

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE

LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

UNIVERSITE BATNA 2

INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE

L'UNIVERS



THESE

Présentée par :

TAHAR CHAUCHE Imane

Pour l'obtention du diplôme de Doctorat 3^{ème} Cycle

En Aménagement du territoire et gestion des risques majeurs

Thème :

Etude de l'impact des changements climatique sur la variabilité spatio temporelle des précipitations dans les massifs de Belezma, les Aurès, les Nememchas et leurs bordures. Approche géomatique et géostatistique.

Thèse soutenue le 29 juillet 2019 devant le Jury composé de :

Dridi Hadda	Prof	Univ. Batna 2	Présidente
Kalla Mahdi	Prof	Univ. Batna 2	Rapporteur
Benmessaoud Hassan	Prof	Univ. Batna 1	Examineur
Guettouche M ^{ed} Said	Prof	USTHB	Examineur

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

Dédi

Je dédie ce mod

À ma chère maman

À mon mari et mes enfan

Ma famille et mes frères et sœ

À tous mes ami. .

Remerciements

Je remercie Dieu tout puissant de m'avoir donné de la patience et de courage pour accomplir ce travail.

J'exprime toute ma gratitude au monsieur Kalla Mahdi ; professeur à l'université de Batna 2, pour les précieux conseils qu'il n'a cessé de me prodiguer tout au long de mes années. Pour la confiance et la liberté qu'il m'a accordée, tout en étant toujours très disponible, je tiens à lui exprimé ma profonde reconnaissance.

Je remercie tout particulièrement mes enseignants du département de la géographie et de l'aménagement du territoire le professeur Dridi Hadda, et le docteur Baaziz Nafissa qui m'ont appris et inculqué un précieux savoir, dont je ferai bon usage à la venir.

Mes remerciements les plus vifs à toutes les personnes qui m'ont facilité la tâche pour acquérir les documents nécessaires à la réalisation de ce travail, L'ANRH de Constantine et station météorologique Ain Skhouna, surtout monsieur Salim Aichi.

J'adresse également mes plus vifs remerciements à mon collègue Halim, mes amis et à toutes les personnes qui m'ont permis de mener à terme ce travail.

Un grand merci doit être adressé à mon mari Hichem et ma sœur Souad pour leurs soutiens, leurs aides et leurs encouragements.

Liste d'abréviations

ANRH : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques

AOGCM : Des modèles de circulation mondiale couplés "atmosphère/ océan/ glace marine"

CCNUCC : Convention-Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques

GES : Les gaz à effet de serre

GIEC : groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat

IPCC : Intergouvernemental Panel on Climate Change

MCG : les modèles de circulation générale

MCG : Modèles de climat global

ONM : Office Nationale de Météorologie

PRG : Potentiel de Réchauffement Global

UNEP : Programme de l'Environnement des Nations Unis

Chapitre	Page
Liste des abréviations	
Table des matières	
Introduction générale	1
Contexte scientifique de l'étude	1
Problématique et objectif de l'étude	3
Organisation de la thèse	4
Chapitre I : Notion Sur Les Changements Climatiques	
Introduction	5
1.1 Historique	5
1.2 Notion de climat	6
1.2.1 Notions associées au changement climatique	6
1.2.1.1 Changement climatique	6
1.2.1.2 Variabilité climatique	7
1.2.2 Les changements climatiques observés	7
1.2.3 Évolution future du climat	8
1.2.4 Les causes de l'évolution climatique	9
1.2.4.1 Le rayonnement solaire	9
1.2.4.2 Les aérosols	11
1.2.4.3 L'effet de serre	11
1.2.4.3.1 Définition	11
1.2.4.3.2 Les gaz à effet de serre	12
1.2.5 Projection et prévision climatiques	13
1.2.5.1 Modèles de climat global (MCG)	13
1.2.5.2 Le scénario	14
1.2.6 Le changement climatique observé au cours du 21ème siècle	16
1.2.6.1 Le changement climatique à l'échelle globale	16
1.2.6.2 Le changement climatique dans la région méditerranéenne	18
1.2.6.3 Le changement climatique au Maghreb	19
1.2.6.4 Le changement climatique en Algérie	19
1.2.6.4.1 Les GES en Algérie	20
1.2.6.4.2 Projections climatiques sur l'Algérie	23
Chapitre II : Présentation De La Zone D'étude	
Introduction	26
2.1 Le Cadre Physique	26
2.1.1 Situation Géographique	26
2.1.2 Le Relief	28
2.1.2.1 Les montagnes	28
A) Au Nord-Ouest	28

TABLE DES MATIÈRES

B) Au Centre	28
C) Au Sud-Est	32
2.1.2.2 Les plaines	32
2.1.2.3 Les Hautes plateaux	32
2.1.2.4 Les dépressions	32
2.1.3 Les pentes	33
2.1.4 La géologie	35
2.1.5 La lithologie	36
2.1.6 Réseau Hydrographique	40
2.1.6.1 Versant Saharien	40
2.1.6.2 Versant de la plaine des Sbakhs	41
2.2 Le Cadre Climatique	44
2.2.1 Les données climatiques disponibles	44
A) les températures	44
B) les précipitations	47
C) Les vents	49
D) L'humidité relative de l'air	51
2.2.2 Synthèse Climatique	51
2.2.2.1 Le diagramme Ombrothermique de GAUSSEN :	51
2.2.2.2 La localisation des stations dans le climagramme pluviométrique d'Emberger et étages bioclimatiques	53
2.2.2.3 Saisons sèches et saisons humides d'après l'étude des diagrammes Ombrothermiques	55
Conclusion	57
Chapitre III: Données Pluviométrique : Collecte, Traitement Et Analyse Statistique	
Introduction	58
3.1 Présentation des données	59
3.1.1 Description de la base de données	59
3.2 Homogénéité des séries pluviométriques	61
3.2.1 Comblement de lacunes	61
3.2.2 La méthode du double cumul	63
3.3 Analyse du régime pluviométrique par les tests statistiques	66
3.3.1 Tests de ruptures	67
3.3.1.1 Test de Pettitt	67
3.3.1.2 Test de Buishand	68
➤ Ellipse de contrôle	68
3.3.1.3 Méthode bayésienne de Lee et Heghinian	69
3.3.1.4 Procédure de segmentation d'Hubert	69
3.3.1.5 Taux de réduction pluviométrique	70

TABLE DES MATIÈRES

3.4 Résultats des tests de ruptures	71
3.4.1 Résultats des tests de rupture à l'échelle annuelle	71
3.4.2 Résultats des tests de rupture à l'échelle saisonnière	77
3.4.2.1 À l'Automne	77
3.4.2.2 En Hiver	77
3.4.2.3 Au Printemps	82
3.4.2.4 A l'Été	82
Conclusion	87
Chapitre IV: Analyse De La Variabilité Temporelle Des Précipitations	
Introduction	88
4.1 Étude de la Variabilité temporelle des précipitations Annuelles	89
4.1.1 Analyse de la Variabilité temporelle des précipitations annuelles par les tests de tendances	91
4.1.1.1 Application de l'autocorrélogramme	91
4.1.1.2 Test de Mann-Kendall	92
4.1.1.3 Interprétation des résultats	93
A) Application de l'Autocorrélogramme	93
B) Application de test de Mann Kendall	96
4.1.2 Analyse de la Variabilité temporelle des précipitations annuelle par l'Indice Pluviométrique Standardisé (SPI – Standardized Précipitation Index)	99
4.1.2.1 Interprétation des Résultats de l'Indice pluviométrique standardisé (SPI)	100
4.1.3 Analyse de la Variabilité temporelle des précipitations Annuelles par les tendances générales	106
4.1.3.1 La méthode des moindres carrés	106
🚩 Interprétation des résultats	107
4.2 Étude de la variabilité temporelle des précipitations saisonnières	110
4.2.1 Analyse de la Variabilité temporelle des précipitations Saisonnières par les tendances générales	110
4.2.1.1 Tendance générale des précipitations automnales	110
4.2.1.2 Tendance générale des précipitations hivernales	113
4.2.1.3 Tendance générale des précipitations printanières	115
4.2.1.4 Tendance générale des précipitations estivales	115
Conclusion	118

Chapitre V : Approche Géostatistique Et Cartographie Automatique*Analyse De La Variabilité Spatiale*

Introduction	120
5.1 Étude de la variabilité spatiale des précipitations	121
5.1.1 Méthodes et procédures statistiques	121
5.1.2 Méthodes et procédure Géostatistiques	122
5.1.2.1 Historique de la géostatistique	122
5.1.2.2 La géostatistique	123
A) La Variable Régionalisée	123
B) la variable spatiale	123
C) Données spatiales	123
V.1.3 L'application de la géostatistique dans le domaine de la climatologie	124
5.1.4 Interpolation spatiale des données pluviométriques	124
5.1.4.1 L'interpolation	124
5.1.4.2 Choix de la technique d'interpolation	124
5.1.4.3 Rappels théoriques sur le Krigeage	125
A) Le Krigeage	125
➤ Définition du krigeage	125
B) équations de Krigeage	125
B.1 Krigeage ordinaire	125
B.2 Krigeage simple	126
B.3 Krigeage universel	127
C) création d'une carte de surface de prévision par Krigeage	129
5.1.4.2 La Variographie	129
5.1.4.2.1 Adapter un modèle au semi-variogramme empirique	130
5.1.4.2.2 Modèles de semi-variogramme	131
➤ Exemple de modèle sphérique	132
➤ Exemple de modèle exponentiel	132
5.2 Collecte et structuration des données	134
5.2.1 Analyse exploratoire des données pluviométriques	136
5.3 Analyse de la Variabilité Spatiale des précipitations annuelle	138
5.3.1 Analyse de la variabilité absolue des précipitations annuelles	138
5.3.2 Analyse de la variabilité relative des précipitations annuelles	143

TABLE DES MATIÈRES

5.4 Analyse de la distribution spatiale des précipitations	146
5.4.1 Analyse de la distribution spatiale des cumules interannuelle des précipitations	146
5.4.1.1 Le gradient altimétrique des précipitations	146
5.4.2 Analyse de la distribution spatiale des cumules inter-décennale des précipitations	150
5.5 Analyse de la Variabilité Spatiale des précipitations saisonnière	153
5.5.1 Analyse de la variabilité relative des précipitations saisonnières	153
5.5.1.1 Analyse de la variabilité relative des précipitations automnales	153
5.5.1.2 Analyse de la variabilité relative des précipitations hivernales	155
5.5.1.3 Analyse de la variabilité relative des précipitations printanières	157
5.5.1.4 Analyse de la variabilité relative des précipitations estivale	157
5.6 Analyse de la distribution spatiale des cumules pluviométriques saisonniers	159
Conclusion	163
Chapitre VI : Estimation Et Modélisation Des Températures De Surface À Partir Des Images Satellitaires Land Sat 8	
Introduction	165
6.1 La température de surface ; un paramètre clé pour de nombreuses études	166
6.1.1 Techniques d'extraction de la température de surface (Ts)	167
6.1.1.1 présentation de la méthode de calcul	167
• La méthode de canal unique	167
6.1.1.2 Objectif de la méthode	167
6.1.1.3 Choix de satellite et de période d'étude	168
6.1.2 détermination des paramètres	169
6.1.2.1 Radiance spectrale TOA	169
6.1.2.2 Température de luminosité	170
6.1.2.3 Émissivité de surface terrestre	170
6.1.2.4 le seuil de l'indice normalisé de végétation (NDVI)	171
6.1.2.5 Température de surface terrestre	173
6.1.3 Exploitation	174
6.1.3.1 Présentation de l'interface utilisateur réalisée	174
6.1.3.2 Chargement des paramètres d'entrée et connexion à des bases de données externes	174
6.1.4 Traitements	175
6.1.4.1 Calcul de la Radiance au niveau du capteur	175
6.1.4.2 Calcul de l'émissivité basé sur le seuil de NDVI	176
6.2 Résultats et interprétations	177
✚ Description des données de la zone d'étude	177
6.2.1 Cartographie des températures de surface terrestre des quatre saisons	179
6.2.1.1 Variation spatiale de l'émissivité (LES)	179
6.2.1.2 Répartition spatiale de l'indice de végétation normalisé (NDVI)	181

TABLE DES MATIÈRES

6.2.1.3 Répartition spatiale de la température de surface (LST) saisonnière	183
A. Répartition spatiale de la température de surface (LST) d'Hiver	183
B. Répartition spatiale de la température de surface (LST) de Printemps	186
C. Répartition spatiale de la température de surface (LST) de l'Été	189
D. Répartition spatiale de la température de surface (LST) d'Automne	192
Conclusion	195

Liste des figures

N° Figure	CHAPITRE I	Page
1	Comparaison entre les variations de températures en Afrique et la tendance de Réchauffement mondial (http://www.grida.no/publications).	8
2	Irradiance Solaire (Willson, R C et al, 2003).	10
3	Processus de l'effet de serre	12
4	Scénarios d'émissions utilisées pour les projections climatiques	14
5	Projections des émissions des gaz à effet de serre et de la température de la Terre Jusqu'en 2100 (http://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/fr/figure-spm-5.html).	16
6	Simulation des variations de température de la terre et comparaison des résultats aux changements (GIEC, 2007).	17
7	Variations observées (a) du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe, (b) de la couverture neigeuse dans l'hémisphère nord en Mars–Avril. Tous les écarts sont calculés par rapport aux moyennes pour la période 1961-1990. (GIEC, 2007)	18
8	Émissions africaines : les principales sources africaines de gaz à effet de serre ; le taux d'émissions par personne ; comparaison avec les émissions d'autres pays (Http://www.grida.no/publications)	22
9	L'Algérie classée 33ème en termes d'émission de carbone en 2014 http://portail.cder.dz/	23
CHAPITRE II		
10	Carte de situation géographique de la région d'étude	27
11	Carte hypsométrique de la région d'étude	31
12	Distribution spatiale des pentes dans la région d'étude	34
13	La carte géologique de la région d'étude	37
14	La carte lithologique de la région d'étude	39
15	La carte de Réseau Hydrographique de la région d'étude	43
16	Les températures moyennes mensuelles de Batna	45
17	Les températures moyennes mensuelles de Biskra	46
18	Les températures moyennes mensuelles de Khenchela	46
19	Les précipitations moyennes mensuelles de Batna	48
20	Les précipitations moyennes mensuelles de Biskra	48
21	Les précipitations moyennes mensuelles de Khenchela	49
22	Diagramme Ombrothermique de Batna	52
23	Diagramme Ombrothermique de Biskra	52
24	Diagramme Ombrothermique de Khenchela	53
25	climagramme d'Emberger	55
CHAPITRE III		
26	Situation géographique des postes pluviométriques de la zone d'étude.	62

Liste des figures

27	Méthode du Double Cumul* Station du versant Nord*	64
28	Méthode du Double Cumul* Station du versant Sud*	65
29	Résultats des tests de rupture de Pettitt et Buishand à l'échelle Annuelle des trois stations du versant Nord	74
30	Résultats des tests de rupture de Pettitt et Buishand à l'échelle Annuelle des trois stations du versant Sud	75
31	Résultats des tests de rupture de Pettitt et Buishand de l'Automne	79
32	Résultats des tests de rupture de Pettitt et Buishand de l'Hiver	81
33	Résultats des tests de rupture de Pettitt et Buishand de Printemps	84
34	Résultats des tests de rupture de Pettitt et Buishand de l'Été	86
CHAPITRE IV		
35	Autocorrélogrammes annuelles des stations du versant Nord	94
36	Autocorrélogrammes annuelles des stations du versant Sud	95
37	Application de test de Mann-Kendall sur les pluies Annuelles à seuil de confiance de 95 %	98
38	Évolution de l'Indice Pluviométrique Standardisé SPI dans la zone d'étude.	101
39	Tendance générale des cumuls Annuelle des précipitations	109
40	Tendance générale des cumuls Automnales des précipitations	112
41	Tendance générale des cumuls Hivernales des précipitations	114
42	Tendance générale des cumuls Printanières des précipitations	116
43	Tendance générale de la pluie moyenne Estivales	117
CHAPITRE V		
44	Calcul de différence au carré entre les emplacements couplés	129
45	Exemple de diagramme de semi-variogramme empirique	130
46	Exemple de modèle sphérique	132
47	Exemple de modèle exponentiel	132
48	Autres modèles mathématiques de semi-variogramme.	133
49	Schéma général présentant la démarche de l'étude.	135

