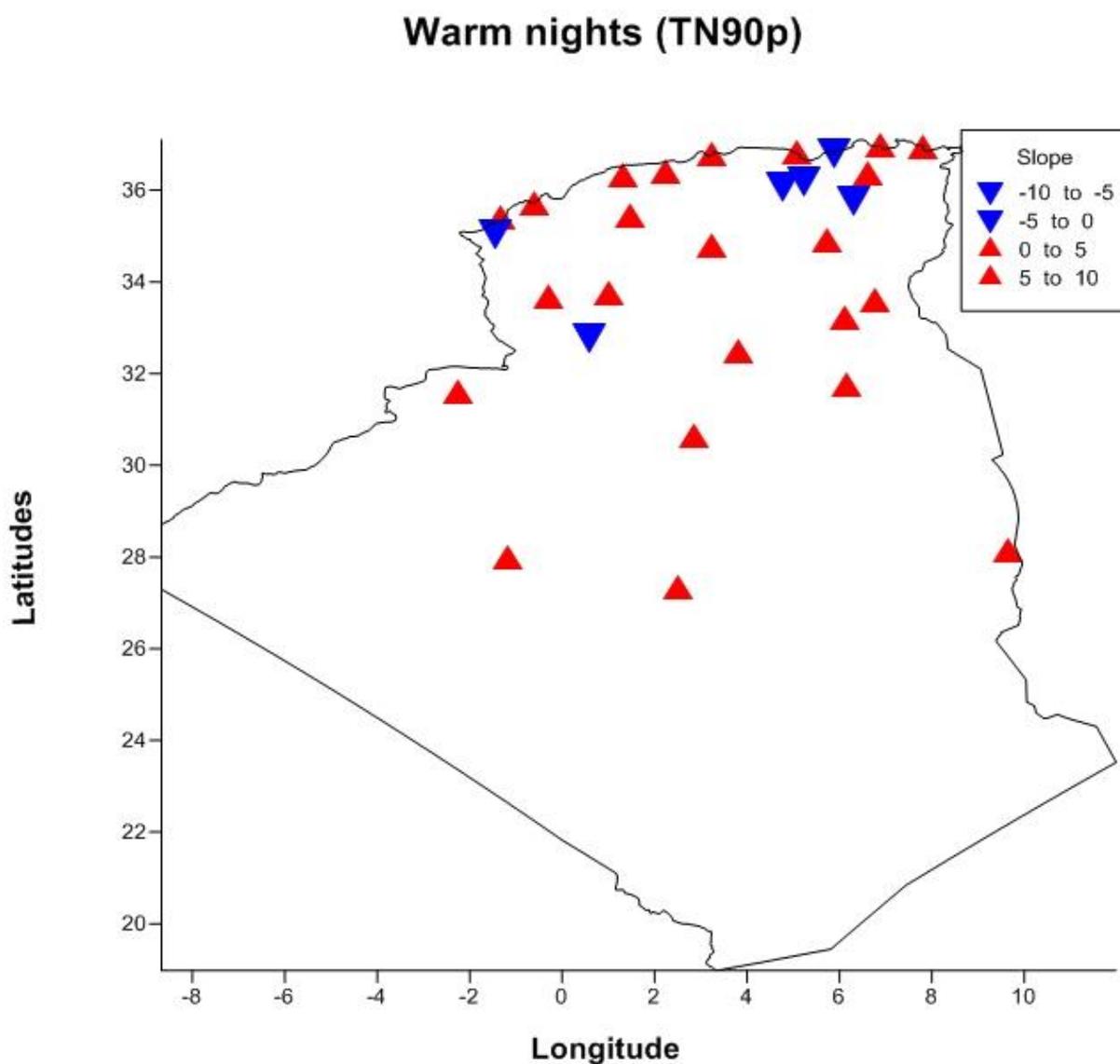


Figure 35 : Évolution des tendances de l'indice des nuits chaudes (TN90p).

La cartographie des pentes de l'indice des nuits chaudes (Figure 35) illustre que 15% des stations analysées ont des tendances négatives. Ce constat concerne les régions subhumides. Le reste des régions montre un réchauffement des nuits.

Les journées chaudes (TX90p)

Soit $T_{x_{ij}}$ la température journalière maximale du jour i de la période j et $T_{x_{in}90}$ est la valeur du 90^{ème} percentile. Le pourcentage du nombre de jour dépassant le 90^{ème} est représenté dans la Figure 36.

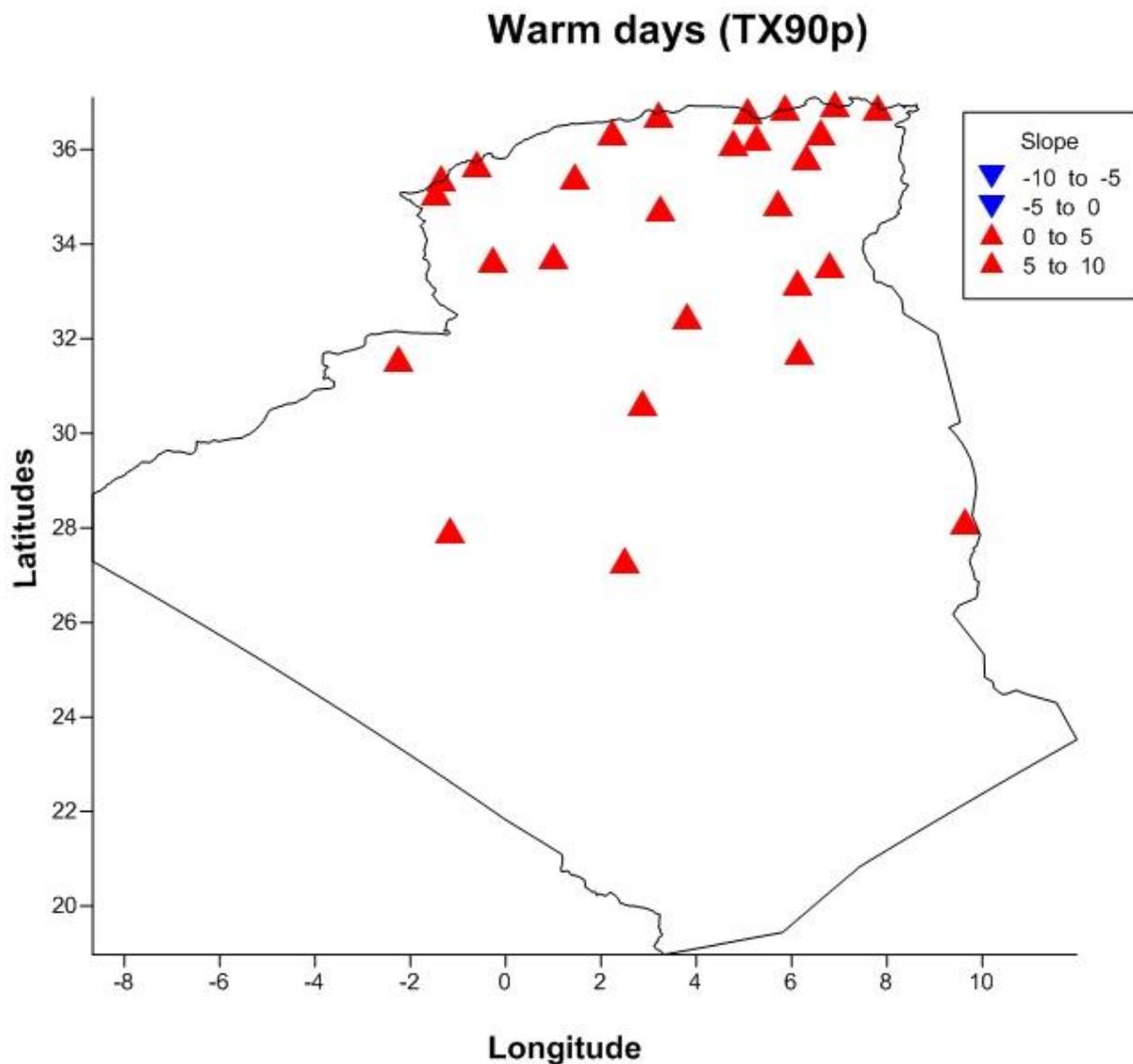


Figure 36 : Évolution des tendances de l'indice des jours chauds (TX90p).

Les résultats obtenus pour l'indice des journées chaudes (Figure 36) dévoilent des tendances à la hausse dans 100% des stations étudiées.

III.3.2.2.2 Les indices absolus

Les extrêmes froids

- Le minimum mensuel des températures maximales (TXn)

Soit T_{Xij} les températures maximales journalières du mois k , de la période j . Le minimum de température maximale journalière de chaque mois est alors : $TXn_{kj} = \min(T_{Xij})$

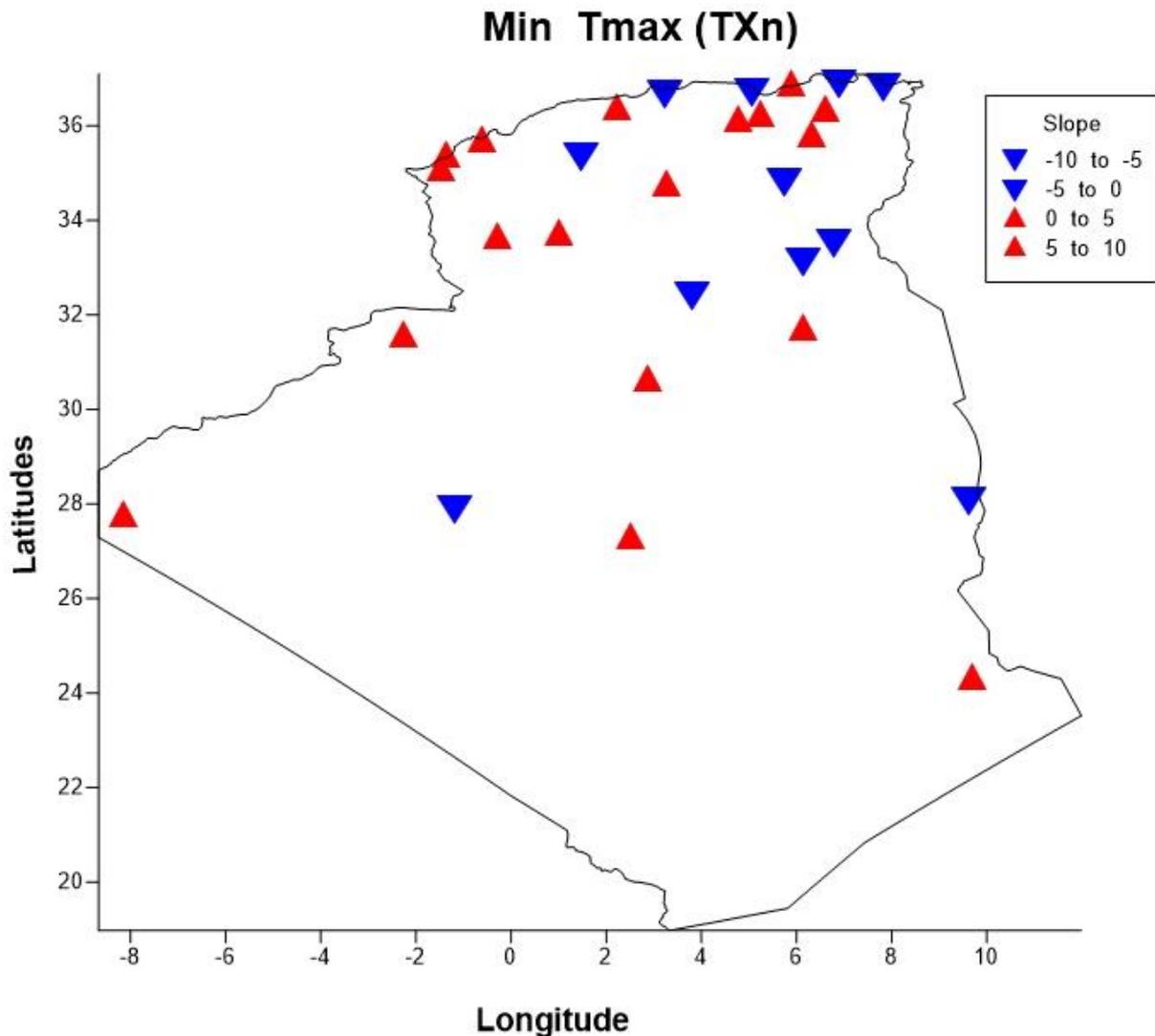


Figure 37 : Évolution des tendances de l'indice du minimum mensuel des températures maximales (TXn).

L'examen des résultats obtenus pour l'indice du minimum mensuel des températures maximales (Figure 37) montre que les stations situées au littoral (Centre et Est) et 80% du reste des stations ont des tendances positives.

- **Le minimum mensuel des températures minimales (TNn)**

Soit $T_{n_{ij}}$ les températures minimales journalières du mois k , de la période j . Le minimum de température minimale journalière de chaque mois est alors : $TN_{n_{kj}} = \min(T_{n_{ij}})$

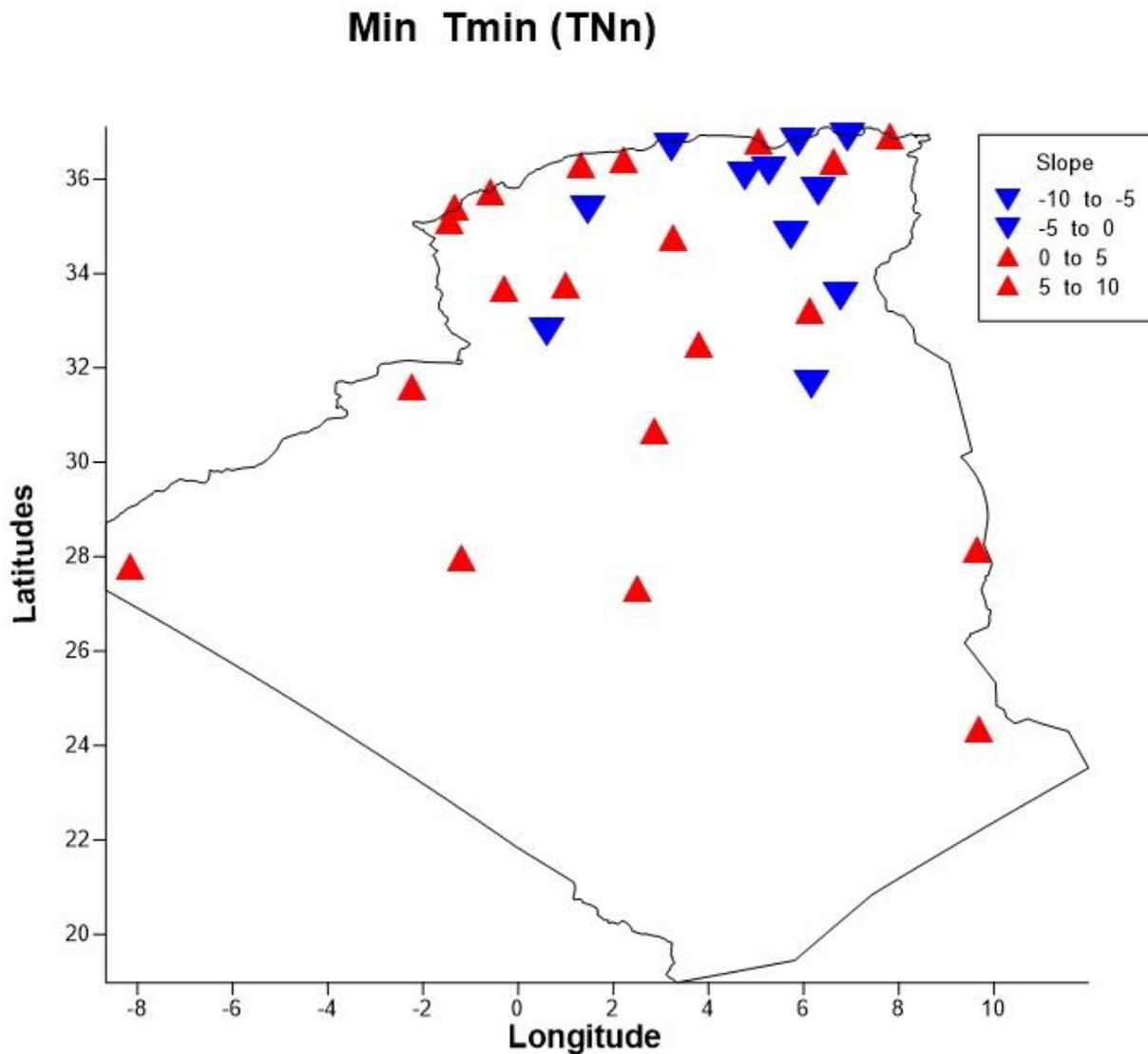


Figure 38 : Évolution des tendances de l'indice du minimum mensuel des températures minimales (TNn).

Il semble que les tendances de l'indice du minimum mensuel des températures minimales soient un peu moins marquées sur les stations étudiées (Figure 38) ; elles se situent sensiblement autour du zéro et les valeurs oscillent entre -0.15° et $+0.08^\circ$. Les valeurs de cet indice ne peuvent être considérées vues leurs faibles valeurs.

Les extrêmes chauds

- **Le maximum mensuel des températures maximales (TXx)**

Soit $T_{x_{ij}}$ les températures maximales journalières du mois k , de la période j . Le maximum de température maximale journalière de chaque mois est alors :

$$TX_{x_{kj}} = \max(T_{x_{kj}})$$

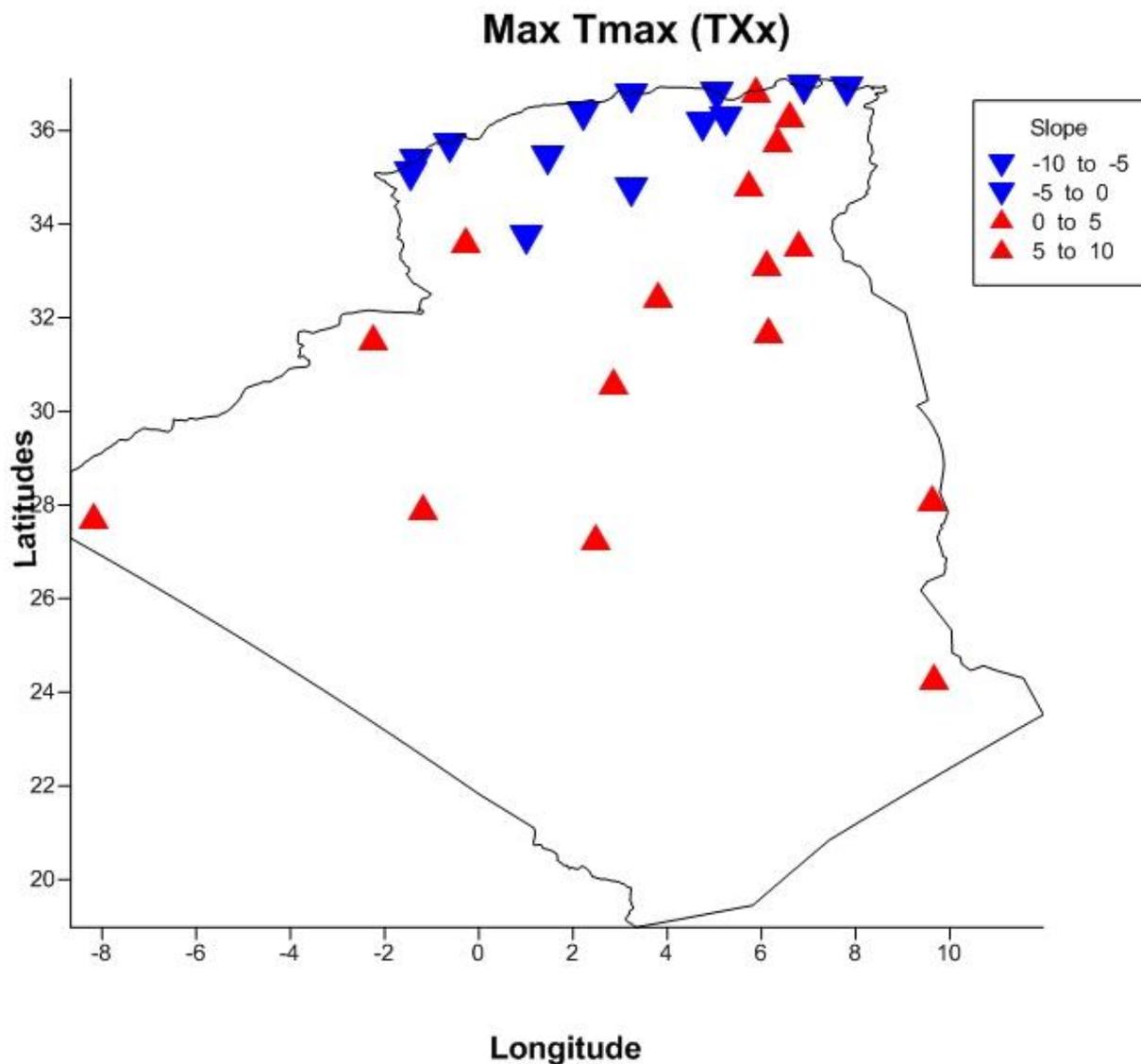


Figure 39 : Évolution des tendances de l'indice du maximum mensuel des températures maximales (TXx).

L'analyse des tendances obtenues (Figure 39) de l'indice du maximum mensuel des températures maximales montre une augmentation hautement significative dans les régions du Sud Algérien ainsi que dans les zones subhumides du Nord-Est. Le Nord a des tendances négatives pour cet indice.

- **Le maximum mensuel des températures minimales (TNx)**

Soit $T_{n_{ij}}$ les températures minimales journalières du mois k , de la période j . Le maximum de température minimale journalière de chaque mois est alors : $TN_{x_{kj}} = \max(Tn_{kj})$

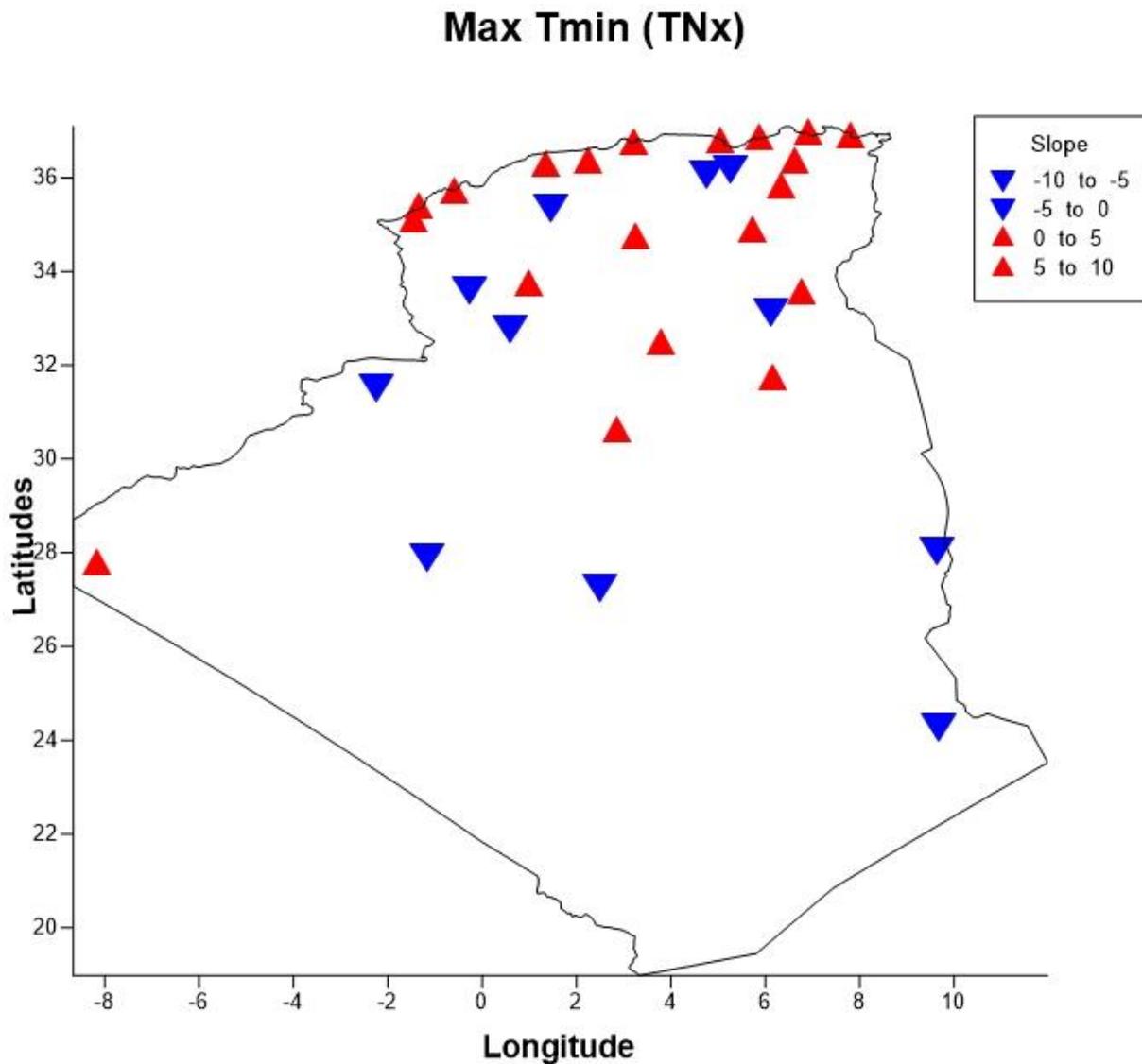


Figure 40 : Évolution des tendances de l'indice du maximum mensuel des températures minimales (TNx).

L'étude des tendances de l'indice du maximum mensuel des températures minimales (Figure 40), indique que les tendances sont négatives pour le littoral et certaines stations des hauts plateaux.

III.3.2.2.3 Les indices des extrêmes

- Les jours de gelé (FD0)

L'indice des jours de gelé, représente le nombre de jours par an où les températures minimales journalières sont au-dessous de 0°C . Soit $T_{n_{ij}}$ la température journalière minimale du jour i de la période j . Comptant le nombre de jours où $T_{n_{ij}} < 0^{\circ}\text{C}$ alors :

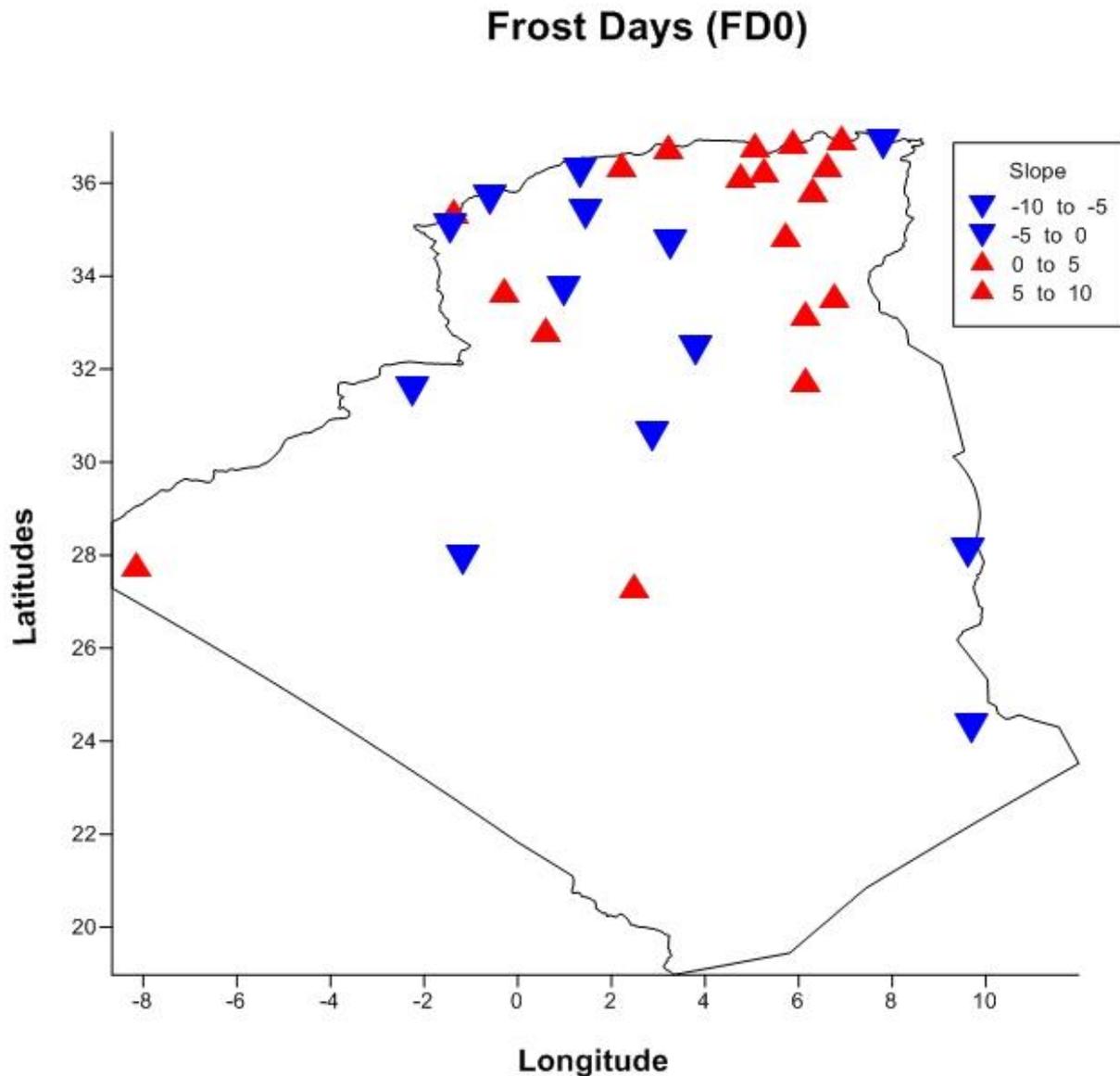
$$FD0(\text{Jours}) = \sum (T_{n_{ij}} < 0^{\circ}\text{C})$$


Figure 41 : Évolution des tendances de l'indice des jours de gelé (FD 0).

L'étude des tendances de l'indice des jours de gelé (Figure 41) montre une faible variation des pentes de l'indice comprise entre $+0.9^{\circ}$ et -0.9° . Les tendances négatives concernent l'Est du pays, tandis que les pentes positives concernent l'Ouest. Ceci se traduit par une augmentation de l'occurrence des gelées à l'Est et sa diminution à l'Ouest.