Liste des figures

50	ANALYSE EXPLORATOIRE DES DONNÉES PLUVIOMÉTRIQUES	137
51	Relation entre Écart type (Et) et la latitude	139
52	Variation de l'Écart-type en fonction de la moyenne	141
53	Répartition spatiale de la variabilité absolue des précipitations annuelles de la région d'étude	142
54	Relation entre le coefficient de variation et (Cv) et la latitude	143
55	Répartition spatiale de la variabilité relative Cv des précipitations annuelles de la région d'étude	145
56	Courbe (Gradient) d'accroissement de la pluie avec l'altitude	146
57	Profile de décroissement d'altitude du Nord au Sud de la région d'étude	147
58	Répartition spatiale du régime pluviométrique annuelle (1969-2013)	148
59	Variogrammes expérimentaux du régime pluviométrique interdécennale	151
60	Répartition spatiale du régime pluviométrique Inter-décennale	152
61	Coefficient de Variation des quatre Saisons	156
62	Distribution spatiale des cumuls saisonniers	160
63	Variogramme expérimentale des quatre saisons.	162
CHAPITRE VI		
64	L'organigramme principal de la récupération de LST à partir de l'image Landsat 8.	172
65	Interface de l'application utilisateur.	174
66	Chargement des paramètres d'entrée de l'interface réalisée.	175
67	Module de calcul de la radiance au niveau du capteur.	176
68	Interface de calcul de l'émissivité basée sur le seuil de NDVI.	176
69	Localisation de la région d'étude dans les quatre images satellitaires Landsat 8 (bandes 10) avec les trois sites exemplaires (A, B, C)	178
70	Distribution spatiale de l'émissivité de la surface terrestre des quatre saisons dans la région d'étude	180
71	Distribution spatiale de l'indice de végétation normalisé des quatre saisons de la région d'étude	182
72	Distribution spatiale de la température de surface de l'Hiver dans la région d'étude	184
73	Gradient thermique des températures T_s et T_{air} de l'hiver	185
74	Distribution spatiale de la température de surface de Printemps dans la région d'étude	187

Liste des figures

75	Gradient thermique des températures Ts et Tair de Printemps	188
76	Distribution spatiale de la température de surface d'Été dans la région d'étude	190
77	Gradient thermique des températures Ts et Tair d'été	191
78	Distribution spatiale de la température de surface d'Automne dans la région d'étude	193
79	Gradient thermique des températures Ts et Tair d'Automne.	194

Liste des tableaux

N° Tableau	CHAPITRE I	Page
1	Les principaux gaz à effet de serre.	13
2	Liste et origine de quelques modèles de climat global (MCG) (Meehl et al, 2007).	14
3	Synthèse des émissions et des absorptions de GES en Algérie (1994) (Gg).	21
CHAPITRE II		
4	Les caractéristiques des stations météorologiques	44
5	Les températures moyennes mensuelles des trois stations étudiées	45
6	Les fluctuations thermiques dans les trois stations étudiées.	45
7	Les précipitations moyennes mensuelles des trois stations étudiées	47
8	Vitesse du vent moyenne et maximale mensuelle en m/s	49
9	Le nombre des jours de sirocco.	50
10	L'humidité relative de l'air des trois stations	51
11	Les étages Bioclimatiques des trois stations	54
Chapitre III		
12	Liste des stations pluviométriques retenues pour l'étude.	60
13	Les stations référentielles	63
14	Résultats des tests de rupture à l'échelle Annuelle	76
15	Résultats des tests de rupture pour l'Automne	78
16	Résultats des tests de rupture pour l'Hiver	80
17	Résultats des tests de rupture pour Printemps	83
18	Résultats des tests de rupture pour l'Eté	85
CHAPITRE IV		
19	Application du test Mann Kendall pour les pluies Annuelles au seuil de 95% ($\alpha = 0.05$)	97
20	Classe de sévérité de sécheresse selon (Mckee et al., 1993)	100
21	Nombre d'années correspondant à chaque valeur du SPI pour chaque station durant la période 1969-1970/ 2012-2013.	103
22	Type des Stations	105
23	Tendance générale des pluies annuelles exprimée par le coefficient (a)	108
24	Tendance des précipitations saisonnières dans la région d'étude donnée par la valeur (a)	111

Liste des tableaux

CHAPITRE V		
25	Caractéristiques des pluies annuelles (σ , Cv) des stations retenues	140
26	Variabilité relative des précipitations saisonnière de la région d'étude	154
27	Précipitations moyenne saisonnière (mm).	161
CHAPITRE VI		
28	Métadonnées Landsat 8 de de la région d'étude.	169
29	Montre les caractéristiques spectrales de Landsat 8.	173
30	Valeurs d'émissivité des quatre saisons	179
31	Les valeurs d'indice de végétation normalisé dans les zones typiques (NDVI)	181
32	Valeurs des températures de surface de sol et températures de l'air de L'Hiver.	185
33	Valeurs des températures de surface de sol et températures de l'air de Printemps.	188
34	Valeurs des températures de surface de sol et températures de l'air d'été.	191
35	Coefficient de corrélation entre Ts et Tair des quatre saisons de l'année 2016	192
36	Valeurs des températures de surface de sol et températures de l'air d'Automne.	194

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Contexte scientifique de l'étude

La variabilité climatique traduite sous forme de changement préoccupe depuis des années les scientifiques et les décideurs politiques à cause de leurs effets immédiats et durables sur l'environnement. L'analyse des résultats accomplis par l'Intergouvernemental Panel sur l'évolution des changements climatiques (IPPC, 2001 et 2007) ont démontré un changement de l'équilibre énergétique du système « Terre-Océan-Atmosphère-Biosphère » et une altération climatique surtout aux basses latitudes (**Doukpolo., 2007**).

L'optique d'un éventuel changement climatique fait aujourd'hui l'objet de nombreuses recherches scientifiques. Le changement climatique est un défi global qui exige une réponse mondiale. Il est maintenant largement reconnu que le climat de la terre change comme en témoigne la décennie 1990, la plus chaude depuis dix siècles (**GIEC, 2008**). Le réchauffement climatique et ses variations régionales vont avoir un certain nombre de conséquences physiques sur l'environnement (**GIEC, 2008**). Plusieurs de ces conséquences concernent le cycle des eaux, océans, glaciers, nuages et pluies. Cependant toutes les régions ne seront pas touchées de la même manière par les changements climatiques (**SGAR, 2013**). Mais qu'en est-il des incidences de l'évolution du climat sur les régions du bassin méditerranéen ?

Une atmosphère plus chaude modifie les schémas de précipitations et une variabilité accrue du climat. Il y aura particulièrement une augmentation en fréquence et en intensité des phénomènes extrêmes, ce qui entraînera une succession plus nette des années de grande sécheresse (**GIEC 2007**). Plusieurs simulations climatiques indiquent que la sécheresse est apparue sur la majorité des pays du bassin méditerranéen depuis les débuts des années 80 (**GIEC, 2007 ; GIEC, 2008 ; Blöchliger et Neidhöfer, 1998**) est en particulier l'Algérie (**Djellouli, et Daget, 1993 ; Talia et Meddi, 2004 ; Meddi et Meddi, 2007 ; Zeineddine, 2011 ; Hirche, et al, 2007 ; Zeineddine, et al , 2013**) avec l'apparition fréquente des phénomènes météorologiques extrêmes et catastrophes naturelles (**Blöchliger et Neidhöfer, 1998 ; Zeineddine, 2011 ; Zeineddine, et al , 2013 ; Saadaoui et Ben Sakka , 2007**).

Une étude effectuée sur l'évolution pluviométrique (**Kadi, 1995**) par rapport à l'indice de normalité sur quelques pays méditerranéens (Italie, Algérie, France, Grèce, Espagne, Maroc, Portugal et Moyen-Orient) a montré que :

1. L'occurrence du déficit en précipitations dans une très vaste zone durant les années 1944, 1945, 1970, 1973, 1980, 1981, 1989 et 1990, où au moins entre 4 et 6 des huit sous régions traitées ont été touchés ;
2. Certaines zones sont plus affectées que d'autres : L'Algérie et l'Espagne dans la partie occidentale ; La Grèce et le Moyen-Orient dans la partie orientale ;
3. Généralement, la sécheresse est apparue sur la majorité des pays du bassin méditerranéen depuis les débuts des années 80.

Du fait que l'Algérie soit située dans le Sud du bassin méditerranéen augmente sa vulnérabilité aux changements climatiques et aux catastrophes naturelles (**Mostefa-Kara, 2008**).

Cependant les résultats des études effectuées par **Djellouli et Daget, (1993)** ont montré que depuis 1881, l'Algérie a subi deux périodes de sécheresse : la première pénurie de 1943 à 1948 qui avait une répercussion importante sur la récolte et le bétail et la deuxième est celle que nous subissons depuis 1980. Durant la décennie (1980-1990), le déficit pluviométrique a été estimé à 50 % pour les régions du Centre et de l'Ouest de l'Algérie, à l'Est ; il était de 30 % et l'année 1988- 1989 a été classée comme année sèche pour l'Algérie (**Khetab et al, 2002**). Cette sécheresse a été suivie par de nombreuses inondations qui ont été marquées sur tout le territoire algérien :

- 20 Octobre 1993 (Ouest algérien) : 22 décès et 14 blessés à Qued Rhiou.
- Octobre 1994 (plusieurs régions du pays) : 60 décès et des dizaines de disparus au cours de dix jours d'inondations.
- 10-11 Novembre 2001 (Bab El Oued – Alger) : pluies diluviennes, 733 victimes, 30000 habitants sans abris et importants dégâts matériels.
- 22 Août 2002 (Souk-Ahras Est algérien) : 2 décès durant l'évènement, et dégâts matériels importants.
- Des inondations et dégâts matériels importants à Tébessa : Octobre 2008.
- 10 Octobre 2008 (Ghardaïa 600 km au Sud d'Alger) : 60 décès, 48 blessés et des
- dégâts considérables.
-

Problématique et objectif de l'étude

Le changement climatique annoncé est une réalité admise par de nombreux scientifiques ainsi que les hautes instances onusiennes. Cependant l'étendue du phénomène et ses échelles géographiques rendent son appréhension difficile car ses effets sur l'homme et le milieu ne sont pas instantanés d'où la difficulté d'extraire les indices quantitatifs des changements et d'en établir les modèles. C'est à ce titre que tous les scientifiques qui travaillent dans ce champ de la recherche sont appelés à contribuer à mettre en commun leur efforts pour construire le schéma de la nouvelle mosaïque climatique et ses effets sur les territoires.

L'objectif de ce travail est de mettre en évidence les effets et l'impact des changements climatiques sur notre pays en choisissant comme espace d'étude la terminaison orientale de l'Atlas saharien qui intègre les trois grands massifs montagneux et leurs bordures à savoir : le Belezma, les Aurès, et les Nememchas. Les effets du changement climatique global seront abordés à travers leur expression sur les variations spatiotemporelles des précipitations dans ces trois massifs.

La présente étude est fondée sur l'analyse des séries chronologiques des précipitations à l'échelle locale. L'objectif général est d'abord d'analyser, à l'aide des méthodes statistiques et géostatistiques, la variabilité spatio-temporelle des précipitations dans la région d'étude, ensuite de rechercher les tendances pluviométriques à travers l'étude de périodicité et de stationnarité. À partir de données récoltées sur un réseau de trentaine de station pluviométriques, une analyse des caractéristiques des précipitations est effectuée. Sur la base de données numérique sous Arc Gis soutenues par les données de télédétection, la structure spatiale de la pluviométrie sous forme d'un modèle cartographique est accomplie. Des différentes échelles d'agrégation temporelle de l'événement pluvieux par saison, seront analysées à travers l'analyse temporelle des données pluviométrique, la caractérisation des périodes sèche ou humide et les tendances pluviométriques susceptibles. Cette caractérisation de la variabilité spatiotemporelle des précipitations aboutie à des modèles mathématique et cartographique pouvant exprimer la réponse météorologique des effets du changement climatique dans la région d'étude. Les résultats seront complétés par des documents cartographiques sur la variable pluviométrie dans cette vaste région.

Organisation de la thèse

Ce manuscrit s'articule en six chapitres, après une introduction générale :

- **Le premier** chapitre est une synthèse bibliographique qui présente brièvement quelques informations sur le changement climatique, son impact sur le cycle hydro climatique et les changements climatique observé et projeté à l'échelle globale, de la Méditerranée au Maghreb avec une attention particulière sur l'Algérie.

- **Le second** chapitre présente une description générale de la zone d'étude à travers la situation géographique, les caractéristiques édaphiques et climatiques.

- **Le troisième** chapitre comprend d'une part la base de données toute en justifiant le choix des stations, d'autre part, une étude de la fiabilité et la stationnarité des séries qui la composent est faite. On commencera par l'étude critique du réseau pluviométriques suivi par la présentation des méthodes employées pour l'homogénéisation puis une analyses statistiques de séries chronologiques afin d'estimer l'ampleur des tendances par les différents tests statistiques.

- **Le quatrième** chapitre clarifie l'intérêt de certaines méthodes statistiques pour interpréter la variabilité temporelle des précipitations des trente-sept stations pluviométriques situées dans la partie orientale de l'Atlas Saharien.

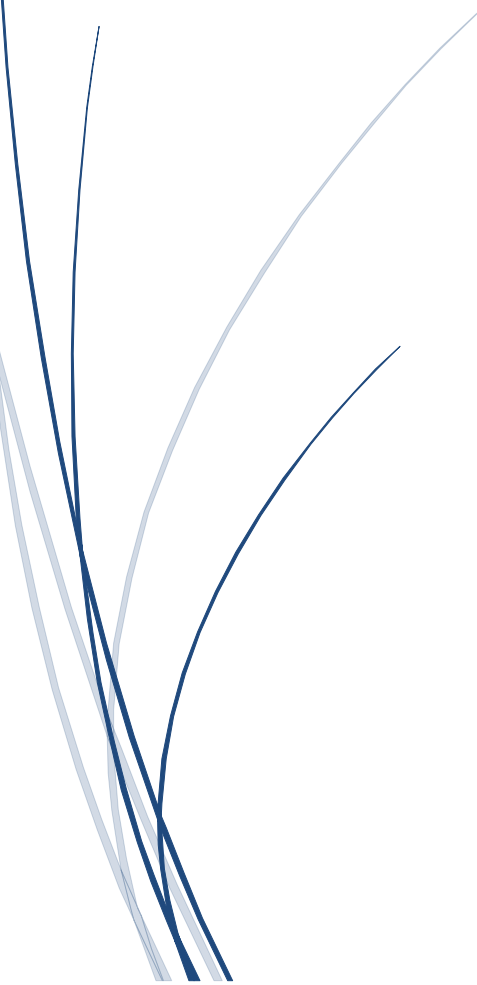
- **Le cinquième** chapitre exploite les deux méthodes, l'approche statistiques et géostatistique, pour dresser une cartographie automatique (analyse spatiale) des données pluviométriques à grande échelle et à petite échelle par la méthode d'interpolation (Krigage Ordinaire).