Les extrêmes chauds

- Les jours d'été (SU25)

L'indice jours d'été ou journée dépassant 25°C représente le nombre de jours par an où la température journalière maximale est supérieure à 25°C. Soit T_{xij} la température journalière maximale du jour i de la période j , le nombre de jours où : $T_{xij} > 25^{\circ}\text{C}$

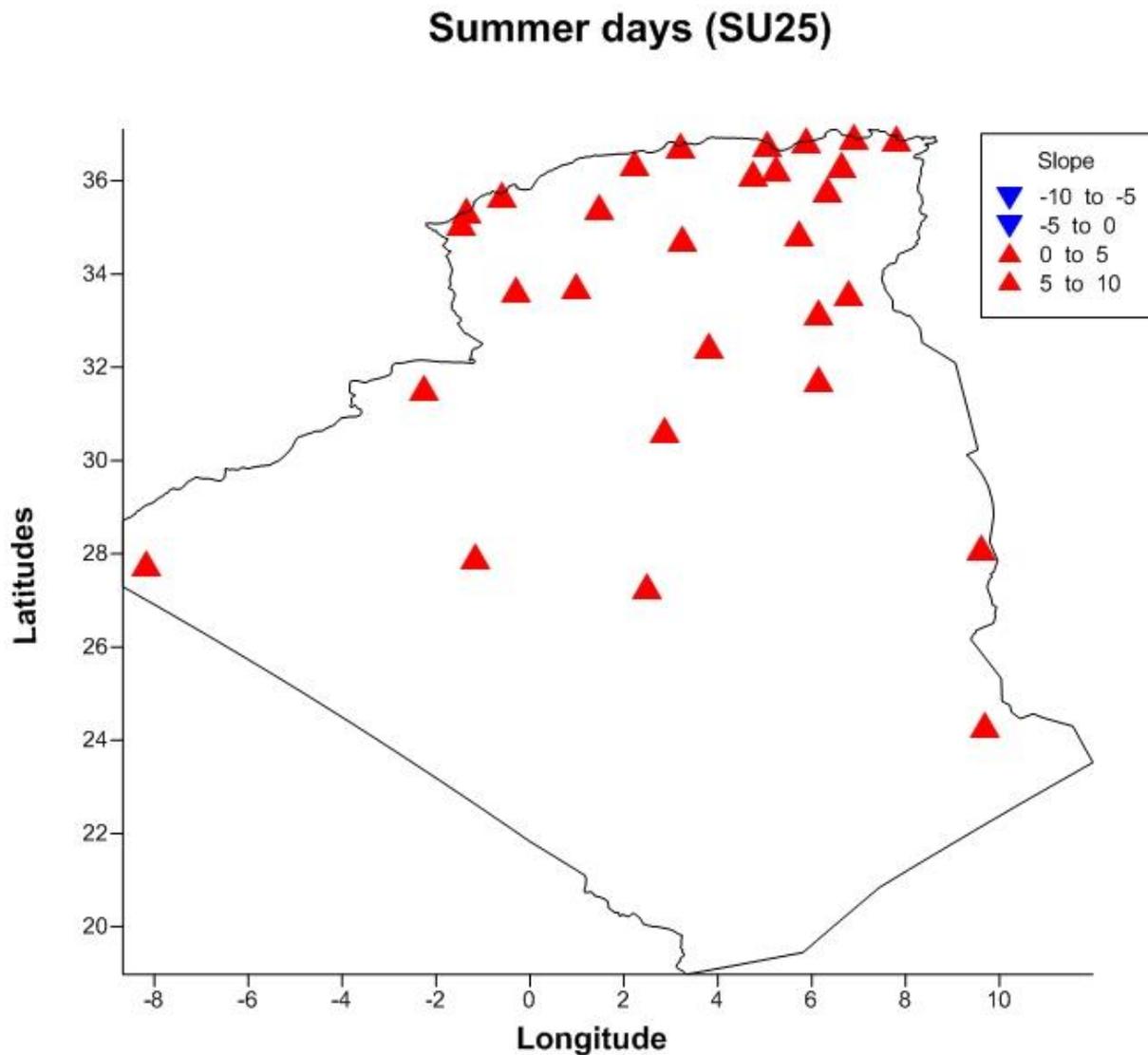


Figure 42 : Évolution des tendances de l'indice des jours d'été dépassants 25°C (SU 25).

L'étude des tendances de l'indice qui représente les jours d'été (Figure 42), montre des tendances positives hautement significatives expliquant un réchauffement significatif de la zone d'étude.

- **Les nuits tropicales (TR20)**

L'indice des nuits tropicales représente le nombre de jours par an où les températures journalières minimales excèdent un seuil donné de 20°C. Soit $T_{n_{ij}}$ la température journalière minimale du jour i de la période J . Nombre de jours où : $T_{n_{ij}} > 20^{\circ}\text{C}$

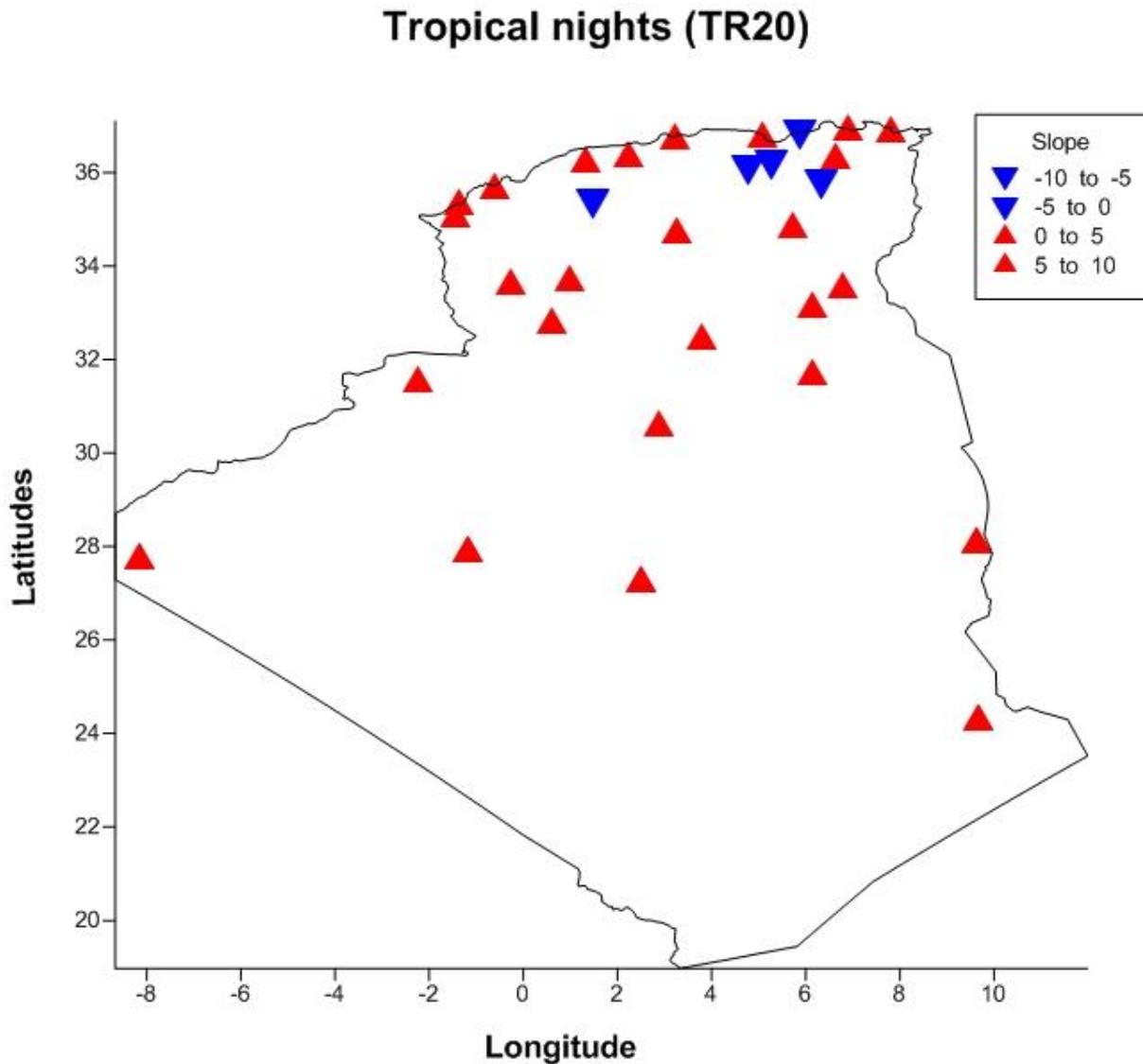


Figure 43 : Évolution des tendances de l'indice des nuits tropicales (TR 20).

La carte des tendances de l'indice des nuits tropicales (Figure 43) confirme les résultats des autres indices des températures minimales soit le réchauffement des nuits. Sauf pour la zone subhumide (Nord-Est).

III.3.2.2.4 Les indices thermiques de durée

- L'indicateur des séquences froides (CSDI)

L'indice des séquences froides CSDI représente le nombre de jours par année ayant au moins six jours consécutifs avec des températures minimales inférieures au 10^{ème} percentile. Soit T_{nij} la température journalière minimale du jour i de la période j et $T_{x_{in}10}$ est le jour du 10^{ème} percentile centré dans cinq jours. Ensuite, le nombre de jours par période est résumé dans des intervalles d'au moins six jours consécutifs : $T_{nij} < T_{in10}$

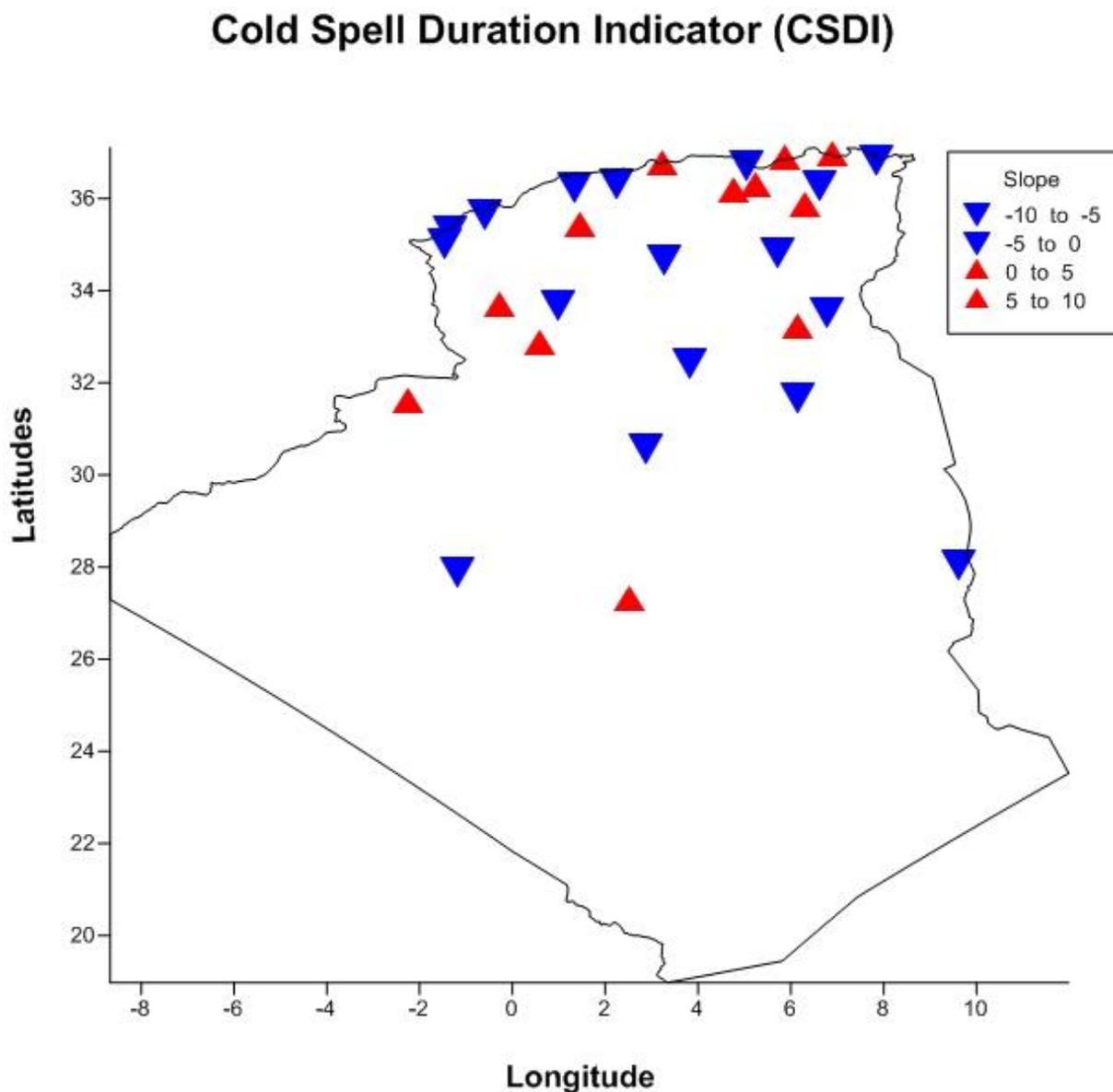


Figure 44 : Évolution des tendances de l'indice des séquences froides (CSDI).

L'étude de l'évolution de l'indice des séquences froides permet de montrer de fortes tendances à la baisse dans 50% de notre région d'étude, reflétant une diminution des séquences

froides en Algérie (Figure 44) sauf pour certaines stations en particulier les zones subhumides de l'Algérie.

Les extrêmes chauds WSDI

- **L'indicateur des séquences chaudes (WSDI)**

L'indice des séquences chaudes WSDI représente le nombre de jours par année ayant au moins six jours consécutifs avec des températures maximales supérieures au 90^{ème} percentile. Soit T_{xij} la température journalière maximale du jour i de la période j et $T_{x_{in}90}$ est le jour du 90^{ème} percentile centré dans cinq jours. Ensuite, le nombre de jours par période est résumé dans des intervalles d'au moins six jours consécutifs : $T_{xij} > T_{x_{in}90}$

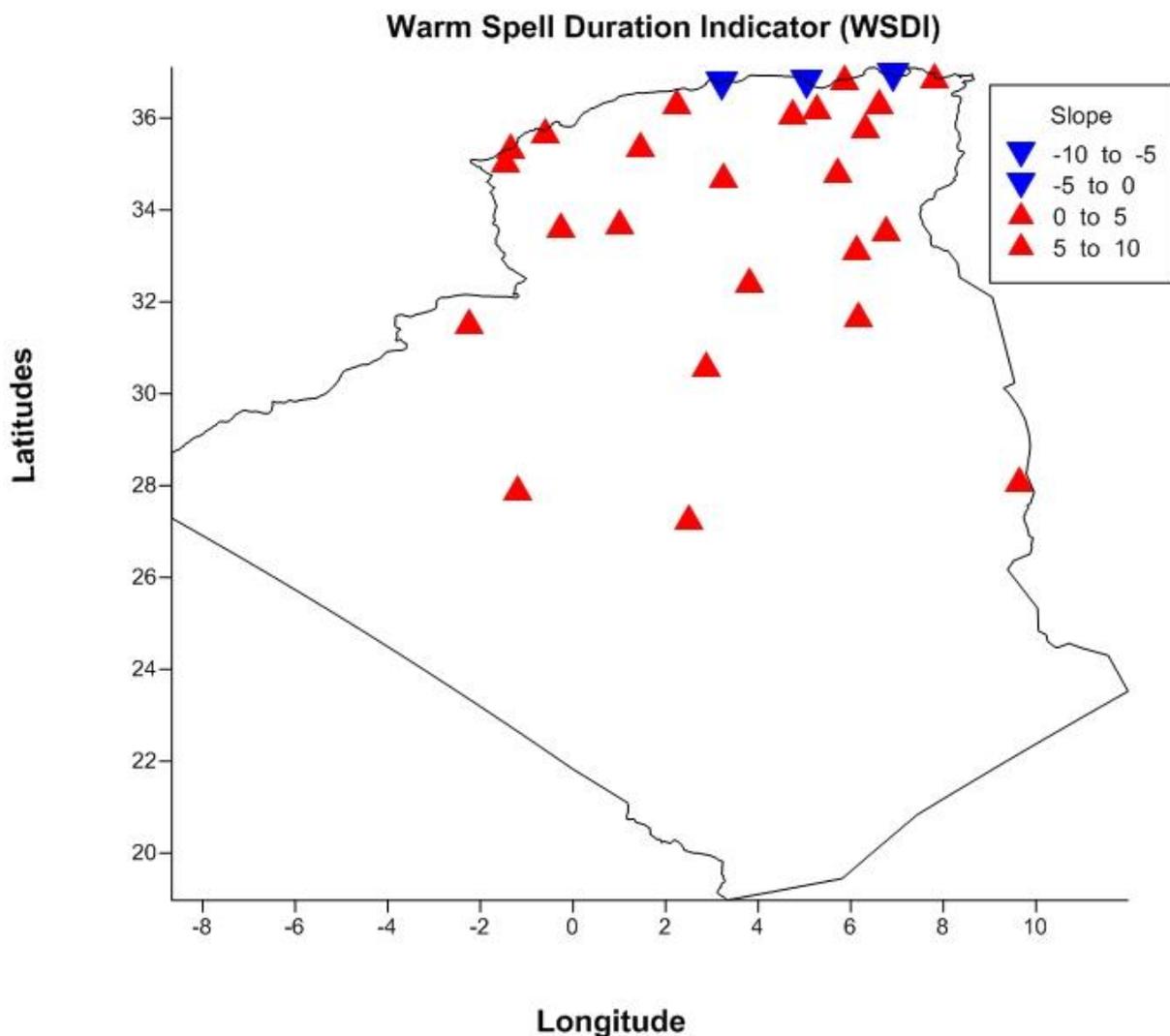


Figure 45 : Évolution des tendances de l'indice des séquences chaudes (WSDI).

L'examen des résultats obtenus pour l'indice des séquences chaudes (Figure 45) montre des tendances significatives à la hausse dans 95% des stations.

III.3.2.3 Autres indices thermiques

- La longueur de la saison de croissance (GSL)

Soit T_{ij} la température moyenne du jour i de la période j . Compter le nombre de jours entre la première occurrence d'au moins 6 jours consécutifs avec $T_{ij} > 5^{\circ}\text{C}$ en 6 jours consécutifs avec $T_{ij} > 5^{\circ}\text{C}$

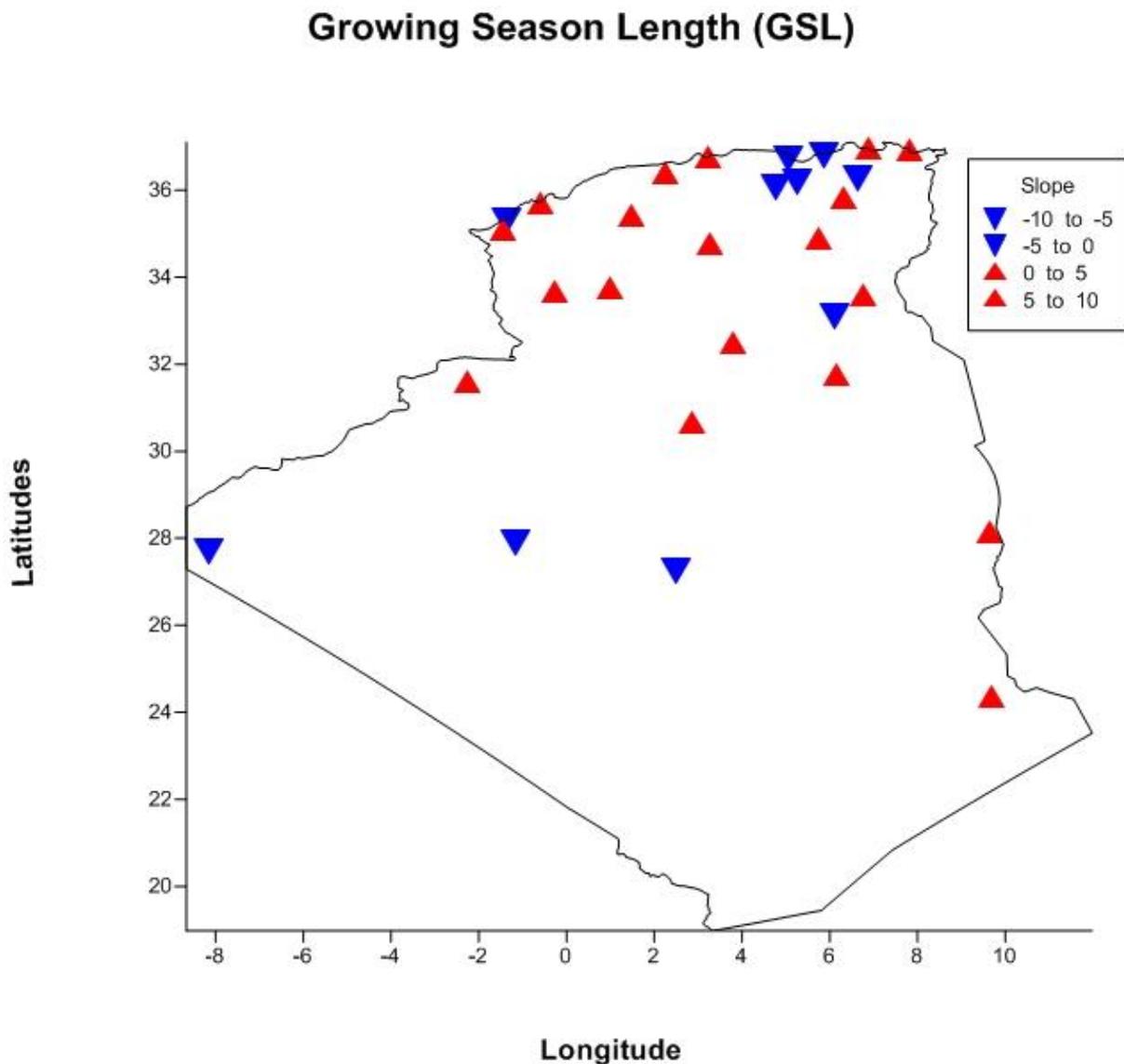


Figure 46 : Évolution des tendances de l'indice de la longueur de la saison de croissance (GSL).

L'ampleur de la variabilité spatiale enregistrée pendant l'étude de l'évolution de l'indice qui représente la longueur de la saison de croissance est très importante dont l'impact sur les

écosystèmes sera trop important. Cette tendance est négative dans les régions subhumides du Nord-Est (Figure 46).

- **L'amplitude thermique diurne (DTR)**

L'indice de l'amplitude thermique diurne représente la différence moyenne mensuelle entre la température maximale et la température minimale. Soit Tx_{ij} et Tn_{ij} la température maximale et minimale journalière respectivement du jour i de la période j . Si i représente le nombre de jours dans j , alors :

$$DTR_j = \frac{\sum_{i=1}^I (Tx_{ij} - Tn_{ij})}{I}$$

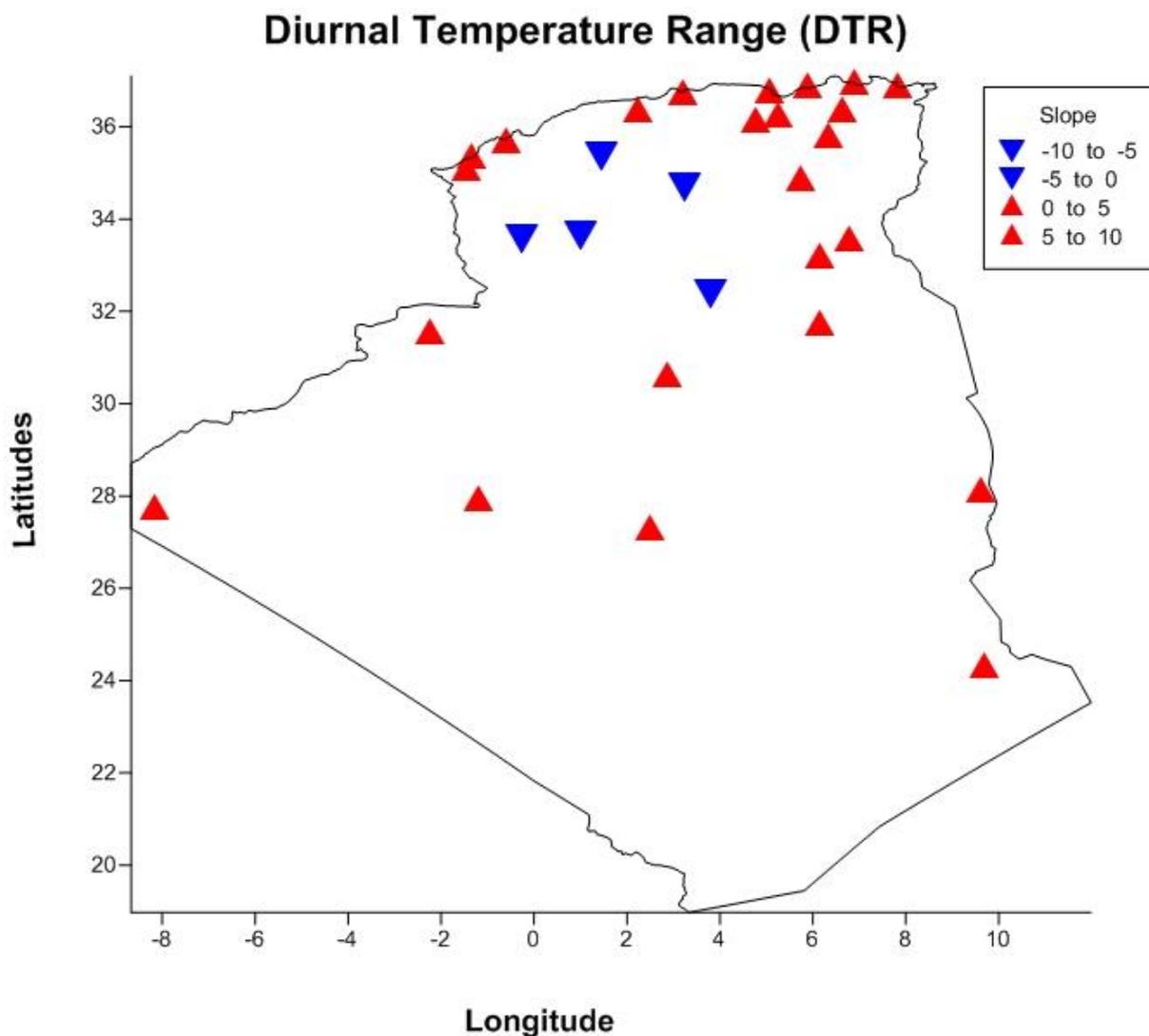


Figure 47 : Évolution des tendances de l'indice d'amplitude thermique diurne (DTR).

L'analyse des résultats de l'amplitude thermique diurne (Figure 47) montre que peu de stations ont des tendances négatives notamment au Nord-Ouest dans la partie hors du littoral. Cependant tout le reste de l'Algérie a des tendances positives de cet indice. Montrant ainsi une augmentation des températures entre le jour et la nuit. Cet indice joue un rôle important pour interpréter l'évolution de la désertification, s'il est combiné avec un indice de température. Il peut aussi nous renseigner sur les zones à risque de canicule et de vagues de chaleurs.

III.4 Conclusion

L'étude de détection de changement climatique faite sur l'Algérie, montre que la fréquence de jours chauds a augmenté significativement et la fréquence de jours froids a diminué significativement, ainsi que les extrêmes de températures et leur amplitude sont tous à la hausse, ce qui se traduit souvent par des canicules dangereuses fréquentes en été et, qui exprime le réchauffement de la région d'étude. L'étude montre aussi que les fréquences de fortes pluies ont augmentées, ce qui se traduit aussi par des risques d'inondations.

IV. Etude de l'impact du changement climatique en agriculture.

Il s'agit d'estimer la variabilité du rendement à long terme en se basant principalement sur des scénarios climatiques futurs contradictoires mais probables. Sachant toutefois que la résolution des modèles de Circulation Générale est très faible, leurs sorties peuvent ne pas être représentatifs des points d'impacts à considérer. Afin d'améliorer cette résolution et utiliser convenablement les sorties des modèles climatiques, il est nécessaire de procéder à la réduction d'échelle spatiale allant jusqu'à 11km. Cette réduction d'échelle est connue sous le nom de « downscaling », elle s'opère de deux manières : (i) le downscaling dynamique et (ii) le downscaling stochastique. La méthode statistique permet de trouver une série de données issue des sorties du modèle climatique au point le plus proche de la simulation agricole dérivée d'une régression trouvée entre les données observées et le point de grille le plus proche.

Les données issues de la réduction d'échelle du GCM, ne sont pas directement injectées dans le modèle de simulation de culture, elles sont utilisées pour calculer les écarts entre la période actuelle et les périodes futures constatées dans les paramètres climatiques. Ces écarts sont ensuite utilisés pour le forçage dans la génération des données par un « Stochastic Weather

Generator » en l'occurrence « LARS-WG ». Les données générées sont ensuite utilisées comme données d'entrées du modèle de simulation de culture STICS.

Suite à la préparation des données d'entrées du model STICS, un protocole de simulation est mis en place, le plus simple est de fixer le type de sol et de culture pour toutes les simulations en faisant varier que le climat. Cette analyse nous a permis d'observer et comparer les rendements simulés des deux scenarios considérés pour les zones céréalières de l'Ouest, du Centre et de l'Est des hauts plateaux de l'Algérie pour trois périodes 2030, 2060 et 2090 (Figure 48). Les régions sont choisies selon un découpage fait sur les données de précipitations à l'aide d'une Analyse en Composantes Principales et d'une classification automatique.