- Enfin, **le sixième** et le dernier chapitre entame la température de surface (LST), l'une des variables physiques et environnementales les plus importants avec l'utilisation d'un algorithme mono-Window (MW) à partir de Landsat 8 tirs et pour estimer les températures de l'air exprimer à partir des gradients de LST.



CHAPITRE I

**NOTIONS SUR LES
CHANGEMENTS CLIMATIQUES**



Introduction :

Dans le but d'acquérir des informations sur les mécanismes qui régissent l'évolution hydro-climatique, des connaissances sur le changement climatique et ses conséquences sont nécessaires. De même, avoir ces données importantes est l'un des objectifs de cette étude et peuvent fournir une vision globale des changements climatiques à grande échelle de la Méditerranée au Maghreb et à petite échelle en Algérie dans la région orientale de l'atlas saharien.

1.1 Historique :

La notion d'effet de serre fut tout d'abord émise par le mathématicien et physicien français, **Jean Baptiste Fourier en 1827**, ce dernier a eu recours à l'analogie de la serre pour décrire le phénomène de rétention partielle des radiations solaires par l'atmosphère. Ces travaux ont influencé le scientifique suédois **Svante Arrhenius** qui en voulant comprendre le cycle déglaciations a élaboré en 1896 une théorie qui associe l'augmentation du CO₂ atmosphérique à une augmentation des températures terrestres en raison d'un « effet de serre » principalement dû à la vapeur d'eau et à l'acide carbonique (CO₂ dissous dans la vapeur d'eau). Le géologue américain **Thomas Chamberlin** arriva indépendamment aux mêmes conclusions (**Maslin., 2004**). Des auteurs ont conclu que les activités humaines pourraient réchauffer la planète en ajoutant du dioxyde de carbone à l'atmosphère.

Néanmoins, des scientifiques croyaient que l'influence de l'homme était négligeable en comparaison avec les effets naturels, tels que l'activité solaire et la circulation océanique. Ces derniers ont également longtemps cru que les océans étaient de tels consommateurs de carbone qu'ils annuleraient automatiquement la pollution.

En 1902, **Léon Teisserenc De Bort** annonce la découverte de la stratosphère, lors d'un discours à l'académie des sciences française, cette découverte résulte de l'utilisation des ballons de sonde. En 1920 **Lewis Fry Richardson** pris l'initiative d'élaborer une modélisation du climat à partir des seules équations de la physique (sans ordinateur), sa tentative échoua et conclut qu'il aurait fallu disposer de milliers de personnes pour réaliser les calculs nécessaires à l'aboutissement du projet.

En 1940, grâce au développement de la spectroscopie infrarouge afin de mesurer les radiations à grande longueur d'onde, on a pu prouver que l'augmentation de la quantité de dioxyde de carbone a pour conséquence l'absorption des radiations infrarouges et la vapeur d'eau absorbait des types de radiations totalement différentes que le dioxyde de carbone ; Ces résultats furent résumés en 1955 par **Gilbert Plass. Itrement**.

Vers la fin des années 50 et le début des années 60, **Charles Keeling** utilisa les technologies les plus modernes disponibles pour élaborer des courbes de concentrations pour le CO₂ atmosphérique en Antarctique et Mauna Loa(Hawaii). Ces courbes sont devenues les principaux référents du réchauffement global. En 1988, il fut finalement admis que le climat se réchauffait. La théorie de l'effet de serre fut établie et l'**IPCC** (Intergouvernemental Panel on Climate Change) fut fondé par le Programme de l'Environnement des Nations Unies (UNEP) et par l'Organisation Météorologique Mondiale. Cette organisation a pour principal objectif de prédire l'impact de l'effet de serre selon les modèles climatiques existant et les informations disponibles dans la littérature. On dénombre plusieurs rapports émanant de l'**IPCC** sur le changement climatique, en 1992 et 1996, 2001 et la dernière version fut révisée en 2007.

1.2 Notion de climat :

Au sens étroit du terme, le climat représente une description statistique de la variabilité d'un ensemble de paramètres adéquats sur des périodes plus ou moins longues variant de quelques mois à des milliers d'années. Ces grandeurs mesurées en fonction de la moyenne sont le plus souvent des variables de surface telles que la température, les précipitations et le vent. Dans un sens plus large, le climat est la description statistique de l'état du système climatique (**Dumas et al, 2005**).

1.2.1 Notions associées au changement climatique :

1.2.1.1 Changement climatique :

Les changements climatiques désignent une variation statistiquement significative de l'état moyen du climat ou de sa variabilité persistant pendant de longues périodes (généralement, pendant des décennies ou plus). Les changements climatiques peuvent être dus à des processus internes naturels ou à des forçages externes, ou encore à des changements anthropiques persistants de la composition de l'atmosphère ou de l'affectation des terres (**Boucher et al 2015**).

On notera que la Convention-Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques(**CCNUCC**), dans son Article 1, définit les « changements climatiques » comme étant des « changements de climat qui sont attribués directement ou indirectement à une activité humaine altérant la composition de l'atmosphère mondiale et qui viennent s'ajouter à la variabilité naturelle du climat observée au cours des périodes comparables. ».

La CCNUCC fait ainsi une distinction entre les « changements climatiques » qui peuvent être attribués aux activités humaines altérant la composition de l'atmosphère et la « variabilité climatique » due à des causes naturelles.

1.2.1.2. Variabilité climatique :

La variabilité climatique désigne des variations de l'état moyen et d'autres statistiques (écarts standards, phénomènes extrêmes, etc.) du climat à toutes les échelles temporelles et spatiales au-delà des phénomènes climatiques individuels. La variabilité peut être due à des processus internes naturels au sein du système climatique (variabilité interne), ou à des variations des forçages externes anthropiques ou naturels (variabilité externe) (ONERC, 2007).

1.2.2 Les changements climatiques observés :

Les observations mettent en évidence un changement de la composition de l'atmosphère (Augmentation des concentrations atmosphériques de gaz à effet de serre tels que le CO₂ et le méthane (CH₄), etc.), ainsi qu'un changement du climat mondial (températures, précipitations, niveau de la mer, glace marine, et dans certaines régions, phénomènes climatiques extrêmes, y compris vagues de chaleur, fortes précipitations, et sécheresses, etc.) (GIEC, 2007).

Onze des douze dernières années (1995–2006) figurent parmi les douze années les plus chaudes depuis 1850, date à laquelle ont débuté les relevés instrumentaux de la température à la surface du globe (Lindner et al., 2010). Les températures ont augmenté presque partout dans le monde, bien que de manière plus sensible aux latitudes élevées de l'hémisphère Nord (OMM., 2013). Par ailleurs les terres émergées se sont réchauffées plus rapidement que les océans (GIEC, 2007).

Même référence indique que cette évolution n'est pas uniforme et tend à varier d'une région à une autre, par exemple, le réchauffement en Afrique est légèrement plus élevé par rapport à la tendance mondiale en 2001 (Figure1).

Selon les experts, l'accélération du rythme observée entre 1993 et 2003 ne peut confirmer une variation décennale ou un renforcement de la tendance à long terme. Entre 1900 et 2005, les précipitations ont fortement augmenté dans l'Est de l'Amérique du Nord et du Sud, dans le Nord de l'Europe et dans le Nord et le Centre de l'Asie, tandis qu'elles diminuaient au Sahel, en Méditerranée, en Afrique, et dans une partie de l'Asie du Sud (GIEC, 2007). Il est probable que un déficit de précipitation (sécheresse) a progressé à l'échelle du globe depuis les années 1970 (Fninguire et al., 2017).

Il est très probable que les journées froides, les nuits froides et le gel ont été moins fréquents sur la plus grande partie des terres émergées depuis cinquante ans et que le nombre de journées chaudes et de nuits chaudes a au contraire augmenté (GIEC, 2007). De plus, la fréquence des phénomènes ci-après s'est probablement accrue : vagues de chaleur sur la majeure partie des terres émergées, fortes précipitations dans la plupart des régions et depuis 1975, des élévations extrêmes du niveau de la mer dans le monde entier (GIEC, 2007).

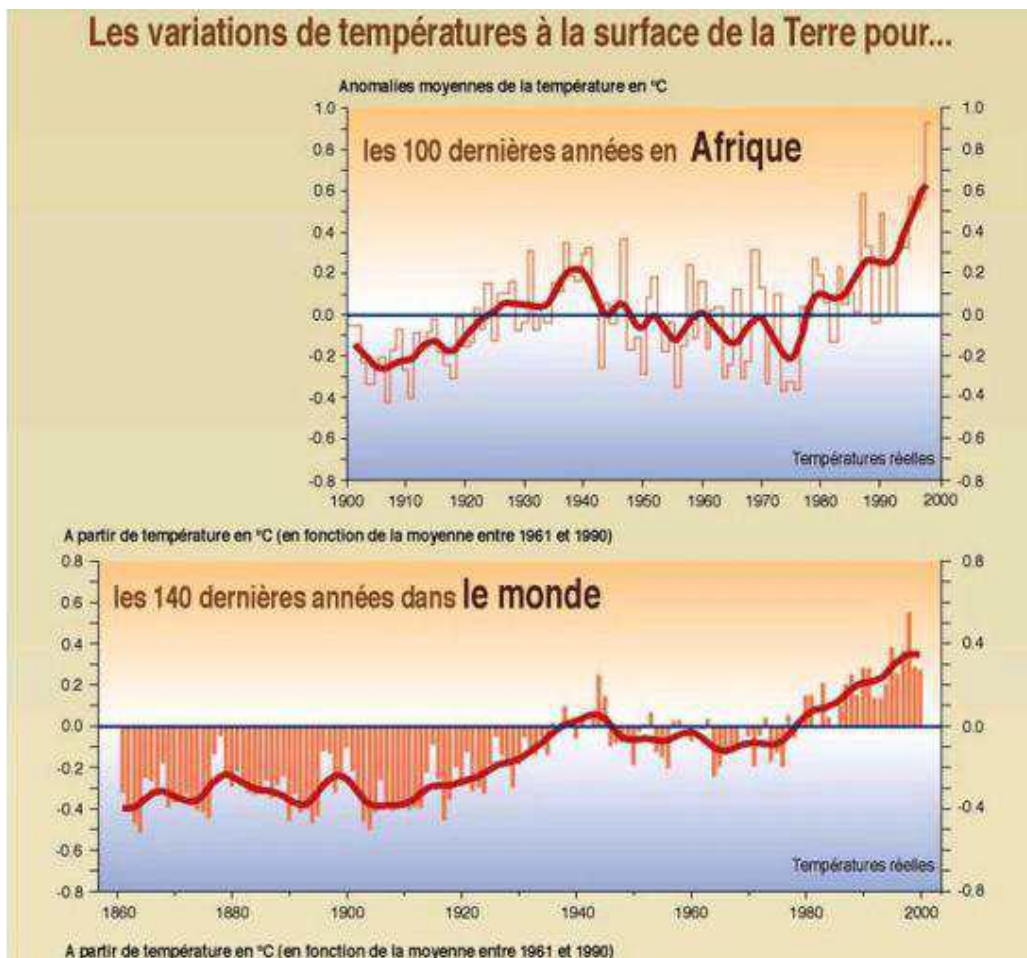


Figure 1: Comparaison entre les variations de températures en Afrique et la tendance de Réchauffement mondial (<http://www.grida.no/publications>).

1.2.3 Évolution future du climat :

Pour quantifier les possibles futurs changements climatiques, les climatologues ont d'abord utilisé des situations idéalisées plus communément appelées scénarios ; quels seraient les changements climatiques si la concentration de CO₂ doublait ? Ou bien, si la concentration de CO₂ augmentait de 1 % par an (ce qui conduit à un doublement tous les 70 ans) ? (Boucher et al., 2015).

Ces conditions sont appliquées à des modèles climatiques qui représentent l'atmosphère, les surfaces continentales, l'océan, la glace de mer, les calottes polaires... Les modèles atmosphériques sont du même type que ceux utilisés en prévision du temps. En plusieurs milliers de points à la surface de la Terre, ils calculent l'évolution de la pression, du vent, de la pluie, des nuages... toutes les heures environ et cela pendant des années (jusqu'à plusieurs centaines ou milliers) (**Boucher et al ., 2015**).

Ces calculs résolvent des phénomènes physiques bien connus (équation du mouvement, échanges par rayonnement solaire ou infrarouge...) ou moins bien connus (formation des gouttes d'eau ou des particules de glace des nuages, accrétion de ces gouttes pour former la pluie, structure tridimensionnelle de la turbulence atmosphérique...etc.). (**Taylor et al., 2012**).

Le même auteur signale que les modèles d'océan calculent l'évolution des courants marins, de la température, de la salinité... Tous ces modèles interagissent ensemble. Avec ces modèles climatiques, on peut alors réaliser deux simulations dans lesquelles la concentration de CO₂ reste constante dans l'une et varie dans l'autre. La différence de climats ainsi simulés permet d'obtenir la sensibilité du climat à une variation de la concentration en CO₂. Par exemple, on détermine que, pour un doublement de CO₂, la température moyenne de la Terre augmente de 2°C à 5°C selon les modèles. En ce qui concerne la répartition géographique, les résultats font apparaître que :

- la température de surface augmentera davantage aux hautes qu'aux basses latitudes et davantage sur les continents et sur la glace de mer que sur les océans ;
- les précipitations augmenteront dans les régions équatoriales et aux moyennes et hautes latitudes ; elles diminueront dans les régions subtropicales ;
- le volume de glace de mer en Arctique diminuera (typiquement de 35 % dans 50 ans) sans qu'une telle décroissance ne se retrouve en Antarctique (**Friedlingstein et al ., 2005**).

1.2.4 Causes de l'évolution climatique

Trois facteurs ou forçages influencent directement l'équilibre énergétique de notre planète (**Taylor et al., 2012**) :

1. Le rayonnement solaire total, qui dépend de la distance du soleil et de l'activité solaire.
2. L'albédo, ou le reflet des rayons du soleil renvoyés depuis la terre vers l'espace.
3. La composition chimique de l'atmosphère.

1.2.4.1 Le rayonnement solaire

Il est évident que le rayonnement solaire reçu par la Terre est déterminant pour la température à la surface de la planète. Avant que l'homme ne rejette massivement dans

l'atmosphère les réserves de carbone accumulées dans les gisements de pétrole ou de charbon, ce sont surtout les fluctuations du rayonnement solaire qui influençaient la température à la surface de la Terre (**Desbois., 2008**). Ces fluctuations se sont traduites par des variations de la température à la surface de la terre. Le graphique (**Figure 2**) montre la variation de « l'irradiance solaire » de 1978 à 2008 ; elle est d'un peu moins de 2 W/m² pour une irradiance moyenne de 1366 W/m², ceci se traduit par une variation du rayonnement reçu par unité de surface de la Terre de l'ordre de 0,3 W/m² (appelé « Solar forcing » sur le graphique ou forçage solaire en français) (**Desbois., 2008**).

On est actuellement dans une situation où le rayonnement solaire par unité de surface terrestre est de 0,15 W/m² inférieur au rayonnement moyen. L'effet du soleil n'est pas négligeable, on peut s'attendre à une augmentation plus marquée de la température globale moyenne dans les années à venir (**Desbois., 2008**).

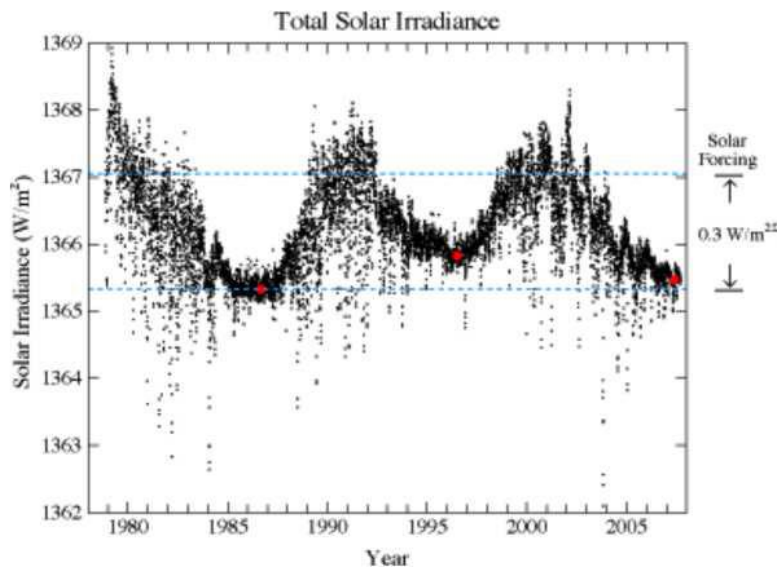


Figure2 : Irradiance Solaire (Willson et al., 2003).

1.2.4.2 Les aérosols :

Ensemble de particules solides et liquides en suspension dans l'air, généralement d'une taille comprise entre 0,01 µm et 10 µm et séjournant au moins plusieurs heures dans l'atmosphère (**Dumas et al., 2005**): Les aérosols peuvent être d'origine naturelle ou anthropique. Ils peuvent influencer sur le climat de deux façons (**Dumas et al., 2005**):

- directement, en agissant et en absorbant le rayonnement ;
- indirectement, en agissant comme noyaux de condensation pour la formation de nuages ou la modification des propriétés optiques et de la durée de vie des nuages.

1.2.4.3 L'effet de serre :

1.2.4.3.1 définition :

Les gaz à effet de serre absorbent efficacement le rayonnement infrarouge thermique émis par la surface de la terre, par l'atmosphère elle-même en raison de la présence de ces gaz et par les nuages. Le rayonnement atmosphérique est émis dans toutes les directions, y compris vers la surface de la Terre. Par conséquent, les gaz à effet de serre retiennent la chaleur dans le système surface-troposphère : c'est ce qu'on appelle « l'effet de serre » (**Figure 3**). Dans la troposphère, le rayonnement infrarouge thermique est étroitement lié à la température de l'atmosphère à l'altitude à laquelle il est émis, cette température diminuant en général avec l'altitude. En fait, le rayonnement infrarouge émis vers l'espace provient d'une altitude où la température est en moyenne de -19°C , en équilibre avec le rayonnement solaire net incident, alors que la surface de la Terre se maintient à une température beaucoup plus élevée, de $+14^{\circ}\text{C}$ en moyenne. Une augmentation de la concentration de gaz à effet de serre accroît l'opacité de l'atmosphère au rayonnement infrarouge et entraîne donc un rayonnement effectif vers l'espace depuis une altitude plus élevée et à une température plus basse. Il en résulte un forçage radiatif qui entraîne un renforcement de l'effet de serre ; c'est ce qu'on appelle « l'effet de serre renforcé » (**GIEC, 2008**).

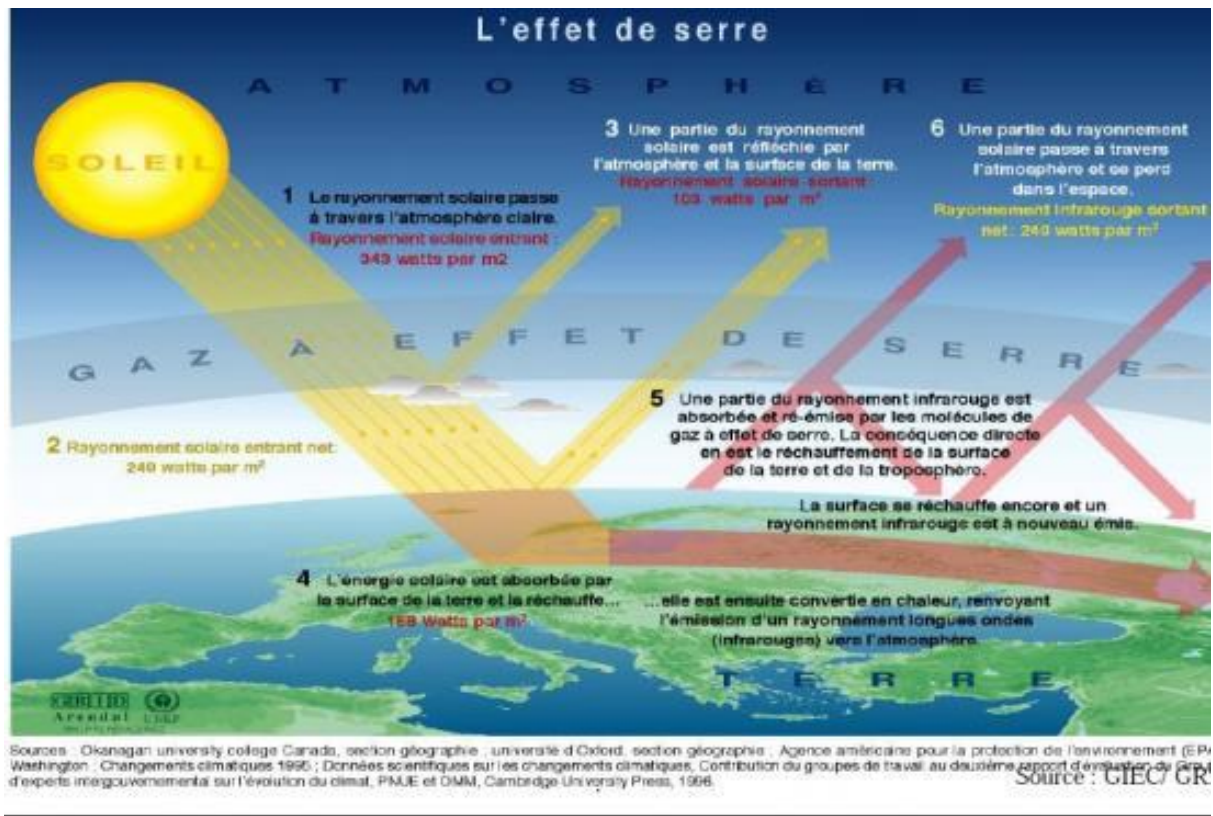


Figure 3 : Processus de l'effet de serre

1.2.4.3.2 Les gaz à effet de serre :

Les gaz à effet de serre (GES) sont des gaz qui absorbent une partie des rayons solaires en les redistribuant sous la forme de radiations au sein de l'atmosphère terrestre (Dumas et al., 2005). Les gaz à effet de serre présents traités dans le protocole de **Kyoto** sont (Tableau1):

- le gaz carbonique ou dioxyde de carbone (CO₂) provenant essentiellement de la combustion des énergies fossiles et de la déforestation ;
- le méthane (CH₄) qui a pour origine principale l'élevage des ruminants, la culture du riz, les décharges d'ordures ménagères, les exploitations pétrolières et gazières;
- les halocarbures (HFC, PFC) sont les gaz réfrigérants utilisés dans les systèmes de climatisation et la production de froid, les gaz propulseurs des aérosols;
- le protoxyde d'azote ou oxyde nitreux (N₂O) provient de l'utilisation des engrais azotés et de certains procédés chimiques;
- l'hexafluorure de soufre(SF₆) utilisé par exemple dans les transformateurs électriques

Tableau 1 : les principaux gaz à effet de serre.

Formules chimiques	Nom du gaz
CFC	Chlorofluorocarbone
CFC - 11	Tétrafluorornéthane (CF ₄)
CFC - 116	Hexafluoroéthane (C ₂ F ₆)
C₂F₆	Hexafluorométhane (CFC 116)
CF₄	Tétrafluorornéthane (CFC - 116)
CH₄	Méthane
CO₂	Dioxyde de carbone
HCFC	Hydrochlorofluorocarbone
HFC	Hydrofluorocarbone
N₂O	Oxyde Nitreux
NO_x	Oxydes d'azote
PFC	Hydrocarbure perfluoré
SF₆	Hexafluorure de soufre
SO₂	Dioxyde de soufre
SO_x	Oxydes de soufre

1.2.5 Projection et prévision climatiques :

1.2.5.1 Modèles de climat global (MCG) :

Un modèle climatique est une représentation numérique du système climatique essentiellement basée sur les propriétés physiques, chimiques et biologiques de ses composants ainsi que sur leurs processus d'interaction, il renferme la totalité ou une partie de ses propriétés connues (**Taylor et al., 2012**).

Divers modèles figurent des degrés de complexités variés peuvent être utilisés pour représenter le système climatique. Des modèles de circulation mondiale couplés "atmosphère/ océan/ glace marine" (AOGCM) fournissent une représentation générale du système climatique. Mais vu la complexité des interactions et rétroactions entre les composants du système climatique, il y'a une évolution constante qui tend vers l'élaboration de modèles plus complexes à chimie et biologie actives (**Taylor et al., 2012**).

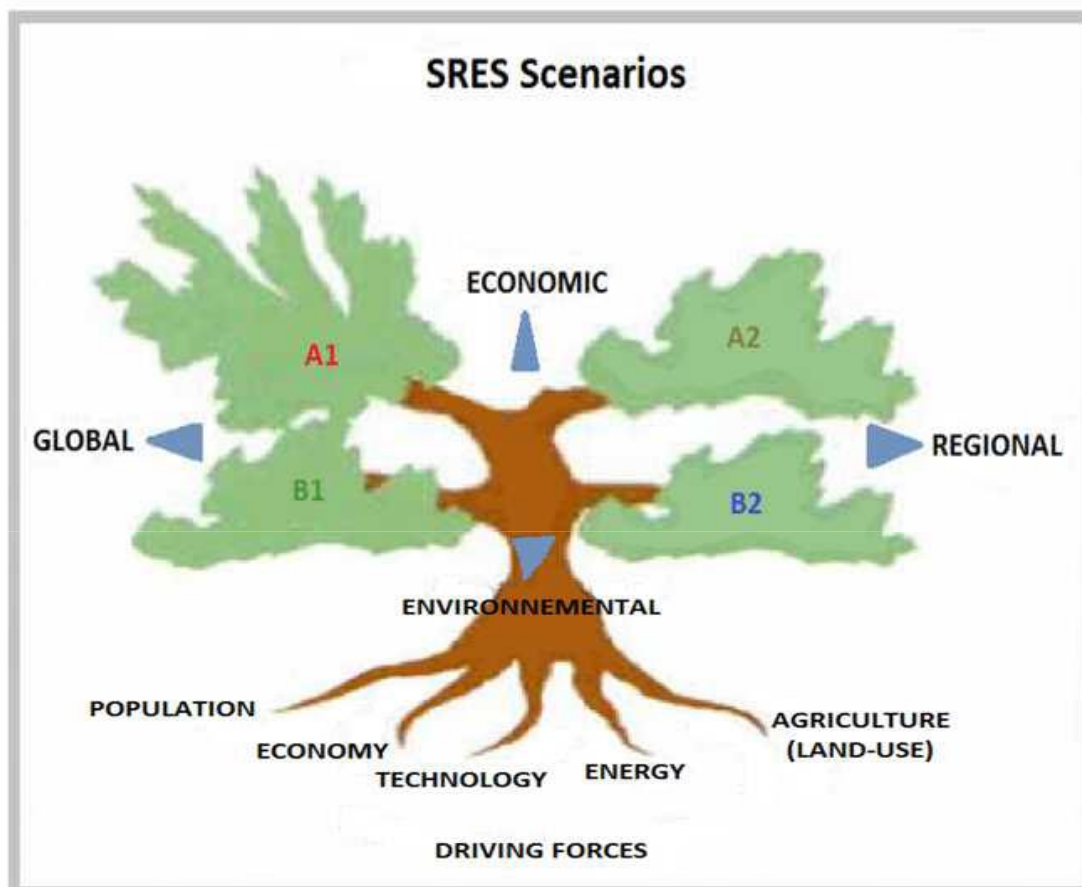
En résumé les modèles de climat global (MCG) sont des modèles climatiques permettant de simuler la réponse du système climatique à la variation de la concentration des GES (gaz à effet de serre). Ces derniers utilisent une résolution spatiale qui se situe généralement entre 250 Km et 600 Km, comprenant dans un contexte virtuel 30 niveaux verticaux sous forme de cubes empilés les uns par-dessus les autres, de la surface terrestre jusqu'à la fin de l'atmosphère, renfermant des équations et des caractéristiques propres à chacun (**Lepage et al., 2011**). Il existe plusieurs modèles provenant de plusieurs pays; certains d'entre eux sont énumérés dans le **Tableau 2**.

Tableau 2 : Liste et origine de quelques modèles de climat global (MCG) (Meehl et al, 2007).

Noms des modèles	Origines
BCC-CM1	Chine
BCCR-BCM2.0	Norvège
CCSM3	États-Unis
CGCM3.1 (T47) et (T63)	Canada
CNRM-CM3	France
CSIRO-Mk3.0	Australie
ECHAM5/MP1-OM	Allemagne
ECHO-G	Grande-Bretagne et Corée
FGOALS-g1.0	Chine
GFDL-CM2.0 ; GFDL-CM2.1	États-Unis

1.2.5.2 Le scénario :

Généralement, ils sont obtenus à partir de projections qui sont souvent fondés sur des informations complémentaires provenant d'autres sources; quatre genres de scénarios sont communément utilisés dans l'étude du changement climatique : le scénario climatique, le scénario d'émissions (**Figure 04**), le scénario de forçage radiatif et le scénario du RSSE (**Boucher et al., 2015**).

**Figure 4 :** Scénarios d'émissions utilisés pour les projections climatiques

La première série de scénarios regroupent sous l'appellation "scénarios A1". Ces scénarios se basent sur l'hypothèse d'une croissance rapide de l'économie mondiale associée à une augmentation de la population mondiale jusqu'au milieu du 21^e siècle, suivie par une introduction rapide de nouvelles technologies énergétiques efficaces. Les économies régionales se développent fortement et la richesse est répartie équitablement (**Boucher et al., 2015**).

➤ Les scénarios A1 se subdivisent en trois groupes :

- en A1F1, le monde continue principalement de fonctionner avec les combustibles fossiles,
- en A1T avec des combustibles non fossiles,
- en A1B avec un mélange des deux.

➤ Le scénario A2 quant à lui décrit un monde qui reste divisé. Dans l'ensemble, il n'y a pas de redistribution des ressources naturelles disponibles, des connaissances technologiques et du bien-être entre les régions riches et les régions pauvres.

➤ Le scénario B1 suit le scénario A1, mais le monde se tourne plus rapidement vers une économie axée sur les services avec une introduction rapide de technologies propres et durables.

➤ Le scénario B2 parle d'un monde axé sur la préservation de l'environnement et de l'égalité sociale, mais qui part de solutions régionales en matière de durabilité économique, sociale et écologique.

Selon la **Figure 5**, le pire scénario serait le scénario A2, ce dernier induirait à un réchauffement plus conséquent que les autres scénarios avec une augmentation de plus de 3,5 °C en 2100 ; le scénario B1 quant à lui représente la vision la plus optimiste de ce que serait ce réchauffement avec un peu moins de 2 °C en 2100. Aucun des scénarios même les plus optimistes ne prédisent un refroidissement des températures.