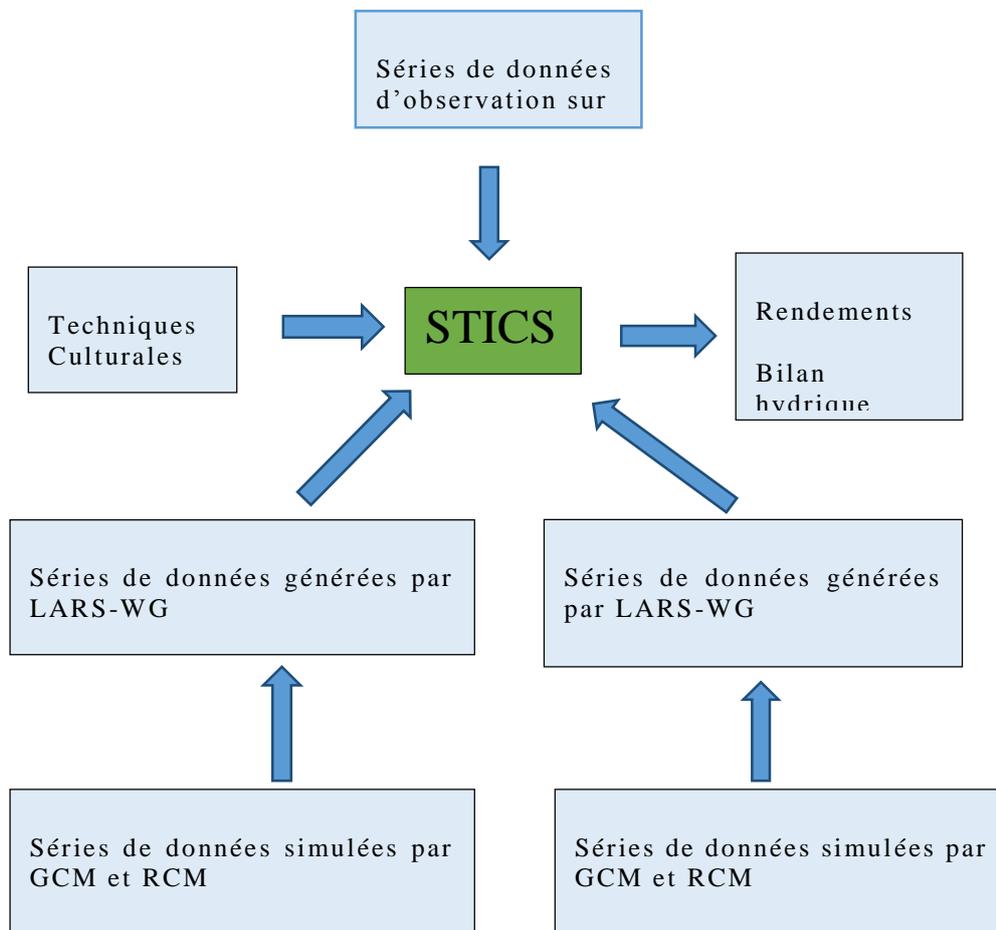


Figure 48 : présentation d'un schéma qui résume la méthodologie utilisée pour étudier les impacts du changement climatique.

IV.1 Réduction d'échelle des données scénarios de changement climatique

Les GCM ont typiquement une résolution horizontale d'environ 300km, leurs résolutions sont très grossières, leurs représentations de la surface de la terre est très lissée par rapport à la réalité, avec des conséquences d'utilisation sur la véracité des résultats de la simulation climatique (Christian, 2005) dans les études d'impacts.

L'obtention des données climatiques de meilleure résolution à partir d'une sortie de modèles dynamiques (GCM ou RCM) repose sur l'établissement des relations significatives entre les climats locaux et ceux de grande échelle, ce qui permet d'obtenir des données représentatives du site en supposant que ces relations demeureront valides dans les conditions climatiques futures. Le passage d'une grande échelle spatiale, à une échelle locale est réalisé par les modèles régionaux du climat (RCM).

IV.1.1 Génération des données temporelles du climat

La génération des données journalière du climat ou *downscaling* temporel est réalisé par le logiciel LARS-WG, qui a déjà été utilisé dans plusieurs études du climat et a donné de bons ajustements résultats quant à l'utilisation des séries simulées. Ce logiciel a été retenu pour créer des séries de données climatiques futures au pas de temps journalier, basées sur les variations mensuelles prévues par les sorties de GCM et RCM (González et al., 2005).

IV.1.2 Impact du changement climatique sur la production agricole.

La zone des hauts plateaux Algériens est divisée en 3 régions (Ouest, Centre et l'Est). Cette régionalisation se base principalement sur le paramètre précipitation. Deux scénarios contradictoires (A1 et B2) plausibles sont choisis, ils correspondent, respectivement à un monde très hétérogène ou à un autre qui est convergent avec changement rapide des structures économiques, dématérialisation et introduction de technologies « propres ». La simulation est faite pour trois périodes futures (2020-2040 ; 2050-2070 ; 2080-2100).

Le principe est de calculer des écarts mensuels pour chaque variable climatique, entre le climat mensuel moyen simulé sous les effets du changement climatique et le climat de la série de référence (Brisson et al., 2005). LARSWG génère une série d'années synthétiques sans logique de succession temporelle et forcées par les écarts mensuels calculés pour les Précipitations moyennes, les durées de séquences sèches, les durées de

séquences humides, la moyenne des températures minimales, la moyenne des températures maximales, la variabilité des températures journalières et la moyenne du rayonnement globale, Les données ainsi générées sont introduite dans le modèle de simulation de culture STICS.

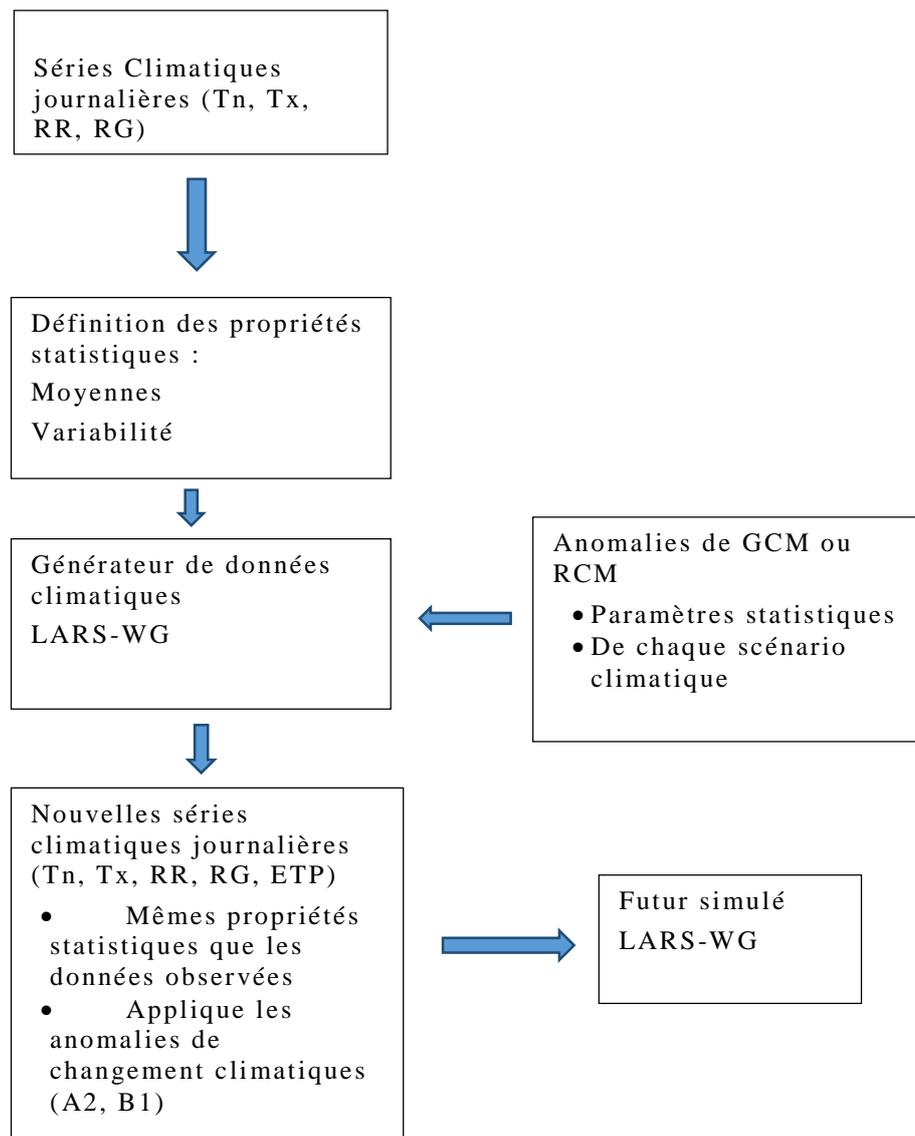


Figure 49 : Schéma décrivant la méthode des anomalies appliquées dans un générateur climatique LARS-WG. Tn est la température minimale ; Tx est la température maximale ; RR est la pluviométrie et RG est le rayonnement global.

Pour utiliser la méthodologie des anomalies directes, nous avons utilisé des données réelles issues d trois stations météorologiques de l'ONM, ainsi que les données des scénarios climatiques A2 et B1 issus du modèle AGCM3 du centre canadien d'analyse et de modélisation.

Une réduction d'échelle des données du modèle AGCM3 a été faite à l'aide du Modèle Régional(RegCM4) qui a été développé initialement au Centre National en Recherche Atmosphérique (NCAR, Boulder) puis amélioré à la Section des Physiques du Système de la Terre (ESP) du Centre International de Physique Théorique (ICTP, Trieste). Une génération de données climatique est ensuite opérée à partir des données issues de RegCM4 et celles réellement observées pour les stations choisies et supposées représenter les régions climatiques Est, Ouest et Centre (Tiaret, Setif et Oum-El-Bouagui).

Les données scénarios A2 et B1 des points de grille les plus proches des stations de références pour les périodes 2020-2040, 2050-2070 et 2080-2100. Pour la simulation agronomique, la culture utilisée. Pour chaque simulation, nous avons utilisé deux années moyennées sur 50 années générées par LARS-WG.

IV.2 L'environnement de STICS

Le modèle STICS est interfacé avec 5 fichiers d'entrée (Figure 50). Le fichier travail.usm décrit la simulation en spécifiant le nom des fichiers d'entrée, les conditions initiales et la période de simulation. Les fichiers stat.dat et NomEssai.lai (.obs) donnent les variables de forçage au pas de temps choisi pour la simulation. Les fichiers NomEssai.tec, param.sol, NomPlante.plt et param.par précisent les paramètres liés à l'itinéraire technique, au sol, à la plante et les paramètres structuraux utiles à la simulation.

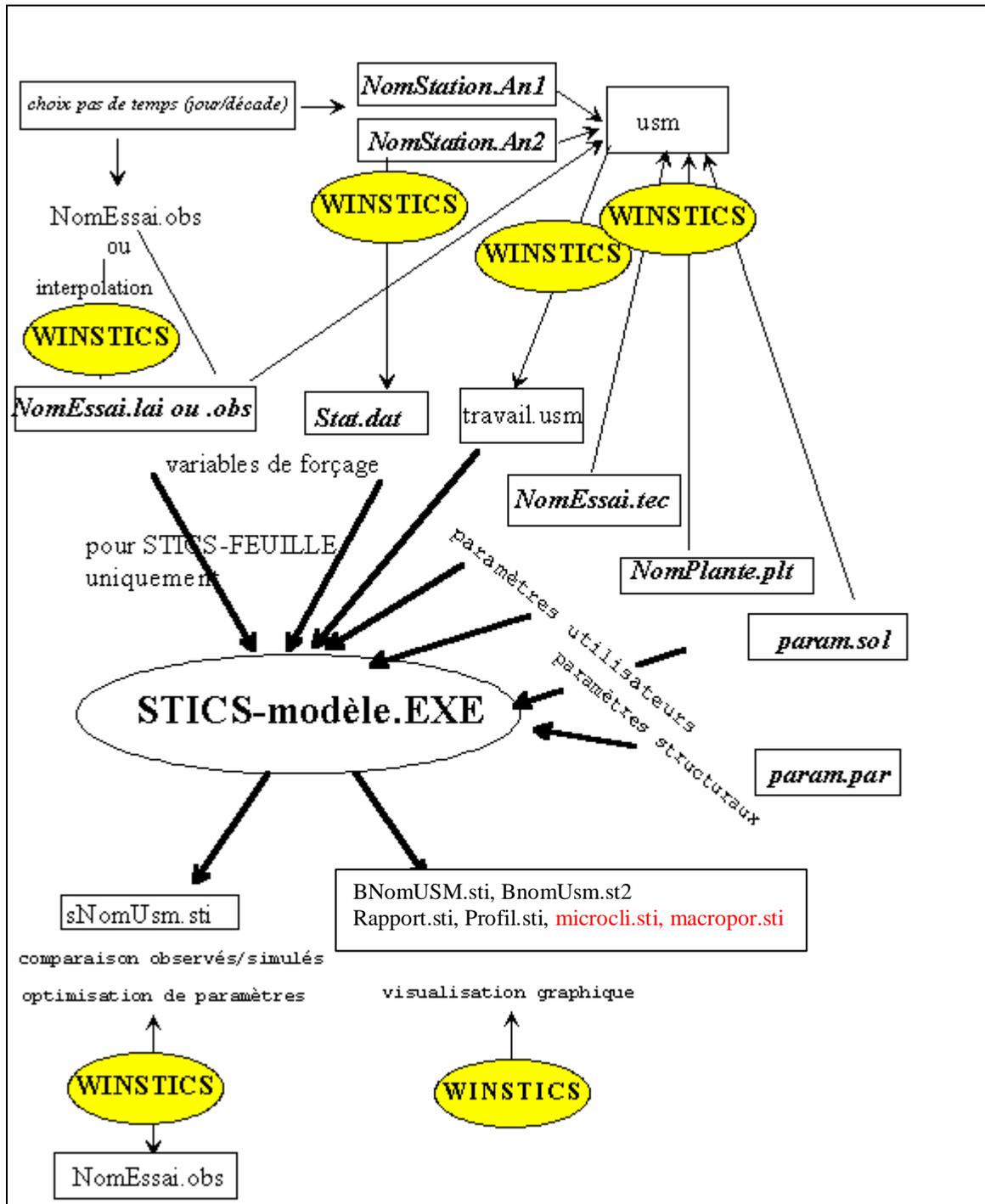


Figure 50 : Schéma entrées/sortie de STICS et rôle de WINSTICS (notice de STICS).

IV.2.1 Notion d'Unité de Simulation

L'unité de simulation (USM) est une combinaison d'une situation pédoclimatique, avec une culture et une gestion technique. Une USM rassemble toutes les informations nécessaires à l'exécution d'une simulation : les caractéristiques du sol et son contenu initial en eau et en azote, les caractéristiques éco-physiologiques et agronomiques de la culture, toutes les actions de l'itinéraire technique réalisées sur la culture et le sol pendant le cycle cultural, les conditions

climatiques journalières pendant la période de simulation, et naturellement les dates de début et fin de simulation définies par l'utilisateur du modèle. Dans la pratique, un fichier USM inclut les noms du fichier sol (*.SOL), du fichier plante (*.PLT), des fichiers climatiques (un fichier climatique par année calendaire, et du fichier technique (*.TEC).

Tous ces fichiers ont un format spécifique au modèle. Selon les objectifs de l'utilisateur, l'USM peut être créée pour simuler des cycles annuels de la culture, ou pour réaliser des enchaînements de plusieurs années de culture.

IV.2.2 Les variables de forçage

Les données indispensables pour faire tourner le modèle sont celles qui caractérisent une situation agronomique supposée homogène, correspondant à une parcelle du blé. Les variables de forçage sont classées en quatre catégories :

- Les variables climatiques journalières ;
- Les caractéristiques permanentes du sol ;
- Les pratiques culturales (fertilisation, irrigation, travail du sol, etc.) ;
- Les paramètres liés à la plante.

Forçages climatiques

Les variables climatiques indispensables à l'exécution du modèle sont : les températures minimales et maximales journalières et le cumul journalier des précipitations, le rayonnement solaire global journalier qui souvent dérivé de la durée d'insolation. L'évapotranspiration potentielle peut être aussi utilisée comme entrée du modèle si elle est disponible. Dans le cas contraire, elle peut être calculée par STICS selon l'une des trois méthodes : la méthode de Priestly et Taylor (1972), la méthode de Penman (1948) et la méthode de schuttleworth-Wallace (schuttleworth et Wallace, 1985).

IV.2.3 Le fichier de sortie

STICS permet d'obtenir différents types de fichiers de sorties, seul le fichier bilan de simulation qui donne les informations de base telles que les données d'entrées, les phases de développement de la culture, la croissance et les composantes du rendement, bilan eau et azote sur le cycle a été pris en considération (Annexe).