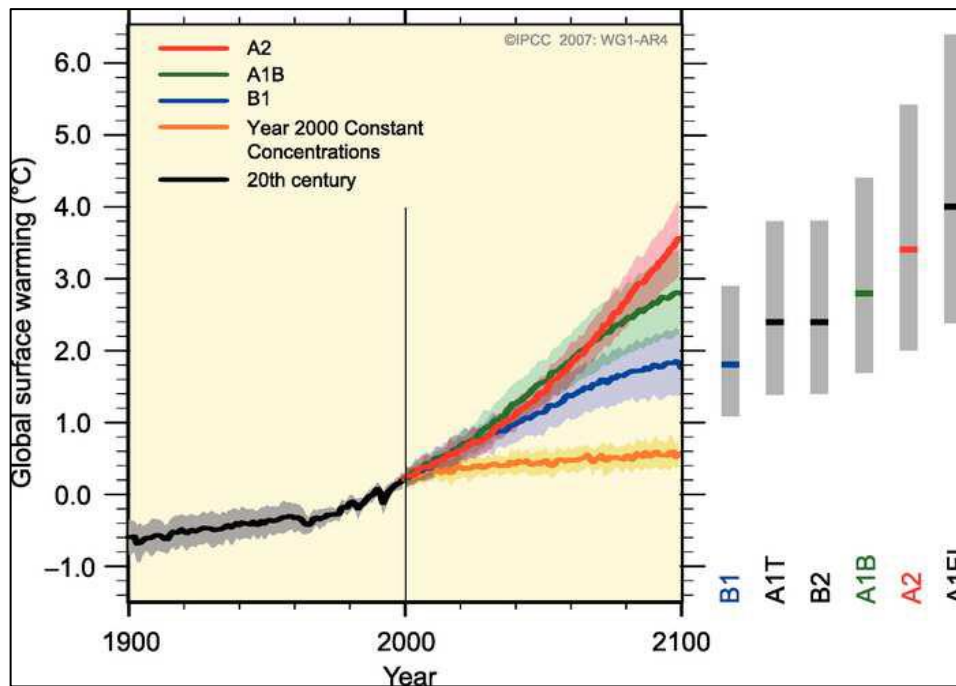


Figure 5 : projections des émissions des gaz à effet de serre et de la température de la Terre Jusqu'en 2100 (http://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/fr/figure-spm-5.html).

1.2.6. Le changement climatique observé au cours du 21ème siècle :

1.2.6.1. Le changement climatique à l'échelle globale :

Selon les données des premiers relevés instrumentaux de la température datés de 1850, le climat du globe s'est considérablement réchauffé, surtout au cours des 30 dernières années. (**GIEC, 2007**). Entre 1905 - 2006, une estimation moyenne de réchauffement avec 0.74°C ($0.56 \pm 0.92^{\circ}\text{C}$) est annoncée par (**GIEC, 2007**), mais de grandes différences à l'échelle locale, régionale, continentales et océanique sont enregistrées et les latitudes élevées de l'hémisphère Nord subissent le réchauffement le plus important durant la période 1995 – 2006 (**Henson., 2008**).

Des hypothèses ont été proposées afin d'expliquer la cause de la tendance au réchauffement mais celle du chimiste suédois **Arrhenius Savante**(1896) a été la première qui a suggéré que les concentrations en dioxyde de carbone (CO_2) atmosphériques pourraient être le facteur principal du réchauffement. La vérification de l'hypothèse et l'illustration du rôle de (CO_2) et ses effets sur le climat ont été annoncées par les rapports de **GIEC(2007)** et (**Trenberth et al., 2007**) (**Figure 6**).

Selon plusieurs auteurs, le réchauffement de l'atmosphère est ainsi une vérité sur une large majorité des régions du globe, au voisinage de la surface comme au niveau de la

tropopause (~10 km d'altitude) (Santer et al., 2003), pour la température à l'échelle continentale (Zwiers et Zhang, 2003) et pour le contenu en chaleur de l'océan (Barnett et al., 2001).

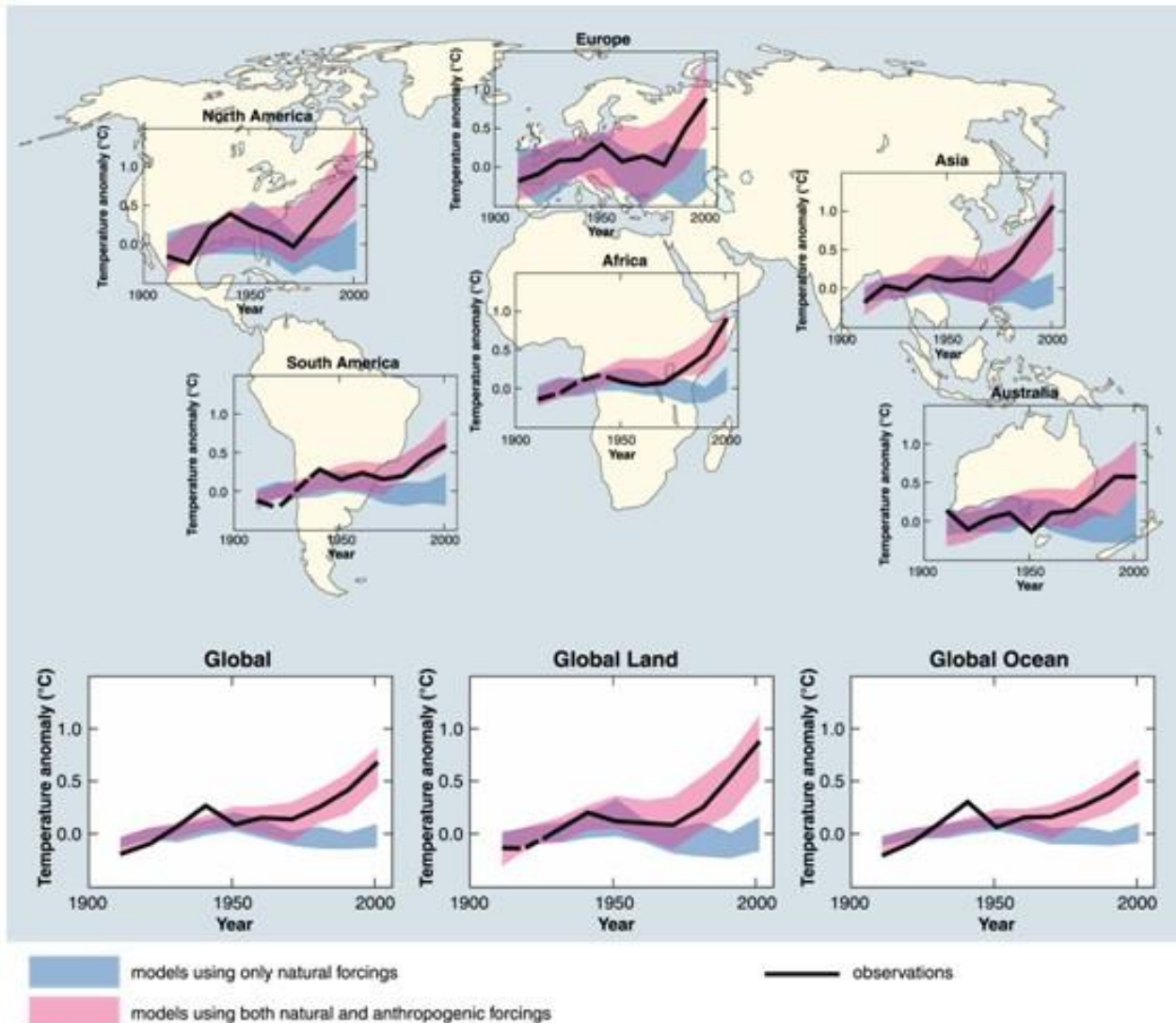


Figure 6 : Simulation des variations de température de la terre et comparaison des résultats aux changements (GIEC, 2007).

Un réchauffement climatique atypique qui persiste depuis au moins les 1300 dernières années selon la vision paléo-climatique. De même, les projections récentes des modèles climatiques indiquent que cette tendance demeurera encore pendant plusieurs siècles (Jones., 1988 ; Karl et Trenberth., 2003 et GIEC., 2007, 2013).

Des modifications importants du climat ont été enregistrées au cours du 20^{ème} siècle en relation avec le réchauffement (Figure7), citons :

- Élévation du niveau moyen de la mer de 1.8 mm/an.
- Réduction des zones couvertes de neige et des surfaces glaciaires.
- Augmentation significative des précipitations dans l'hémisphère Nord

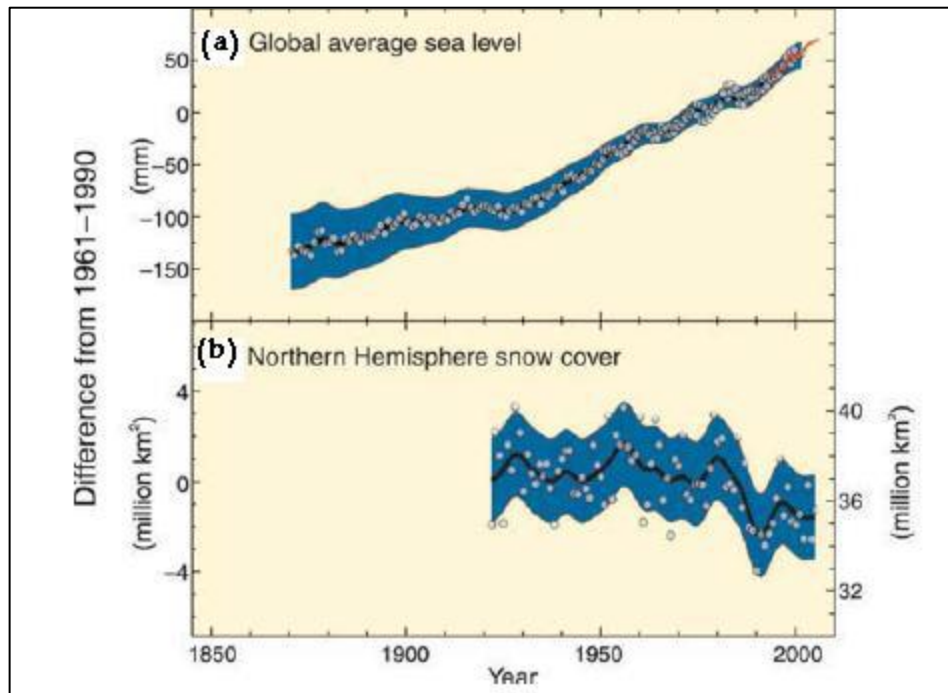


Figure7 : Variations observées (a) du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe, (b) de la couverture neigeuse dans l'hémisphère nord en Mars–Avril. Tous les écarts sont calculés par rapport aux moyennes pour la période 1961-1990. (GIEC, 2007)

1.2.6.2. Le changement climatique dans la région méditerranéenne :

D'après **Giorgi(2006)**, les changements climatiques au cours du XXIème siècle seront plus prononcés au niveau de la Méditerranée. Durant la décennie 1980-1990, une élévation de température de 0.8 °C est observée mais le Nord Afrique est particulièrement sensible avec près de 2°C. Une hausse de température plus importante en hiver est enregistrée, surtout en ce qui concerne les températures minimales (**Nicholson., 2001 et Collins., 2011**) associée à une tendance de baisse de 20 % de précipitation dans certaines régions (**Cislaghi et al., 2005 , Alpert et al., 2008 et IPCC., 2013**) à différentes échelles spatio-temporelles (**Trigo et al., 2000 ; New et al., 2002; Norrant et Douguédroit,2005 et Trenberth et al., 2007**). L'aptitude contrastée des pluies en Afrique du Nord (**Born et al., 2008**) et l'accentuation des périodes de sécheresses influent les ressources en eau.

Donc, sous de fortes pressions anthropiques et des demandes en eau croissantes, la satisfaction des besoins des populations devient de plus en plus déficitaire (**Boucher et al., 2015**). La gestion des ressources en eau devient plus difficile durant la deuxième moitié du XXème siècle avec une consommation doublée qui pourrait atteindre les 20% d'ici 2025 (**Marianne, 2010**).

1.2.6.3. Le changement climatique au Maghreb :

Dans la région Maghrébine, le réchauffement est plus accentué que la moyenne de la planète et la hausse de température enregistrée au 20ième siècle s'est située entre 1.5 et 2°C, par contre celle trouvée au niveau mondial a été de 0.74°C (**Born et al., 2008 et Agoumi., 2003**).

Au Maghreb, cette évolution climatique se manifeste encore par une baisse des précipitations de 10 à 20% selon les régions et un déplacement vers le Nord des étages bioclimatiques, menant à une remontée des zones arides et désertiques (**El-Mahi., 2002**). Donc la sensibilité de la situation des pays du Maghreb est importante car ils vont subir, plus que d'autres régions les effets néfastes du changement climatique (**Tabet-Aoul., 2008**). Dans les études récentes, ces variations qui touchent surtout les températures et les précipitations, restent généralement sous-estimées par les projections climatiques élaborées par les modèles de circulation générale (MCG) actuels (**Tabet-Aoul., 2008**).

1.2.6.4. Le changement climatique en Algérie :

La vulnérabilité des pays telle que L'Algérie aux impacts du changement climatique est due ; à une situation stratégique au Sud de la Méditerranée, une superficie immense qui englobe des ensembles géographiques contrastés et l'exposition du pays à l'influence des systèmes climatiques différents (**Mostefa-Kara., 2008**).

L'évolution du climat remarquée au cours du 20ème siècle traduit des changements climatiques qui peuvent être manifesté sous forme de ruptures des séries pluviométriques. De même, plusieurs scénarios climatiques prédisent une réduction des pluies pouvant atteindre 20% (**Mate., 2001 ; Giorgi et Lionello., 2008**). Malgré les incertitudes des prédictions climatiques, les données disponibles de projections risquent d'affecter des secteurs stratégiques, tel que l'agriculture. Le risque climatique s'ajoute à d'autres facteurs de vulnérabilité liés au mode de développement économique et social dans un environnement naturel fragile et parfois à la limite d'une dégradation avancée (**El Meddahi, 2016**).

En Algérie, environ 13% seulement de la superficie a un climat méditerranéen, le reste étant dominé par un climat semi-aride à désertique. La variabilité climatique suit

l'accroissement de la longitude et la diminution de la latitude mais l'altitude atténue cet accroissement (**El Meddahi, 2016**).

Comme pays méditerranéens, le climat en Algérie est caractérisé par une variabilité annuelle et inter- annuelle, avec des années très sèches, sèches, normales ou – rarement - humides, responsables des pertes importantes de la production agricoles. Les précipitations se produisent principalement d'octobre à avril, et les pluies sont souvent concentrées sur quelques jours ou quelques heures. Les températures sont relativement élevées, ce qui cause une évapotranspiration importante (**Mostefa-Kara., 2008**).

Selon les données dès 1970, les températures moyennes minimales et maximales sont en hausse sur l'ensemble du pays, et cette tendance se poursuit. Au cours des deux dernières décennies, les températures maximales augmentent plus rapidement que les températures minimales, et l'élévation de la température atteint 2°C environ (**El Meddahi, 2016**). La conséquence de cette augmentation des températures se traduit clairement par la diminution du nombre de jours de neige, qui dans certaines régions, est passé de 26 jours par an en moyenne dans les années 1971-1980 à 6 jours au cours de la période 1981-1990(**El Meddahi, 2016**).

Entre 1923 et 1938, l'Algérie a connu un excès dans les précipitations (**El Meddahi, 2016**). Cet excédent est de l'ordre de 17,6% dans l'Est, 12,3% dans le Centre et 9% dans l'Ouest dans les stations respectivement, Gare de Constantine, d'Alger et d'Oran (**El Meddahi, 2016**). À partir de 1939, une période sèche a commencé et qui s'est étalée jusqu'en 1946 pour atteindre un déficit de 10,2% dans le Centre et 14,5% dans l'Ouest. Par contre, dans l'Est un excédent de 6,7% a été enregistré (**El Meddahi, 2016**). La période 1947-1973 a été caractérisée par une période humide avec un excès de 13,1% au centre (**El Meddahi, 2016**).

1.2.6.4 1 Les GES en Algérie :

Les émissions de gaz à effet de serre sont estimées à 75 870 Gg de CO₂, de 914 Gg de H₄ et à 31 Gg de N₂O. La séquestration de CO₂ par les forêts est estimée à 4 331 Gg (**C.D.E.R., 2015**). Les résultats (**Tableau 3**) montrent que c'est essentiellement le secteur de l'énergie qui est responsable à plus des deux-tiers des émissions (66,92%). Le potentiel du pays en hydrocarbures explique en grande partie cette situation. Le changement d'affectation des terres et la foresterie est le second secteur important du point de vue des émissions

(12,44%), qui ne sont pas suffisamment atténuées par la séquestration qu'il assure. L'agriculture est le troisième secteur émetteur de gaz à effet de serre avec plus de 11,49% du total. Le secteur des déchets intervient pour 4,59% et celui des procédés industriels pour 4,52%. Le gaz carbonique (CO₂) est le gaz le plus émis avec 72,40%, suivi du méthane (CH₄) avec 18,31% et de l'oxyde nitreux (N₂O) avec 9,29% (C.D.E.R., 2015).

Tableau 3: Synthèse des émissions et des absorptions de GES en Algérie (1994) (Gg) (C.D.E.R., 2015).

Secteur	CO ₂ émissions	CO ₂ absorptions	CH ₄	N ₂ O	NO _x	CO	COVNM	SO ₂
Energie	59245,74 0	0	515,57	0,3	238,41	916,09	184,46	31,69
Procédés Industriels	4437,8	0	0,24	0,88	2,47	5,35	92,91	7,89
Solvants	NC	NC	NC	NC	NC	NC	NC	NC
Agriculture	0	0	168,04	27,45	0,88	921,43	NC	0
Sols/Forêts	12166,55	4331,46	20,61	1,42	5,12	180,34	NC	0
Déchets	0	0	209,51	1,34	0	100	NC	0
Total	758711,09	4331,46	913,97	31,39	246,86	1123,21	277,37	39,58

Si l'on tient compte du potentiel de réchauffement global (PRG) à l'horizon de 100 ans de chaque gaz, les émissions brutes sont de 104,794 millions de TE-CO₂ et les émissions nettes sont de 100,463 millions de TE-CO₂. Sachant que la population de l'Algérie était estimée en 1994 à 26 743 075 habitants, on a en moyenne 3,92 TE-CO₂/habitant, si l'on prend uniquement les émissions de CO₂, le taux d'émission de CO₂ par habitant est de 2,84 tonnes, comme le montre le **tableau 3** l'absorption est de 0,16 t de CO₂/hab (C.D.E.R., 2015).

En tenant compte des PRG des trois principaux gaz à effet de serre (tableau 3.1), 72,40 % des émissions totales proviennent du CO₂, ce qui s'explique par l'ampleur de l'activité énergétique de l'Algérie, 18,31% proviennent du CH₄ et 9,29 % du N₂O (C.D.E.R., 2015).

D'après les recherches du GIEC TRE, la faible capacité de réponse et d'adaptation de l'Afrique la met dans une situation très vulnérable aux changements climatiques. En outre, la contribution de l'Afrique aux émissions de gaz à effet de serre est insignifiante. La comparaison des émissions de CO₂ par personne en Afrique du Nord en 1997 (**Figure7**) montre que l'Algérie détient la deuxième place et se positionne derrière la Libye (C.D.E.R., 2015).

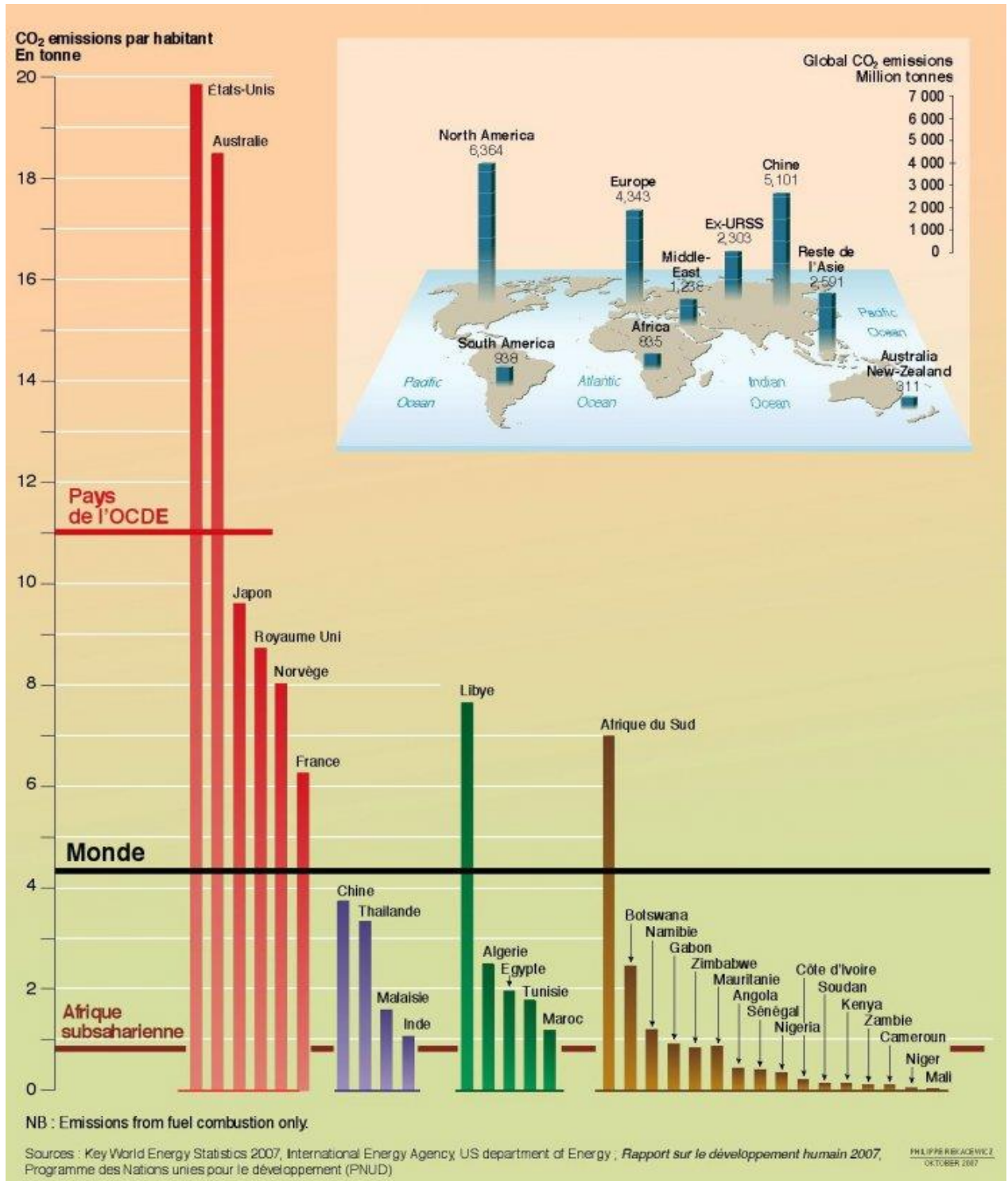


Figure 8 : Émissions africaines: les principales sources africaines de gaz à effet de serre; le taux d'émissions par personne; comparaison avec les émissions d'autres pays

([Http://www.grida.no/publications](http://www.grida.no/publications))

1.2.6.4.2 Projections climatiques sur l'Algérie

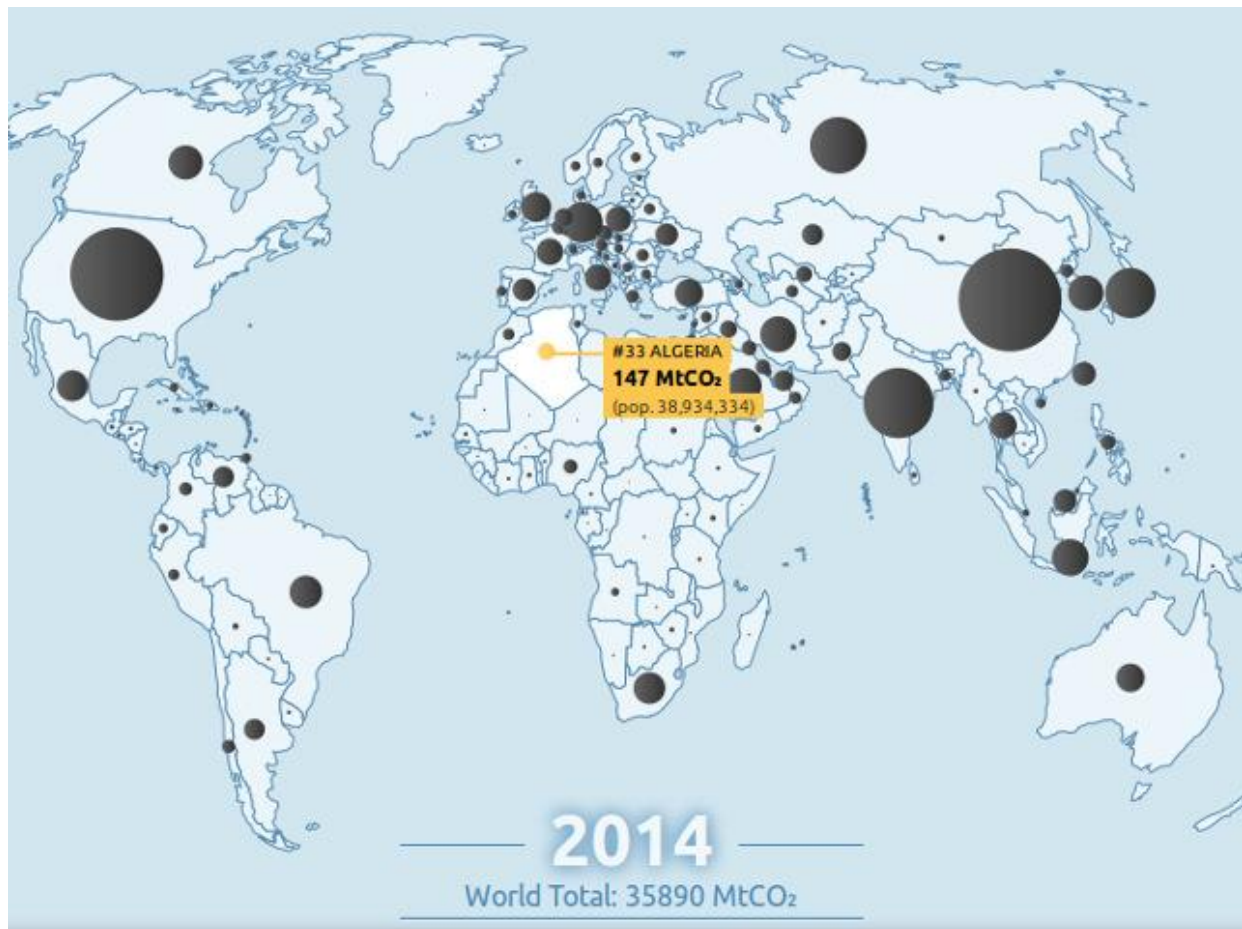


Figure 9: Le classement de l'Algérie en termes d'émission de carbone en 2014

La version 2015 du rapport sur le budget global du carbone relatif à l'année 2014 est publiée le 7 Décembre 2015 par Global Carbon Project. Selon ce rapport, l'année 2014 a connu une hausse d'émission du dioxyde de carbone vers l'atmosphère seulement de 0,6 % par rapport à l'année 2013 pour atteindre 35.9 GtCO₂, soit 60 % de plus depuis le Protocole de Kyoto (C.D.E.R., 2015).

Les plus grands émetteurs de carbone sont classés comme suit : la Chine 9680 Mt CO₂ (millions tonnes de CO₂), 27 %, USA 5561 Mt CO₂, 15 %, Union Européenne avec 28 pays, 9 %, l'Inde 2597 Mt CO₂, 7 %, seuls ces quatre pays représentent 59 % de l'émission mondiale. L'Afrique avec (1295 Mt CO₂) ne représente que 3,6 % de l'émission mondiale en 2014. La croissance d'émission entre 2013 et 2014 est de 1,2% pour la Chine, 2,9% pour l'USA, -5,9% pour l'UE (régression d'émissions) et 8,6 % pour l'Inde. Les émissions par

habitant pour l'année 2014 est comme suit : 17,4 tonnes CO₂ par personne par an aux USA, 7,1 tonnes CO₂ par personne par an, 6,6 tonnes CO₂ par personne par an pour l'UE et 2,0 tonnes CO₂ par personne par an pour l'Inde, 46 tonnes CO₂ par personne par an pour le Qatar et 27 tonnes CO₂ par personne par an pour le Kuwait. Le charbon est la source principale avec 42 % des émissions totales de carbone en 2014 ; le pétrole 33 %, le gaz 19 %, le ciment 6 % et le gaz torché 1% **(C.D.E.R ,2015)**.

Pour l'Algérie, le rapport note une légère hausse d'émission globale de dioxyde de carbone de 147 MtCO₂ en 2014 contre 143 Mt CO₂ soit une hausse de 2,8 %. En termes d'émissions par habitant, le rapport enregistre 3,8 tonnes CO₂ par personne par an en 2014 contre 3,7 tonnes CO₂ par personne par an en 2013. L'Algérie est classée en 33ème place au niveau mondial, 3ème au niveau Africain après l'Afrique du Sud (476 MtCO₂) et l'Égypte (237 MtCO₂) et 6ème dans la région MENA mais ne représente que 0,41 % de l'émission mondiale en 2014 contre 0,36% en 2013 **(C.D.E.R ,2015)**.

Par ailleurs, la concentration de CO₂ dans l'atmosphère a atteint 397.15±0.10 partie par million en 2014, soit une hausse de 43 % par rapport à l'ère préindustrielle (277 ppm en 1750) et c'est la concentration la plus élevée depuis au moins 800 000 ans. Les prévisions montrent des tendances faibles d'émissions de carbone en 2015, -0,60 % par rapport à 2014 **(C.D.E.R ,2015)**.

Durant la période de négociation d'un nouveau régime climatique devrait freiner les émissions de carbone de 40 à 70 % d'ici 2050 et de 100% d'ici 2100 lors de la COP21 de Paris, cette légère stagnation des niveaux d'émissions de carbone est considérée comme bonne nouvelle d'autant plus qu'elle est associée à une croissance économique significative. Ce découplage entre réduction d'émission de carbone et croissance économique devrait inciter l'accélération de transition vers des énergies propres **(C.D.E.R ,2015)**.



CHAPITRE II

**PRÉSENTATION DE LA ZONE
D'ÉTUDE**



Introduction

Une caractérisation de la zone d'étude au moyen de description des situations géographiques et géomorphologique, ainsi que les grands critères de son climat et de son régime hydrologique doit être faite. L'analyse et l'évaluation des données qui caractérisent le régime météorologique sont cruciales afin de comprendre la nature de la région d'étude.