V. Impacts du changement climatique en deux scénarios

La simulation est réalisée en deux scénarii climatiques (A2 et B1) pour les trois (03) périodes choisies centrées en 2030, 2060 et 2090. Le protocole adopté consiste à simuler le développement d'une culture céréalière choisie en fonctions de l'évolution du climat selon deux scénarios climatiques.

Afin d'avoir une idée sur l'évolution des rendements futures simulés par le modèle de développement de cultures. Les fichiers de données climatiques générés par LARS-WG sont mis au format d'entrée du modèle STICS, les résultats obtenus sont regroupés dans la Figure 51 qui montre que quel que soit le scénario choisi parmi les deux, l'Ouest et le centre de l'Algérie seront caractérisés par de faibles rendements qui diminueront davantage avec le temps.

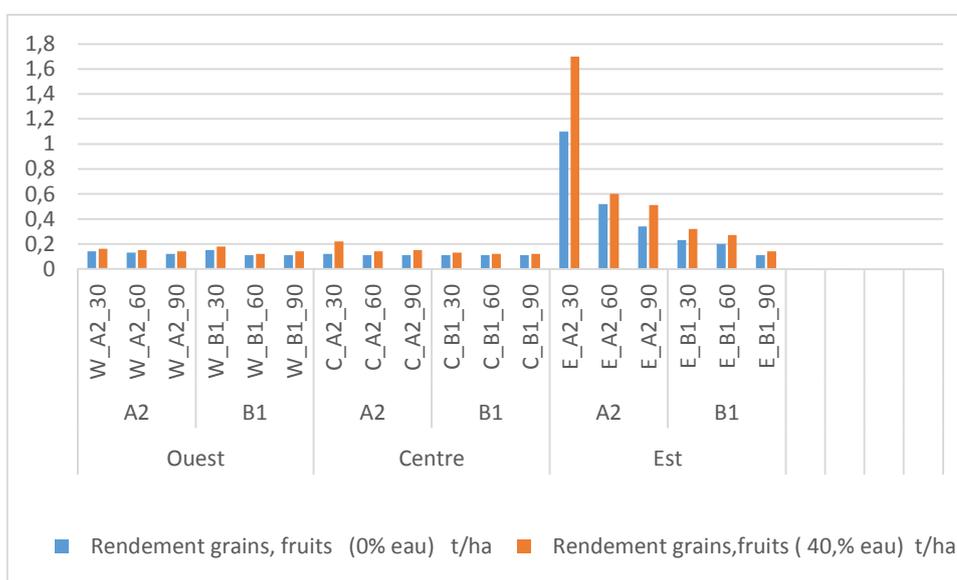


Figure 51 : comparaison des rendements simulés entre les trois régions (Ouest, Centre et Est) en trois périodes par rapport aux scénarios A2 et B1.

L'Est observe des rendements meilleurs relativement aux Centre et l'Ouest pour les deux scénarios. Pour l'Est, le scénario A2 donne de meilleurs rendements que le scénario B1, mais en diminution entre 2020 et 2100.

Nous avons aussi analysé le graphe du nombre de jours échaudant ou froids donné par le modèle STICS (Figure 52), nous remarquons que pour toutes les régions, le nombre de jours échaudant ou froids est élevé si le scénario A2 est adopté ; ce nombre est relativement moins important si le scénario B1 est adopté.

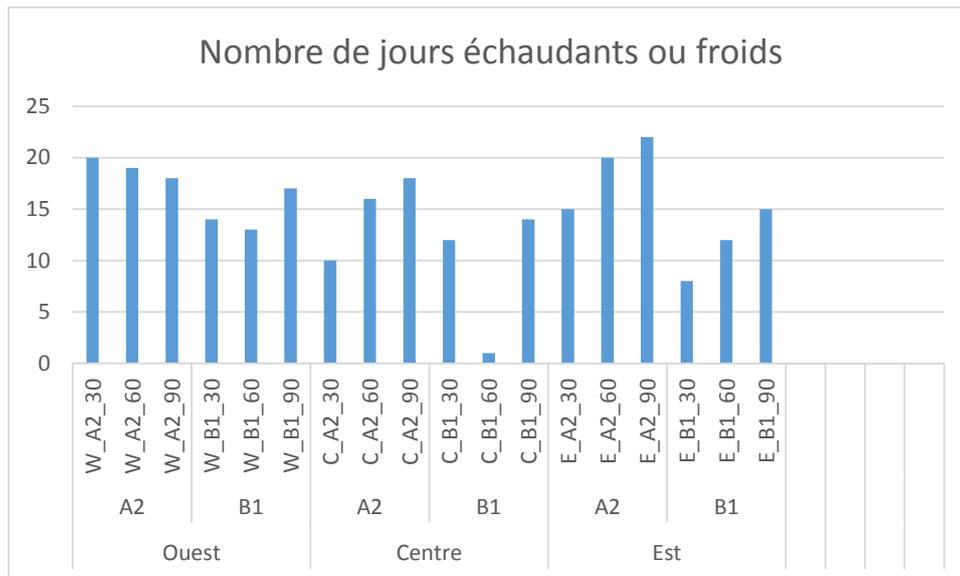


Figure 52 : Nombre de jours échaudant ou froids réparti par régions et par scénarios.

Nous avons jugé utile de présenter la production de CO₂ par le sol sachant que l'un des secteurs émetteurs de CO₂ dans le ciel est le secteur de l'agriculture. La Figure 53 montre bien que le scénario A2 pour l'Est émet davantage de CO₂ par les activités agricoles. Rappelons aussi que les valeurs simulées n'ont aucune signification, par contre les écarts sont importants dans les prises de décision.

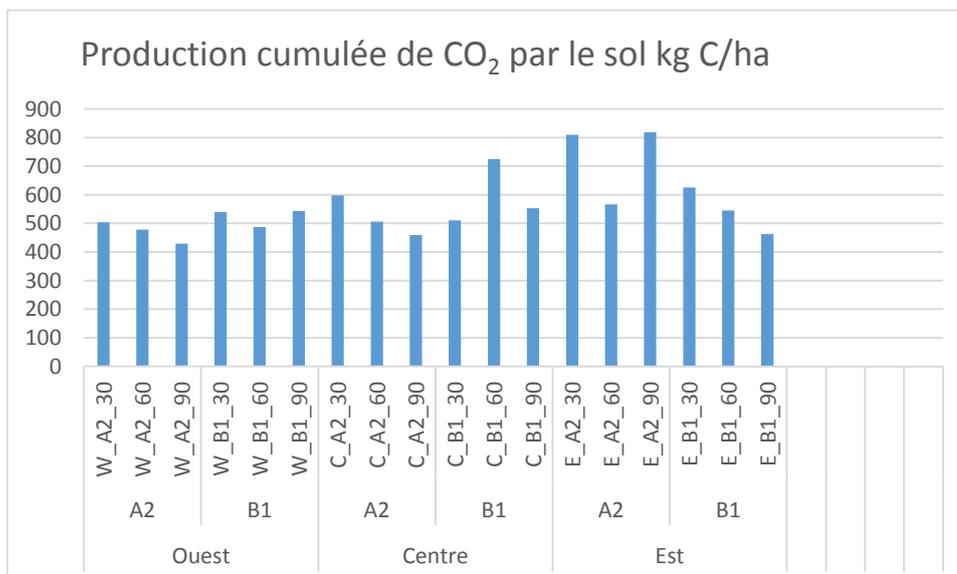


Figure 53 : Production cumulée de CO₂ par le sol réparti par régions et par scénarios.

La Figure 53 a permis de voir que les émissions de CO₂ sont plus importantes dans la région Est par rapport au Centre et à l'Ouest quel que soit le Scénario.

Le scénario B1 pour la région Est, montre une diminution progressive des émissions de CO₂ dans le temps. Alors que pour le scénario A2, les émissions de CO₂ sont relativement élevées par rapport aux autres régions. Ces émissions concernent seulement le CO₂ des cultures. D'autres émissions sont importantes et nous devons en tenir compte, ce sont les émissions du méthane d'animaux d'élevage (Charmley E., 2015)

Conclusion Générale

Selon certains auteurs, à long terme, les températures pourraient augmenter de 3°C d'ici 2050 et peut être dépasser les 5°C en 2100, alors que les précipitations diminueraient de 10 à 30 % d'ici 2050 et de 20 à de 50 % en 2100 avec une augmentation des pluies hivernales et printanières et une diminution des pluies estivales (Rousset, 2006). C'est alarmant comme chiffres mais à prendre avec précaution. La terre s'est réchauffée d'au moins 1°C depuis le début du siècle et comme tout être vivant elle réagit à cette augmentation par un dérèglement climatique. Le réchauffement est une moyenne calculée sur tout le globe. Du point de vue amplitude, il n'est pas le même dans toutes les régions du globe, car certaines se sont refroidies. Ce travail a débuté par une détection du changement climatique dans les paramètres (températures et précipitations) ; il a permis de cerner une approche méthodologique d'évaluation de l'impact du Changement climatique sur l'agriculture lorsqu'il est confirmé. Plusieurs modèles sont utilisés, du modèle climatique au modèle de culture en passant par des modèles stochastiques. Le modèle de culture est utilisé de façon pertinente afin d'économiser le temps d'expérimentations impossibles de réaliser en cas d'étude d'impact de changement climatique. Les données des stations météorologiques retenues ont été analysées pour détecter des valeurs aberrantes et tester leurs homogénéités. Des données storyline du modèle global canadien ont été téléchargées. Deux scénarios contradictoire mais probable sont retenus pour les simulations (A2 et B1). L'analyse des sorties du modèle de développement de cultures forcé par des climats scénarios sont analysés. Les paramètres analysés sont (i) le rendement d'une variété de blé dur fixe pour toutes les régions et tous les scénarios. (ii) le nombre de jours échaudant ou froids et (iii) la quantité de CO₂ cumulée émise par le sol et la plante. Les rendements sont très faibles quel que soit le scénario choisi à l'Ouest et au Centre. Ces rendements diminuent d'avantage avec le temps. Relativement aux régions Centre et Ouest, l'Est observe des rendements plus élevés pour les deux scénarios. Le scénario A2 donne de meilleurs rendements que le scénario B1 mais en diminution entre 2020 et 2100 à l'Est. Ceci peut s'expliquer par le fait que durant le scénario A2, la teneur en CO₂ dans l'atmosphère pourrait augmenter la productivité agricole, elle agit à la fois sur l'efficacité de conversion de l'énergie solaire en biomasse et sur la transpiration. Les résultats obtenus ne peuvent être utilisés comme prévision pour le futur, mais comme preuves de changement climatique affectant nos régions et affectant les fluctuations de la production agricole.

Références bibliographique

- Affholder F., 2001 : Modélisation de culture et diagnostic agronomique régional. Mise au point d'une méthode et application au cas du maïs chez les petits producteurs du Brésil Central. Thèse doctorat, Ina, Paris-Grignon.
- Aguilar, F.J., Carvajal, F., Aguilar, M.A., Agüera, F., 2007: Developing digital cartography in rural planning applications. *Computers and Electronics in Agriculture*, 55, pp. 89-106.
- Ahrens, C. Donald. 2000: *Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment*. Pacific Grove, CA Brooks/Cole Pub.
- Akbari Hashem, Surabi Menon and Arthur Rosenfeld, 2008 :.Global cooling : increasing worldwide urban albedos to offset CO2.» *Climatic Change*, DOI 10.1007/s10584-008-9515-9
- Alexander L.V., Zhang X., Peterson T.C., Caesar J., 2007: Global Observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *J. Geophys. Res.*, 111, 1-22.
- Alexandersson H, Moberg A. 1997a: Homogenization of Swedish temperature data. Part I: homogeneity test for linear trends. *International Journal of Climatology* 17 : 25-34.
- Alexandersson H., 1986: A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology* 6: 661-675.
- Alpert, P., Osetinsky, I., Ziv, B., and Shafir, H., 2004: Semi-objective classification for daily synoptic systems: Application to the Eastern Mediterranean climate change, *Int. J. Climatol.*, 24, 1001–1011, doi :10.1002/joc.1036,.
- ANRH, 1993 : Carte Pluviométrique de l'Algérie du Nord à l'Echelle 1/500 000, Notice Explicative, 9 -10.
- Antipolis S., 2007 : -Suivi de la stratégie méditerranéenne pour le développement durable. Développement Agricole et Rural, Cahier des charges de l'étude régionale « Agriculture et changement climatique.
- Badarinath, K. V. S., Kharol, S. K., Kaskoutis, D. G., and Kambezidis, H. D., 2007: Influence of atmospheric aerosols on solar spectral irradiance in an urban area, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 69, 589–599.
- Barbottin A., 2004 : Utilisation d'un modèle de culture pour évaluer le comportement des géotypes : Pertinence de l'utilisation d'Azodyn pour analyser la variabilité du rendement et de la teneur en protéines du blé tendre, Thèse Doctorat, Institut National Agronomique Paris-Grignon Ecole.
- Baubion C., 2004:Impact du changement climatique Sur le bassin de la Seine Centre d'Informatique Géologique Ecole des Mines de Paris
- Meteo Belgique,. 2014 :Le climat, Introduction générale. <<https://www.meteobelgique.be/article/articles-et-dossier/le-climat/143-le-climat-introduction-generale.html>>.
- Bernardi M, et Gomme R., 2004:CLIMAGRI – Changements Climatiques et Agriculture Activités de la deuxième année .Développement d'un réseau sur les changements climatiques et l'agriculture pour les pays du bassin méditerranéen. Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture (FAO) Service de l'environnement et des ressources naturelles (SDRN) ,1-3

- Boote, K.J., Pickering, N.B., Allen, L.H., Jr., 1997.: Plant Modeling :Advances and gaps in our capability to project future crop growth and yield in response to global climate change. In : Allen, L.H., Jr., Kirkham, M.B., Olszyk, D.M.,Whitman, C.E. (Eds.), *Advances in Carbon Dioxide Effects Research (Special Publication No. 61)*. ASA-CSSA-SSSA, Madison, WI, 179-228.
- Bouazza Z., Jalil M., Charfi R, Zerouali. A., 2002: Vulnérabilité et adaptation du secteur irrigué au Maroc face aux impacts des changements climatiques, Des Travaux Publics, BP 8108, Casablanca, Maroc Département de l'Environnement; MATHUE, Rabat, Maroc. Conférence Internationale Organisée à AGADIR par l' ANAFID, 13-10
- Boutiba A, et Merabet B A., 2005 :L'irrigation de complément du blé dur. Influence de la nature du matériel végétal et de la variabilité climatique interannuelle dans une plaine semi-aride d'Algérie. Ed : Sciences &Technologie C-N°23, juin. Pb 72-79.
- Brázdil R, Pfister C, Wanner H, von Storch H, Luterbacher J 2005 :Historical climatology in Europe the state of the art. *Clim Change* 70 :363–430. doi: 10.1007/s10584-005-5924-1
- Brisson N., Déqué M., Diaz R.,DucharmaA.,Juin S., La bonvallet S.,2005 : Utilisation des scénarios de changement climatique dans un modèle de culture,1-3
- Brisson N., Ruget F., Gate P., Lorgeou J., Nicoulaud B., Tayot X., Plenet D., Jeuffroy M.H., Bouthier A., Ripoche D., Mary B, and Justes E., 2002 :STICS : a generic model for the simulation of crops and their water and nitrogen balances. II. Model validation for wheat and corn. *Agronomie*. 22: 69-93.
- Broecker, Wallace S.2006 : «Abrupt climate change revisited.» *Global and Planetary Change* 54, 211-215.
- Buell, C.E., 1979: On the physical interpretation of empirical orthogonal functions, *Preprints Sixth Conf. On Prob. And Stats. In Atmos. Sci., Banff, Alta., Amer. Meteor. Soc.*, 112.
- Campra, Pablo. 2011 :Global and Local Effect of Increasing Land Surface Albedo as a Geo-Engineering Adaptation/Mitigation Option : A Study Case of Mediterranean Greenhouse Farming. Juan Blanco and Houshang Kheradmand, ISBN 978-953-307-621-8.
- Casty, C., Wanner, H., Luterbacher, J., Esper, J., Böhm, R., 2005: Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500. *International Journal of Climatology* 25, 1855-1880.
- Caussinus, H., and O. Mestre, 2004: Detection and correction of artificial shifts in climate.*J. Roy. Stat. Soc.*, 53,405-425.
- Charmley E., S. R. O. Williams, P. J. Moate, R. S. Hegarty, R. M. Herd, V. H. Oddy, P. Reyenga, K. M. Staunton, A. Anderson and M. C. Hannah. 2015: A universal equation to predict methane production of forage-fed cattle in Australia. *Animal Production Science*.
- Chen, D. and H. W. Chen 2013: Using the Köppen classification to quantify climate variation and change : An example for 1901–2010". *EnvironmentalDevelopment*6 : 69-79. [doi:10.1016/j.envdev.2013.03.007](https://doi.org/10.1016/j.envdev.2013.03.007)
- CIC., 2000 -Rapport annuel des conseils international des céréales « CIC » pour l'année 2000
- Cubasch, U., Meehl, G. A., Boer, G. J., Stouffer, R. J., Dix, M., Noda, A., Senior, C. A., Raper, S., Yap, K. S., 2001: Projections of future climate change. *The Scientific Basis*. CUP, Cambridge, UK.