L'étude physique de la zone d'étude constitue un élément déterminant sans lequel aucune étude hydrologique n'est véritablement possible. Donc, une présentation des aspects physiques de l'environnement climatique et hydrologique est réalisée.

2-1-Le Cadre Physique

2-1-1-Situation Géographique

La région d'étude est située au Nord-est de l'Algérie. Elle se trouve approximativement dans la fourchette des coordonnées géographiques suivantes : 5°57,8 - 7°15,7 Est et les latitudes 35°00,00 -35°52,31 Nord (**Figure10**), avec une superficie de 27180 km², Il s'agit d'une vaste région montagneuse de la partie Orientale de l'Atlas saharien qui sépare les hautes plaines constantinoises du Sahara ; c'est une région nettement individualisée, elle est soulevée massivement au-dessus de la plaine quaternaire de Biskra (**Côte., 2003**). Elle contient les trois grands massifs Belezma, les Aurès et Nememchas et leurs bordures, elle se présente comme un quadrilatère dont les quatre angles sont marqués par les villes de Khenchela, Batna, Biskra, Tibessa et le Sahara des Nememchas. Elle est limitée au Nord par une ligne tirée de Batna à Khenchela, à l'Ouest par la route nationale Batna -Biskra (El Kantra), au Sud par une ligne tirée de Biskra vert Khanget sidi nadji et les limites sud de la wilaya de Khenchela, à l'Est par la frontière tunisienne qui coïncide avec les limites periclinale du massif des Nemamchas.

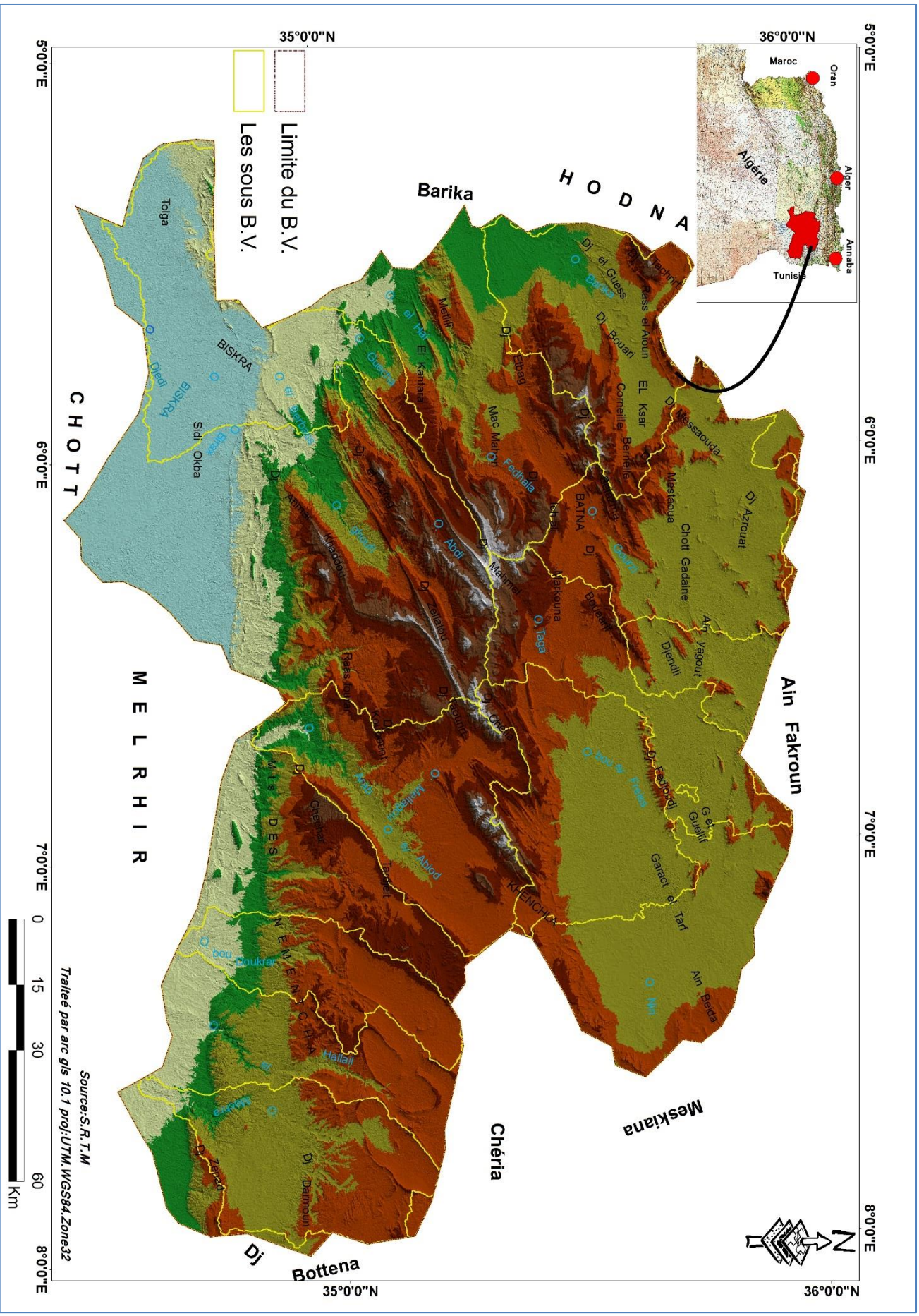


Figure 10: Carte de la situation géographique de la région d'étude

2-1-2-Le Relief

Le territoire de la région d'étude s'inscrit presque entièrement dans l'ensemble physique constitué par la jonction de deux Atlas (Tellien et Saharien) ce qui représente la particularité physique principale de la région. L'Atlas tellien forme avec l'Atlas saharien, plus au Sud, deux ensembles de relief parallèles se rapprochant en allant vers l'Est, entre lesquels s'intercalent de vastes plaines et les hauts plateaux. Les deux Atlas tendent à se confondre dans l'Est de l'Algérie, où l'on retrouve les vastes chaînes montagneuses des Aurès (Batna, Khenchela, Oum El Bouaghi et Biskra) et de la Nemamechas (Tébessa) qui occupent la totalité de l'Est algérien.

2.1.2.1. Les montagnes :

Les trois grands massifs, Belezma, Aurès et Nemamechas forment l'ossature physique principale de la zone d'étude et de ce fait ils constituent l'ensemble physique le plus important. Ce sont répartis sur le territoire concerné pour l'étude

Comme suit :

A) Au Nord-Ouest :

Le synclinal faillé de Ain Touta- Batna sépare l'Aurès des monts de Belezma, le Massif montagneux de Belezma situé au Nord-Ouest du gros massif des Aurès et qui est un peu une réplique de celui-ci en plus petit, Culminant à 2 138 m au-dessus des plaines périphériques situées à 800, 900, ou 1000 m d'altitude, il se présente comme un massif vigoureux, contrasté aux pentes toujours accusées. Les principaux Djebel son : Djebel Refaa 2178m, Djebel Tichaou 2138m, Djebel Tuggurt 2091m, Ras EchChaoua 1714m et Djebel bou Ari 1396m

B) Au centre :

Vu de son ensemble, le massif des Aurès se présente comme un puissant toit à double pente, dissymétrique, ride et parallèle. Cette série montagneuse orientée Nord-est / Sud-ouest (Orientation typique de la chaîne Atlasique), porte à 2200 - 2300 m ses crêtes sommitales (Mehmel, Chélia, Aidel). Au Nord de cette ligne de crête retombée rapide en 10 ou 20 Km établit la jonction avec les hautes plaines situées à 900 m d'altitude entre Batna et Khenchela. Au Sud, un long versant mène en 50 ou 60 Km au piémont saharien, localisé à 100 m d'altitude (Côte., 2003).

Ces plis serrés dessinent de longues arêtes rectilignes, faites de crêtes étroites et séparées par des profondes vallées. D'après **SRTM** on a extrait la carte hypsométrique de la zone d'étude (**Figure11**) qui présente les principales chaînes et les différentes tranches d'altitude.

La grande chaîne de partage se continue ensuite par :

- Un col dont l'altitude ne dépasse pas 1250 m du Nord à AïnCheroui, celui du Sud à HenchirEtouan. Le chemin actuel est bon et fait communiquer la grande route de Batna à Khenchela avec Bou Hamama (vallée de Mellagou).
- Le Kef Gâam (1656 m).
- Le Theniet El Fedj chemin de FoumTizourit à Bou Hamama
- Le djebel Aourès (1551 m).
- DeTizougarine par Oued Tamza.

Versant Saharien :

Il s'agit des différentes chaînes de montagnes qui se détachent de la chaîne de partage et séparent les uns et des autres les différents cours d'eau du versant saharien.

- Entre la haute vallée d'Oued El-Kantara et la haute vallée d'Oued Fedhala ; les chaînes de Titouguelt (1583 m).
- Entre Oued Fedhala et Oued Larbâa : les monts des Ouled Fedhala.
- Entre Oued Larbâa et Bouzina massif de Malou.
- Entre Oued Bouzina et Oued Abdi le massif du Mahmel (2321 m).
- Chaîne séparative entre Oued Abdi et Oued El Abiod : Cette chaîne prend naissance au ThenietGabelRessas par le djebel Bouteleghmine (2178 m).
- Entre Oued El Abiod et la vallée d'Oued Cheneoura : le massif du Zellatou.
- Entre Oued El Abiod et les affluents d'Oued El Arab le massif du djebel AhmarKhaddou.

Montagnes sud des Amamras : Ces montagnes sont très boisées et sont formées de plusieurs rides parallèles.

* La 1^{ère} entre oued Mellagou supérieur et Oued Tamza porte le nom de djebel Aourès (1551 à 1468 m).

* La 2^{ème} est la chaîne bordière entre Oued Tamza et la plaine de Tamagra, elle se détache de la chaîne principale au djebel Aïdal et porte le nom générique de djebel Bezaiz (2143 à 1766m).

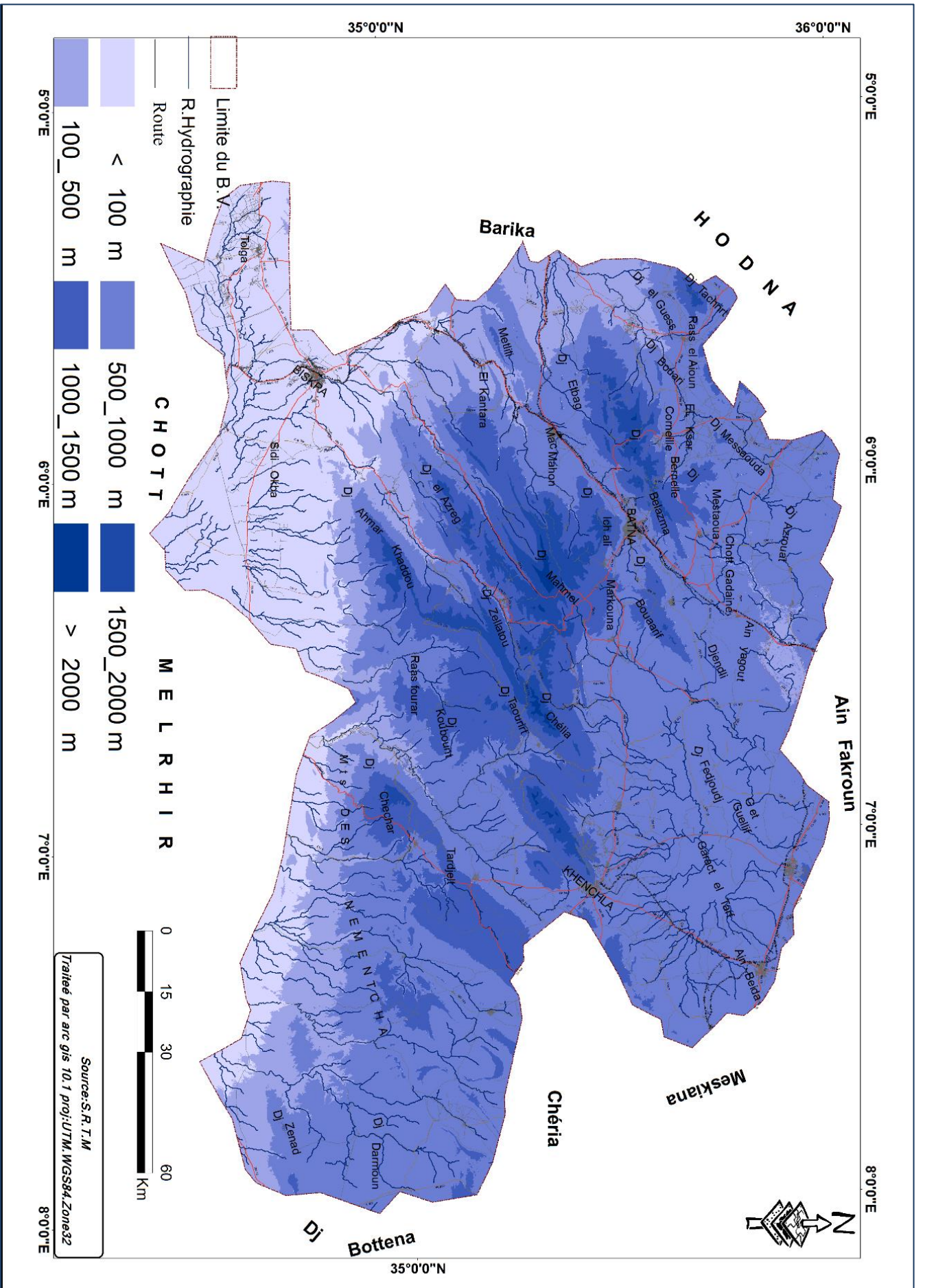


Figure 11 : Carte hypsométrique de la région d'étude

Versant de la plaine des Sbakhs :

les principaux sommets sont :

- Sur la rive gauche de Oued Foug El Gueiss en partant du Theniet El Fedj : le Kef Mabrou, le Ras Ichoufertatou (1470 m), le Ras Ifertassine (1303 m), le Ras Tourna, le Kef Achachoua (1176 m).

- Le djebel Pharaoun aux gisements de cuivre qui se prolonge par le Kef El Abiod (1815m), le djebel Guelàa (1621 m) et le djebel Akar sur le FougTfist, dernier défilé à quelques kilomètres de Khenchela que traverse la route Batna- Khenchela. Il se prolonge de l'autre côté par la montagne isolée du djebel El Mennchar.

C) Au Sud-Est :

Ou s'étalent les monts de Nemamchas. Les altitudes des sommets s'abaissent et n'atteignent plus les 1800 m, sauf au Djebel Chechar. Le relief devient moins montagneux. Les principaux Djebels des Monts des Nememcha sont : Dj Bou Djellal, Dj Boudakhan, Dj Ong, Dj Sidi Abid, Dj Abiod, Dj Zora, Dj IchMerzoue, Dj Guetar et Dj Bou Kammech.

2.1.2.2 Les plaines :

La zone d'étude est caractérisée par une surface importante des plaines, qui se localisent dans la partie Nord Est et s'étalent de Ain Baida jusqu'à Ain Djasser, comme la plaine de Kais au Nord-est avec des altitudes de moins de 1000m, on trouve ainsi la plaine de Ouled Fadhel avec une altitude de 900m.les plaines représentent (1/3) de la surface totale de la zone d'étude. Elles sont drainées par un réseau hydrographique très important tel qu'Oued Bou Lafrais et Oued Kbir. La partie Sud aussi se caractérise par la plaine de khanguet sidi nadjji avec des altitudes moins de 500m.