- Daget, P. 1977 : Le bioclimat Méditerranéen : Analyse des formes climatiques par le système d'Emberger. *Plant Ecology*, Volume 34, Issue 2, , 87-103.
- Daget, Philippe.1977 :Le bioclimat Méditerranéen : Analyse des formes climatiques par le système d'Emberger. *Plant Ecology*, Volume 34, Issue 2, : 87-103.
- De Wit, C.T., Brouwer, R. and Penning de Vries, F.W.T. 1970: The Simulation of Photosynthetic Systems. In : Setlik, I., Ed., *Prediction and Measurement of Photosynthetic Productivity*, Proceedings of International Biological Program/Plant Production Technical Meeting, Trebon, PUDOC, Wageningen, 47-70.
- De Gaetano, A.T. et M.D. Shulman, 1990: A climatic classification of plant hardiness in the United States and Canada, *Agric. For. Meteorol.*, 51, 333-351.
- Deniaux Ph., 2000:Les scénarios d'émission, Les enjeux de l'environnement .Outils et Ressources.
- Denoux E., Cassou Ch, et Valcke S., 2003:Les modèles de circulation générale. Les enjeux de l'environnement .Outils et Ressources.
- Djermoun A., 2009 : La production céréalière en Algérie : principales caractéristiques, *Revue Nature et Technologie*, (1), Université Hassiba Benbouali, Chlef : 45-53
- Ducré-Robitaille, J.-F., L. Vincent, and G. Boulet, 2003: Comparison of techniques for detection of discontinuities in temperature series. *Int. J. Climatol.*, 23, 1087–1101.
- Eliseev, A. V., and I.I. Mokhov, 2008: Eventual saturation of the climate-carbon cycle feedback studied with a conceptual model. *Ecol. Mod.*, 213 (1), 127-132, doi 10.1016/j.ecolmodel.2007.11.015
- Enright W., 2001:Changement d'habitudes, changement climatique, Analyse de base Institut canadien de la santé infantile .300-384, rue Bank Ottawa (Ontario) K2P 1Y4 CANADA
- Feliachi K., 2000:Programme de développement de la céréaliculture en Algérie. Dans : Acte du premier symposium international sur la filière blé 2000 - Enjeux et stratégies, Alger (Algérie), pp. 21-27.
- Folland CK, Karl TR, Christy JR, Clarke RA, Gruza GV, Jouzel J, Mann ME, Oerlemans J, Salinger MJ, Wang S-W, 2001: Observed climate variability and change, in *Climate Change, The Scientific Basis*, Cambridge Univ. Press, New York, 9-181.
- Fovell, R.G., M.-Y. Fovell, 1993: Climate zones of conterminous United States defined using cluster analysis, *J. Clim.*, 6, 2103-2135.
- FrichP., L. V. Alexander, P. Della-Marta, B. Gleason, M. Haylock, A. M. G. Klein Tank, T. Peterson.2002 :Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century,*Climate Research* 19 : 193-212.
- Fuglestedt, T. B. 2010. : Does black carbon abatement hamper CO2 abatement ? *Climatic Change*, DOI 10.1007/s10584-010-9941-3.
- Galliani, G. et F. Filippini, 1985: Climatic clusters in a small area, *J. Climatol.*, 5, 487-501.
- García de Cortázar Aauri I. 2006 : Adaptation dumodèle STICS à la vigne (*Vitis vinifera* L.). Utilisation dans le cadre d'une étude du changement climatique à l'échelle de la France., Thèse pour l'obtention du grade de docteur de l'Ecole Nationale Supérieure d'Agronomie de Montpellier, 349pp.

- Garcia de Cortázar Atauri I., Brisson N, et Seguin B., 2006 : Estimation de l'impact du changement climatique sur les résultats agronomique de la vigne avec le modèle STICS. Unite Climat Sol Environnement, INRA, Site Agroparc, domaine St-Paul, F-84914, Avignon cedex 9, France.
- Gates, W.L., 1981: Physical Basis of Climate, pp. 3-19 in Berger, A., ed. Climatic Variations and Variability: Facts and Theories. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland.
- Gerald A. Meehl, Francis Zwiers, Jenni Evans, Thomas Knutson, Linda Mearns and Peter Whetton.2000 ; «Trends in Extreme Weather and Climate Events : Issues Related to Modeling Extremes in Projections of Future Climate Change.» Bulletin of the American Meteorological Society : 427-436.
- GIEC., 1996 - 2ème rapport Le Deuxième rapport du GIEC « inventaires nationaux de gaz à effet de serre ».
- GIEC., 2007 : 4ème rapport du Le quatrième rapport d'évaluation du GIEC ou « Climate change 2007 ».
- GIEC., 2001 : Impacts, adaptation and vulnerability to climate change. Third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University press.
- Giorgi, F., 2006. : Climate change hot-spots. Geophys. Res. Lett. 33, L08707. Doi:10.1029/2006GL025734.
- Grimmer, M. 1963: The space-filtering of monthly surface temperature anomaly data in terms of pattern, using empirical orthogonal function. Q.J.R. Meteorol. Soc., 89, 395-408.
- Guiot J, Nicault A, Rathgeber C, Edouard JL, Guibal F, Pichard G, Till C 2005: Last-millennium summer temperature variations in western Europe based on proxy data. Holocene 15: 489–500. doi :10.1191/0959683605hl819rp
- Guttman, 1993: The use of L-moments in the determination of regional precipitation climates, J. Clim., 6, 2309-2325.
- Hadria R., 2006 : Adaptation et spatialisation du model STICS pour la gestion d'un périmètre irrigué en milieu semis aride .Thèse Doctorat. Université Cadiayyad, Faculté des sciences Semlalia-Marakeche
- Hanks R. J., Klute A, et Bresler E., 1969: A numeric method for estimating infiltration, redistribution drainage and evaporation of water from soil. Water Resource. Res. 5, 1064-1069.
- Hansen, S., Jensen, H.E., Nielsen, N.E. and Svendsen, H. 1990: DAISY: Soil Plant Atmosphere System Model. NPO Report No. A 10. The National Agency for Environmental Protection, Copenhagen, 272 pp.
- Harrison, M.S.J. 1995 : La Prévision Mensuelle dans les Régions Extratropicales. Bull. OMM, Vol. 43 (3), 216-221.
- Negin Heidari et Joshua M. Pearce., 2016: A Review of Greenhouse Gas Emission Liabilities as the Value of Renewable Energy for Mitigating Lawsuits for Climate Change Related Damages. Renewable and Sustainable Energy Reviews 55C, 899-908. DOI: 10.1016/j.rser.2015.11.025
- Hirche A., A. Boughani et M. Salamani, 2007 : Évolution de la pluviosité dans quelques stations arides algériennes. Science et changement planétaire/Sécheresse, Vol.18, N°4 314-20

- Hong Liao, Wei-Ting Chen, John H. Seinfeld. 2006 : «Role of climate in global prediction of future tropospheric ozone and aerosols.» JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 111, D12304.
- Hubert P., Carbonnel J.P., Chaouche A. 1989 : Segmentation des séries hydrométéorologiques. Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest, J. of Hydrology, 110, 349-367.
- Hufty A., 2001. : Introduction à la climatologie, Les presses de l'Université de Laval, De Böeck Université, 545 p.
- Hulme M., Wigley T M L., Barrow E M., Raper S C B., Centilla A., Smith S. and Chipanshi A C., 2000 : .Using a Climate Scenario Generator for Vulnerability and Adaptation Assessments : MAGICC and SCENGEN Version 2.4 Workbook, Climatic Research Unit, UEA, Norwich.
- Huntington, H.P. et S. Fox 2005: « The changing Arctic: Indigenous perspectives », dans Arctic Climate Impact assessment (ACIA), Cambridge University Press, Chap. 3, p. 61-98
- Jamieson P D., Porter J., Goudriaan J., Ritchie J T., Van Keulen H., and Stol W., 1998 : A comparison of the model AFRCWHEAT2, CERES-Wheat, Sirius, SUCROS2 and SWHEAT with measurements from wheat grown under drought. Field Crops Research 55 : 23 - 44.
- Jancovici J M., 2007: Le réchauffement climatique -Qu'est-ce qu'un scénario d'émission de gaz à effet de serre ? <http://www.manicore.com/>
- Jones, P.D. and A. Moberg 2003: "Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001". Journal of Climate 16: 206-223
- Kalkstein, L.S., G. Tan, et J.A. Skindlov, 1987: An evaluation of three clustering procedures for use in synoptic climatological classification, J. Clim. Appl. Meteorol., 26, 717-730.
- Kattenberg, A., Giorgi, F., Grassl H., Meehl, G.A., Mitchell, J.F.B., Stouffer, R.J., Tokioka, T., Weaver, A.J. and Wigley, TML, 1996. : Climate models — projections of future climate. In Climate Change 1995: The Science of Climate Change, Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (eds. J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg and K. Maskell), Cambridge University Press, New York, pp. 285-357.
- Katz, R.W., M.B. Parlange, P. Naveau, 2002. : Statistics of extremes in hydrology. Advances in Water Resources, 25, 1287–1304.
- Klein Tank, A.M.G. 2002. : Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. Int. J. Climatol., 22, 1441-1453, doi : [10.1002/joc.773](https://doi.org/10.1002/joc.773).
- Klein Tank, A.M.G. and Konnen, G.P. 2003: Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946–1999. J. Clim. 16, 3665–80.
- Kowalski, C.J. 1972: On the effect of non-normality on the distribution of the sample product-moment correlation coefficient. Appl. Stat., 21, 1-12.
- Kristjánsson, J.E., Iversen, T., Kirkevåg, A., Seland and Debernard, J.: 2005. Response of the climate system to aerosol direct and indirect forcing: Role of cloud feedbacks. Journal of Geophysical Research 110: doi : 10.1029/2005JD006299.

- Kutzbach, J.E. 1967: Empirical eigenvectors of sea-level surface temperature and precipitation complexes over North America. *J. Appl. Meteorol.*, 6, 791-802.
- Lafolie F., 1991: Modelling water flow, nitrogen transport and root uptake including physical non-equilibrium and optimization of the root water potential." *Fertilizer research*, 27 : 215-231.
- Lahrouni, A., CERES-Maize, 1990 : Critique et adaptation du modèle, Application à l'étude des variations de rendement de maïs en Belgique. Thèse de Doctorat, Université Catholique de Louvain.
- Lawless, C., Semenov, M.A., Jamieson, P.D., 2005 : A wheat canopy model linking leaf area and phenology. *Eur. J. Agron.* 22 (1), 19–32
- Lee, A. F. S.Ouarda, Heghinian, S. M. 1977: A shift of the mean level in sequence of independent normal random variables :a Bayesianapproach.*Teehnometries*19(4),503-506
- Lionello P, Malanotte-Rizzoli P, Boscolo R (Eds) 2006: Mediterranean Climate Variability. Elsevier, pp 438. ISBN: 0-444-521704
- Long Cao, K. C.2007 :. Effects of carbon dioxide and climate change on ocean acidification. *Geophysical Research Letters*, Vol. 34, L05607, doi :10.1029/2006GL028605.
- Luterbacher, J., D. Dietrich, E. Xoplaki, M. Grosjean, and H. Wanner 2004: European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500,*Science*,303, 1499–1503
- Machenhauer B., Windelband M., Botzet M., Christensen J H., Deque M., Jones R., RutiP.M.,and Visconti G.,1998 :Validation and analysis of regional present-day climate and climate change simulations over Europe. MPI Report No. 275, MPI, Hamburg, Germany.
- Manton, M.J., P.M. Della-Marta, M.R. Haylock, K.J. Hennessy, N. Nicholls, L.E. Chambers, D.A. Collins, G. Daw, A. Finet,D. Gunawan,K. Inape, H. Isobe, T.S. Kestin, P. Lefale, .H. Leyu, T. Lwin, L. Maitrepierre, N. Ouprasitwong, C.M. Page, J. Pahalad, N. P. : 2001, Trends nextreme daily rainfall and temperature in southeast Asia and the South Pacific, *Int. J. of Climatol*, 269-284, doi :10.1002/joc.610
- McCown, R.L., Hammer, G.L., Hargreaves, J.N.G., Holz-worth, D.P., Freebairn, D.M., 1996 : APSIM : a novelsoftware system for model development, model testing,and simulation in agricultural systems research. *Agric.Syst.* 50, 255271
- Mearns LO., Giorgi F., Whetton P., Pabon D., Hulme M, and Lal M.,2003 : -Guidelines for Use of Climate Scenarios Developed from Regional Climate Model Experiments DDC of IPCC TG CIA Final Version 2003,3-5p
- Menzel, A.: A, 2005:500 year pheno-climatological view on the 2003: heatwave in Europe assessed by grape harvest dates, *Meteorol. Z.*, 14, 75–77.
- Micheal Begon, Colin R. Townsend and John L. Harper. 2006 :Ecology From Individuals to Ecosystems. Victoria : Blackwell Publishing,.
- Ming, Y., V. Ramaswamy, L. J. Donner, V. T. J. Phillips, S. A. Klein, P. A. Ginoux, and L. W. Horowitz, 2009: Modeling the interactions between aerosols and liquid water clouds with a self-consistent cloud scheme in a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, 64, 1189–1209.
- Monteith J.L., 1996 :The Quest for Balance in Crop Modeling. *Agronomy Journal* 88: 695 - 697.

- Morin, G., Fortin, J.P., Sochanska, W. et Lardeau, J.P. 1979: Use of empirical component analysis to identify homogeneous precipitation stations for optimal interpolation, *Water Resources Res.*, 15, 1841.
- New, M., Hulme, M. and Jones, P.D., 2000: Representing twentieth century space-time climate variability. Part 2: development of 1901–96 monthly grids of terrestrial surface climate. *Journal of Climate* 13, 2217-2238
- Nicholls N. et Murray W., 1999: Workshop on indices and indicators for climate extremes: Ashville, Breakoul Group B: Precipitation. *Clim Change*, 42, 23-29.
- OMM, 1997 : Climat, Sécheresse et désertification, OMM-N°869, 12 pp.
- Ouarda T.B.M.J., Lang M., Bobee B., Bernier J., BOIS P. 1999 : Synthèse de modèles Régionaux d'estimation de crues utilisé en France et au Quebec. *Rev. Sci. Eau*, 12(1), 155-182
- Parker D.E., Horton E.B. and Alexander L.V., 2000: Global and regional climate in 1999. *Weather*, 55, 188-199.
- Passioura J B., 1996: Simulation Models: Science, Snake Oil, Education or Engineering? *Agronomy Journal* 88: 690 - 694.
- Pauling, A., J. Luterbacher, C. Casty, and H. Wanner 2006: 500 years of gridded high-resolution precipitation reconstructions over Europe and the connection to large-scale circulation, *Clim. Dyn.*, 26, 387–405.
- Penman, H.L., 1948: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. London A*193, 120–146
- Perarnaud V., Seguin B., Malezieux E., Déqué M and Loustau D., 2004: Agrometeorological research and applications needed to prepare agriculture and forestry adapt to 21st century climate change. WMO Int. Workshop on Reducing Vulnerability of Agriculture and Forestry to Climate Variability and Climate Change. Ljubljana, Slovénie, 7-9 oct. To appear in *Climatic change*.
- Peterson, T. C., R. Vose, R. Schmoyer, and V. Razuvaev 1998 :Global Historical Climatology Network (GHCN) quality control of monthly temperature data, *Int. J. Climatol.*,18, 1169–1179, doi :10.1002/(SICI)1097-0088(199809)18 :11<1169 : :AID-JOC309>3.0.CO;2-U.
- Peterson, T.C. and Vose, R.S. 1997: 'An overview of the Global Historical Climatology Network temperature data base', *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 78, 2837 – 2849.
- Pindard A., 2000: La relation stress hydrique – rendement du maïs - Utilisation d'un simulateur de culture (STICS). Mémoire d'Ingénieur d'Agronomie Etablissement National d'Enseignement Supérieur Agronomique
- Pindard A., 2000 : La relation stress hydrique – rendement du maïs - Utilisation d'un simulateur de culture (STICS). Mémoire d'Ingénieur d'Agronomie Etablissement National d'Enseignement Supérieur Agronomique de Dijon BP 87999 - 26,
- Polcher J., 2005: Où et comment, mesurer le changement climatique ? 20-25
- Priestley, C.H.B., Taylor, R.J., 1972: On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Mon. Weather Rev.* 100 (2), 81–92
- Racsko, P., Szeidl, L., Semenov, M., 1991: A serial approach to local stochastic weather models. *Ecol. Modell.* 57, 27–41.

- Räisänen, J., Hansson, U., Ullerstig, A., Döscher, R., Graham, L. P., Jones, C., Meier, H. E. M., Samuelsson, P. and Willén, U. 2004: European climate in the late twenty-first century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Clim. Dyn.* 22, 13-31.
- Rauff O., K. and Bello, R. 2015: A Review of Crop Growth Simulation Models as Tools for Agricultural Meteorology. *Agricultural Sciences*, 6, 1098-1105. doi:[10.4236/as.2015.69105](https://doi.org/10.4236/as.2015.69105).
- Raunet M., 2005 : Semis sous couvert végétal et changement climatique CIRAD, 5p.
- Robert Colman, Bryant McAvaney. «Climate feedbacks under a very broad range of forcing.» *Geophysical Research Letters*, 36,.
- Romesburg, H. C. 1984: *Cluster Analysis for Researchers*, Wadsworth/Lifetime Learning Publications, Belmont, CA, 334 pp.
- Rousset N. et René A., 2004: *Economie de l'adaptation au changement climatique et l'agriculture dans le bassin de la méditerranéen René Arrus*, LEPII-CNRS.
- Rusticucci M, Vargas W. 2001: Interannual variability of temperature spells over Argentina. *Atmosfera* 14 : 75–86.
- Santos, C. A. 2011 : Trends in indices for extremes in daily air temperature over utah, USA. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.26, n.1, 19 - 28.
- Semenov, M.A., Porter, J.R., 1995: Climatic variability and the modelling of crop yields. *Agric. Forest Meteorol.* 73, 265–283.
- Sensoy, S., Demircan, M., Ulupinar, U., Balta, İ, 2008: Türkiye İklimi, DMI websites: <http://www.dmi.gov.tr/iklim/iklim.aspx>.
- Shuttleworth, W.J., Wallace, J.S., 1985: Evaporation from sparse crops, an energy combination theory. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 111, 839-855.
- Slonosky VC. 1999 : Surface circulation variability over Europe, 1822 – 1995, PhD Thesis, School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich UK, 182 pp
- Solomon S., Qin D. et Manning M. 2007: IPCC Reports. <https://ethree.com/downloads/Climate%20Change%20Readings/Climate%20Science/IPCC%20Reports/AR4WG1_FrontMatter-v2.pdf>.
- Sottile M. F., 2006 : Changements climatiques Pour la révision des normes d'efficacité énergétiques dans les nouveaux bâtiments Étude réalisée pour l'Agence de l'efficacité énergétique.
- Stöckle C O., Donatelli M., and Nelson R., 2003: CropSyst, a cropping systems simulation model. *European Journal of Agronomy* 18: 289 - 307.
- Storch, H. v. et G. Hannoschöck, 1985 : Statistical aspects of estimated principal vectors (EOFs) based on small samples sizes, *J. Clim. Appl. Meteor.*, 24, 716.
- Andrews T., Foster, Piers M. 2010 : A Surface Energy Perspective on Climate Change. *Journal of Climate*.
- Tracton, M.S. et E. Kalnay, 1993: Operational ensemble prediction at the National Meteorological Center: Practical aspects, *Weather and Forecasting*, 8, 379-398.
- Trigo, I. F., Davies, T. D., and Bigg, G. R. 2000. : Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2913–2916.

- Van Ittersum, M.K., Heckelei, T., Oude Lansink, A., Wolf, J., Kanellopoulos, A., Britz, W. 2011 :«Methodological and empirical progress and challenges in integrated assessment of agricultural systems and policies .» 122nd EAAE Seminar "Evidence-Based Agricultural and Rural Policy Making. Ancona.
- Vincent, L.A. and É. Mekis, 2006: Changes in daily and extreme temperature and precipitation indices for Canada over the twentieth century. *Atmosphere-Ocean*, 44(2), 177-193.
- Wang, X. L., H. Chen, Y. Wu, Y. Feng, and Q. Pu, 2010 New techniques for detection and adjustment of shifts in daily precipitation data series. *J. Appl. Meteor. Climatol.* 49 (No. 12), 2416-2436.
- Weickmann, K.M. 1983: Intra-seasonal circulation and outgoing longwave radiation modes during Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, 111, 1838-1858.
- Whisler F D., Acock B., Baker D N., Fye R E., Hodges H F., Lambert J R., Lemmon H E., McKinion J M., and Reddy V R., 1986 : Crop simulation models in agronomic systems. *Advances in Agronomy* 40: 141 - 208.
- White, D. M. Richmann et B. Yarnal, 1991: Climate regionalization and principal components, *Int. J. Climatol.*, 11, 1-25.
- Williams J R., Jones C A., Kiniry J R., and Spanel D A., 1989: The EPIC Crop Growth Model. *Transactions of the ASAE* 32: 497-511.
- Wolfer, K., 1987: The southern oscillation in surface circulation and climate over the tropical Atlantic, eastern Pacific, and Indian Oceans as captured by cluster analysis, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 26, 540-558.
- Xoplaki, E., 2002: Mediterranean Climate Variability. Ph.D. Thesis. University of Bern, Switzerland, p. 211, http://sinus.unibe.ch/klimet/docs/phd_xoplaki.pdf.
- Xoplaki, E., González-Rouco, F., Luterbacher, J., Wanner, H., 2004: Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large-scale dynamics and trends. *Clim. Dyn.* 23, 63-78.
- Zhang, X., G. Hegerl, F.W. Zwiers, and J. Kenyon, 2004: Avoiding inhomogeneity in percentile-based indices of temperature extremes. *J. Climate*.

Annexe

Bilan de la simulation STICS 6.0, modèle culture

1. DONNEES d'ENTREE

Fichier climatique : C_A2_30j
 Fichier techniques culturales : waha.tec
 Fichier plante : waha.plt Variété : waha
 Valeurs initiales du sol : ble-dur

Z (cm)	Eau (%)	NO3 (kg/ha)	NH4 (kg/ha)
30.	16.9	5.9	0.0
30.	11.3	0.0	0.0
30.	11.5	0.0	0.0
30.	16.0	0.0	0.0
50.	19.6	0.0	0.0

Début de simulation : 25-jul-2030 jour 206
 Fin de simulation : 24-jul-2031 jour 205 (ou 570)

Irrigation: Nombre d'arrosages = 0

Fertilisation: Nombre d'apports = 2 Type d'engrais = 3
 date d'apport N dose (kg N/ha)

date d'apport N	dose (kg N/ha)
2-apr-2031	30.
17-apr-2031	20.
total	50.

Résidus organiques et/ou travail du sol

Résidus de type 1 jour 206 sur 15.cm MS= 6.4 t/ha
 C/N=100.
 Travail du sol jour 222 sur 15.cm
 Travail du sol jour 259 sur 25.cm
 Travail du sol jour 293 sur 15.cm

2. DEVELOPPEMENT DE LA CULTURE

type : plante de jours longs
 unité de développement : vernalo-photo-thermique
 température considérée : température de culture

stade	date	unités	unités cumulées
-			
semis	26-nov-2030	0.	0.
Stades végétatifs			
lev calculé	1-feb-2031	133.	133.
amfcalculé	9-apr-2031	250.	383.
lax calculé	13-may-2031	290.	673.
sencalculé	13-jun-2031	582.	1255.
lan calculé	29-jun-2031	420.	1675.
Stades reproducteurs			
FLO calculé	23-may-2031	803.	803.
drpcalculé	23-may-2031	0.	803.

mat calculé	25-jun-2031	762.	1565.
rec calculé	25-jun-2031	0.	1565.

Durée du cycle : 211 jours
 Mode de récolte : moisson
 Récolte à maturité physiologique

3. CROISSANCE ET COMPOSANTES DU RENDEMENT

Le : 25-jun-2031

Biomasse aérienne récolte (0% eau)	=	0.48 t/ha
Rendement grains,fruits (0% eau)	=	0.12 t/ha
Rendement grains,fruits (40.% eau)	=	0.20 t/ha

Nombre de grains,fruits	=	6072. /m2
Densité de plantes	=	181.3 /m2
Poids du grain,fruit (40.% eau)	=	0.003 g
Vit. de croissance (phase latence)	=	0.7 mg/m2/j

Nombre de feuilles émises	=	8
Nombre de jours échaudants ou froids	=	10
Biomasse aérienne sénescente (0% eau)	=	0.10 t/ha

Quantité N dans la culture	=	1. kg/ha
Quantité N dans les grains,fruits	=	0. kg/ha

Teneur en N plante entière	=	0.16 % MS
Teneur en N grains,fruits	=	0.37 % MS
Teneur en protéines grains,fruits	=	2.1 % MS

Efficiencce de l'engrais azoté	=	0.37
--------------------------------	---	------

Indice de récolte	=	0.25
-------------------	---	------

Composition de la matière fraîche des grains/fruits

Teneur en matière sèche	=	60. % MF
Teneur en azote	=	0.22 % MF
Teneur en sucre	=	35.2 % MF

4. BILANS EAU et AZOTE sur le cycle de culture

Somme ETM	=	330. mm
Somme ETR	=	260. mm
Somme ES	=	260. mm
Somme TR	=	0. mm
Somme P	=	242. mm

Réserve en eau maximale utilisée par la plante	=	84. mm
Profondeur racinaire maximale	=	28. cm

Indices moyens de STRESS: swfacturfacinnstcult-tairexofac

phase végétative(lev-drp)	0.21	0.17	0.60	1.12	0.00
phase reproductrice (drp-mat)	0.10	0.10	0.53	2.99	0.00

5. BILANS EAU, AZOTE, CARBONE sur toute la période de simulation (365 jours)

 Jours normalisés à 15.°C : Humus = 22. Résidus = 34.
 Vitesse potent de minéralisation = 0.41 kg N/ha/jour soit 2.89% par
 an

	ENTREES		SORTIES
EAU (mm)			
461.	pluie	374.	évaporation
0.	irrigation	0.	transpiration
0.	remontées	1.	ruissellement
1.			infiltration profonde
0.			drainage agricole
0.			interception feuille
0.			interception mulch
irrigat non efficace	0.		
Stock eau initial	420.	Stock eau final	332.
	-----		-----
	TOTAL	795.	TOTAL 795.

AZOTE (kg/ha)			
pluie	7.	exportation culture	1.
irrigation	0.	restitution culture	0.
engrais	50.	lixiviation	0.
fixation symbiot.	0.	organisation engrais	9.
minéralis. humus	9.	volatil. engrais	18.
minéralis. résidus	-10.	volatil. amendements	0.
dénitrification	5.		
N plante initial	0.	lixiviation drains	0.
NO3 sol initial	6.	NO3 sol final	30.
NH4 sol initial	0.	NH4 sol final	0.
	-----		-----
TOTAL	63.	TOTAL	63.

STOCK de MO sol		Initial	Final
C organique humifié	49.77	49.82	t/ha
N organique humifié	5226.	5231.	kg/ha
N organique actif	1829.	1834.	kg/ha
Production cumulée de CO2 par le sol		598.	kg C/ha

RESIDUS DE CULTURE arrivant au sol : aucun + racines MS =
 0.0 t/ha C/N = 0.

Résumé :

Évaluer et fournir des éléments pour l'élaboration de documents d'évaluation de l'impact du changement climatique sur le comportement des rendements de blé à l'horizon 2100 en Algérie, nécessite le recours principalement aux sorties des modèles de circulation générale (GCM), et aux modèles climatiques régionaux (RCM). Pour cela, une détection du changement climatique en Algérie a été faite en calculant les tendances de certains indices dits de détection du changement climatique (ETTCCDI). Une fois le changement climatique prouvé, les données, sorties du GCM pour les deux scénarios contradictoires A2 et B1 sont utilisés dans le calcul des variations des paramètres climatiques servant à la génération des données futures synthétique. Ces données sont ensuite injectées dans un modèle de développement de culture (STICS). Nous avons montré que l'Algérie est réellement affectée par le changement climatique dont l'impact peut se répercuter sur la production agricole.

Mots clés : Changement Climatique, GCM, homogénéité, scenarios, STICS.

ملخص

ان تقييم وتوفير العناصر اللازمة لوضع تقييم مدى تأثير تغير المناخ على سلوك انتاج القمح في عام 2100 في الجزائر، ويتطلب التطبيق في المقام الأول لعام نماذج المناخ (GCM) ونموذج المناخ الإقليمي (RCM). لهذا، تم إجراء الكشف التغيرات المناخية في الجزائر عن طريق حساب مؤشرات تغير المناخ (ETTCCDI). وبعد اثبات تغير المناخ، البيانات والنواتج GCM بالنسبة لسيناريوهات متناقضة A2 وB1 تستخدم في توليد القيم المناخية في المستقبل. ثم يتم اخالها في نموذج زراعي لتقييم المردود الفلاحي على افاق 2100. أظهرنا أن الجزائر تتأثر فعلا بتغير المناخ.

الكلمات المفتاحية

التغيرات المناخية، GCM، تجانس، سيناريوهات