2.1.2.3 Les Hautes plateaux :

Présentent dans les plateaux des Nememcha et s'étendent sur les communes de El Mahmal, Ouled Rechach, Chéria et Thlidjane, autres plaines situées au nord de la zone, elles comprennent les plaines des Remila, M'toussa et Bouhmama.

2.1.2.4 Les dépressions :

Dans la partie méridionale, Les eaux de ruissellent empruntent les lits d'oueds à plat largement encaissé pour s'accumuler finalement dans des dépressions endoréiques, dans cette

zone nous distinguons les dépressions salées (Chott Mellghir et Chott Rasra). Au Nord de la zone d'étude on retrouve les Sebkha situées dans la commune d'El Mahmal et sebkha de Gaarte El Tarf, cette dernière constitue les points de convergence exutoire des Oueds drainant le versant Nord des Aurès.

2.1.3 Les pentes

Les pentes dans les régions montagneuses jouent un rôle très important. La zone d'étude s'étale sur une unité topographique des massifs où les grandes parties de cette unité (50%) dépassent 15% de pente (**Figure12**). D'après la carte des pentes réalisée, la plupart des terrains se caractérisent par des pentes moyennes à forte et dépassent 15%, sauf les zones des plaines au sud et au Nord-est où la pente est faible et ne dépasse pas 5%. Toute action territoriale doit s'appuyer sur l'interaction de plusieurs paramètres édaphiques. Notamment la répartition spatiale du système pente. La répartition des classes des pentes est comme suite :

La classe 0-5% :

Les pentes très faibles occupent les régions des plaines et les dépressions très faibles comme le zone de chotte Melghir au Sud et Garaattarf au Nord-Est.

La classe 5-12% :

C'est la zone des bas piémonts, elle est répartie dans la plupart de la région d'étude.

La classe 12-15%

Elle représente la classe des pentes moyennes qui occupe une surface importante de la région d'étude surtout les zones montagneuses qui présente 2/3 de la région d'étude.

La classe 15-25%

Elle représente une classe moyennement forte, qui occupe en générale la zone des piémonts ou les terrains accédants surtout au Centre de la région d'étude.

La classe >25% :

C'est la zone de fortes pentes, on la trouve beaucoup plus aux hauts piémonts, ou les montagnes s'allonge au Nord-Ouest, au centre et au Sud-est.

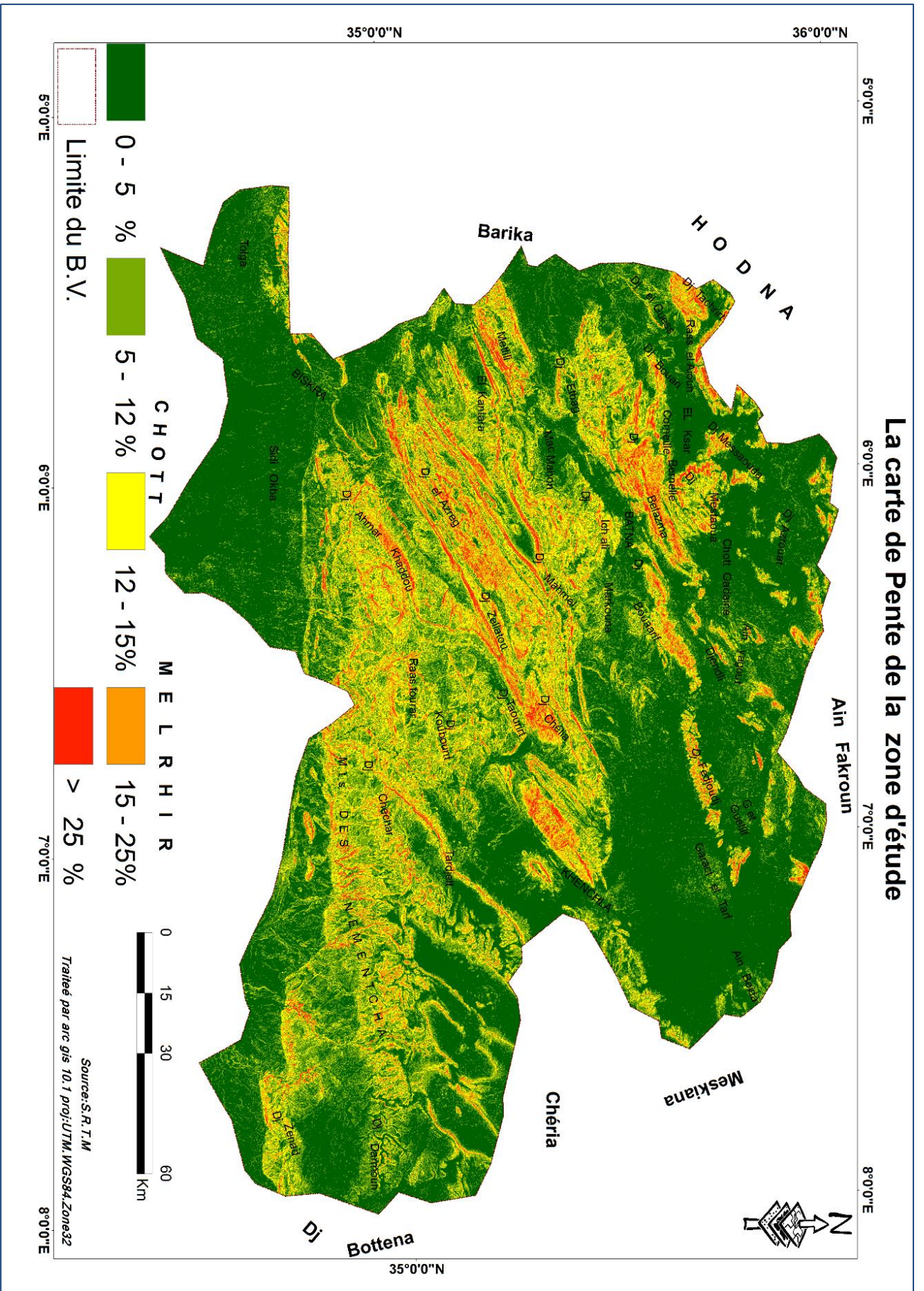


Figure12 : Distribution spatiale des pentes dans la région d'étude

2.1.4 La géologie :

Le contexte géologique est représenté dans la (**Figure13**) est d'extrait de la carte géologique des Aurès dressée par **Laffitte (1939)**. En s'appuyant sur cette carte pour dégager les différents faciès représentant les différentes ères géologiques de la zone d'étude. Cette dernière est caractérisée par une gamme variée de faciès allant du secondaire jusqu'au quaternaire. Selon **Laffitte (1939)** on distingue les faciès suivants :

- **Trias** : Il affleure au Djebel Al Azreg et quelque trace dans le massif de Belezma, il est constitué essentiellement de marnes bariolées contenant du gypse et des argiles ainsi des niveaux de dolomies.
- **Jurassique** : affleure avec ses différents étages, inférieur, moyen, supérieur dans la partie Nord-ouest de la zone d'étude, dans le massif de Belezma et dans Djebel Mestaoua, constitué par une série d'alternances de bancs de calcaires, dolomies, marnes et marnes argileuses.
- **Crétacé** : représente la nappe la plus étendue avec ses différents étages, inférieur, moyen et supérieure, il constitue les principaux affleurements, qui sont des formations généralement marines, d'une lithologie très variable (roche dure comme le calcaire, tendre comme les marnes) due à de fréquentes variations de faciès.
 - **Crétacé inférieur** : affleure dans la plupart des formations montagneuses de la zone d'étude, au Nord-Ouest dans le massif de Belezma (Djebel Tacherirt, Djebel Bouafif, Djebel Fedjoudj) au le centre de la zone d'étude (Djebel El Azreg et Djenel Chelia). Les formations du crétacé inférieur à prédominance carbonatées sont principalement des calcaires, dolomies, marnes, argiles et grés.
 - **Crétacé moyen turonien** : s'étale dans une surface limitée de la région d'étude, sur Djebel Toubount.
 - **Crétacé moyen** : s'étendant sur de petites superficies notamment, sur le Djebel Bellezma, Bouarif, et dans la région de Rass El Aioun au Djebel Tacherit. Il est caractérisé par des niveaux à prédominance calcaire et intercalations marneuses. Les épaisseurs sont très importantes.
 - **Crétacé Supérieur** : s'étale dans une surface importante du Nord-est jusqu'au Sud-ouest, dans Djebel Mahmel, Djebel Ahmar Khaddou, la région d'El Kantara et Djebel Chechar.

- **Éocène** : Laffitte 1939 souligne que les affleurements antérieurs à cet étage étaient limités au cœur des monts de Nemamechas au Sud-Est de la région d'étude, sur Dj Chechar, Dj Tadjelt, Dj Damoun et dans le massif des Aurès au Djebel Mahmel et Dj Zellatou.
- **Le Miocène** : localisé avec des étages inférieur et moyen aux trois grands massifs étudié au Nord-ouest sur Dj Etbag, au Centre dans Dj Bouarif, Dj metlili et au Sud-Est dans les monts de Nemamechas, avec une série de prédominante argileuse à intercalations de bancs de calcaire à épaisseur parfois importantes.
- **Le Quaternaire** : Localisé essentiellement dans les plaines du Nord-est et au Sud de la région d'étude. Les formations quaternaires sont très variables entre les alluvions regs, terrasses et peuvent atteindre des épaisseurs considérables.

2.1.5 La lithologie :

Il s'agit d'unités physiques très diversifiées, formées aussi par des terrains très variés du point de vue faciès. Ces terrains sont en totalité ou partiellement carbonatés (**Figure14**).

- **Les formations du trias :**

Constituée essentiellement de marnes gypseuses ; d'anhydride des sables ; d'argiles et parfois de dolomies. Les affleurements de Trias sont toujours en position anormale ou le long de failles. L'épaisseur du Trias peut atteindre quelques centaines de mètres.

- **Les formations jurassiques :**

La lithologie des formations Jurassiques se distinguent par un large développement des faciès calcaires et calcaire argileux qui renferment parfois des intercalations des marnes jeunes et rouges. D'après **Bureau (1986)** ; l'épaisseur totale des dépôts Jurassique dans les différentes parties de la région peut être évaluée à 2000m. Cet étage affleure à Dj Azreg qui est formée d'une énorme masse de dolomies découpée par l'érosion. Ce dernier est observé également au Dj Taghda. Le Jurassique qui affleure au Dj- Boumerzeg et Ravin bleu est constitué par l'alternance des calcaires et des marnes.

La carte géologique de la zone d'étude

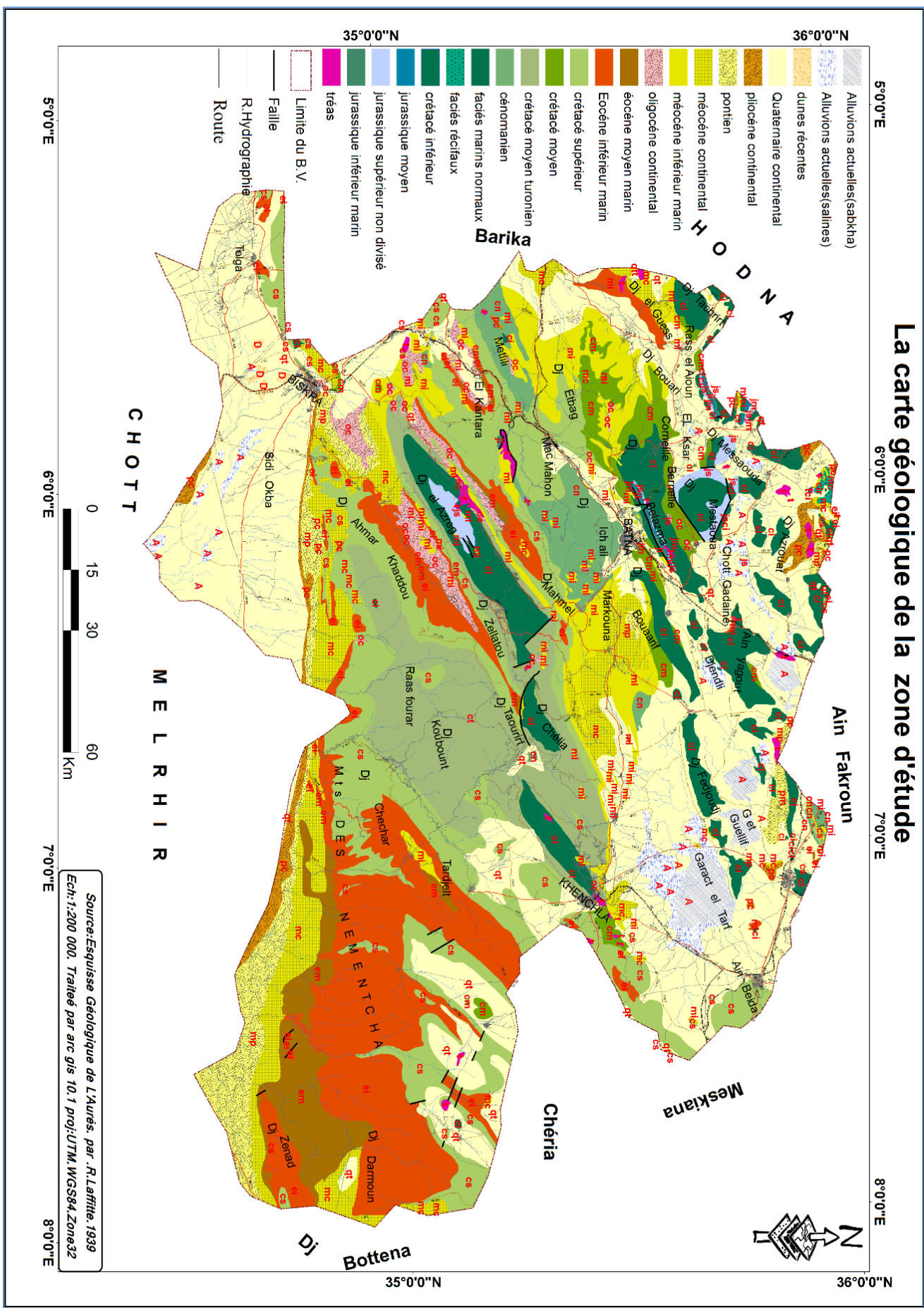


Figure 13 : La carte géologique de la région d'étude

- **Le crétacé :**

Occupe de vastes zones dans la région et c'est la formation géologique la plus répandue par rapport aux autres formations affleurantes avec tous ses étages géologiques à savoir, l'inférieur, moyen et supérieur.

- **Le Crétacé inférieur :**

Il affleure dans, les Monts de Bellezma et de Djebel Bouarif. Les formations principales sont des calcaires ou des calcaires dolomitiques ; auxquelles sont associés des marnes et des argiles. L'épaisseur des divers affleurements est généralement importante.

- **Le Crétacé moyen :**

S'étendant sur de vastes superficies et caractérisé par des niveaux à prédominance calcaire et intercalations marneuses. Les épaisseurs sont très importantes.

- **Le Miocène :**

Une série à prédominance argileuse à intercalations de bancs de calcaire à épaisseur parfois importantes.

Le Quaternaire :

Les dépôts sont développés essentiellement dans la partie bordière du massif montagneux (les éboulements et les terrasses) et dans les vallées (les cuvettes alluviales). Ils sont représentés par des argiles sableuses, des accumulations de débris et de galets de différentes roches avec quelques sources de Tuf calcaires.

La carte Lithologie de la zone d'étude

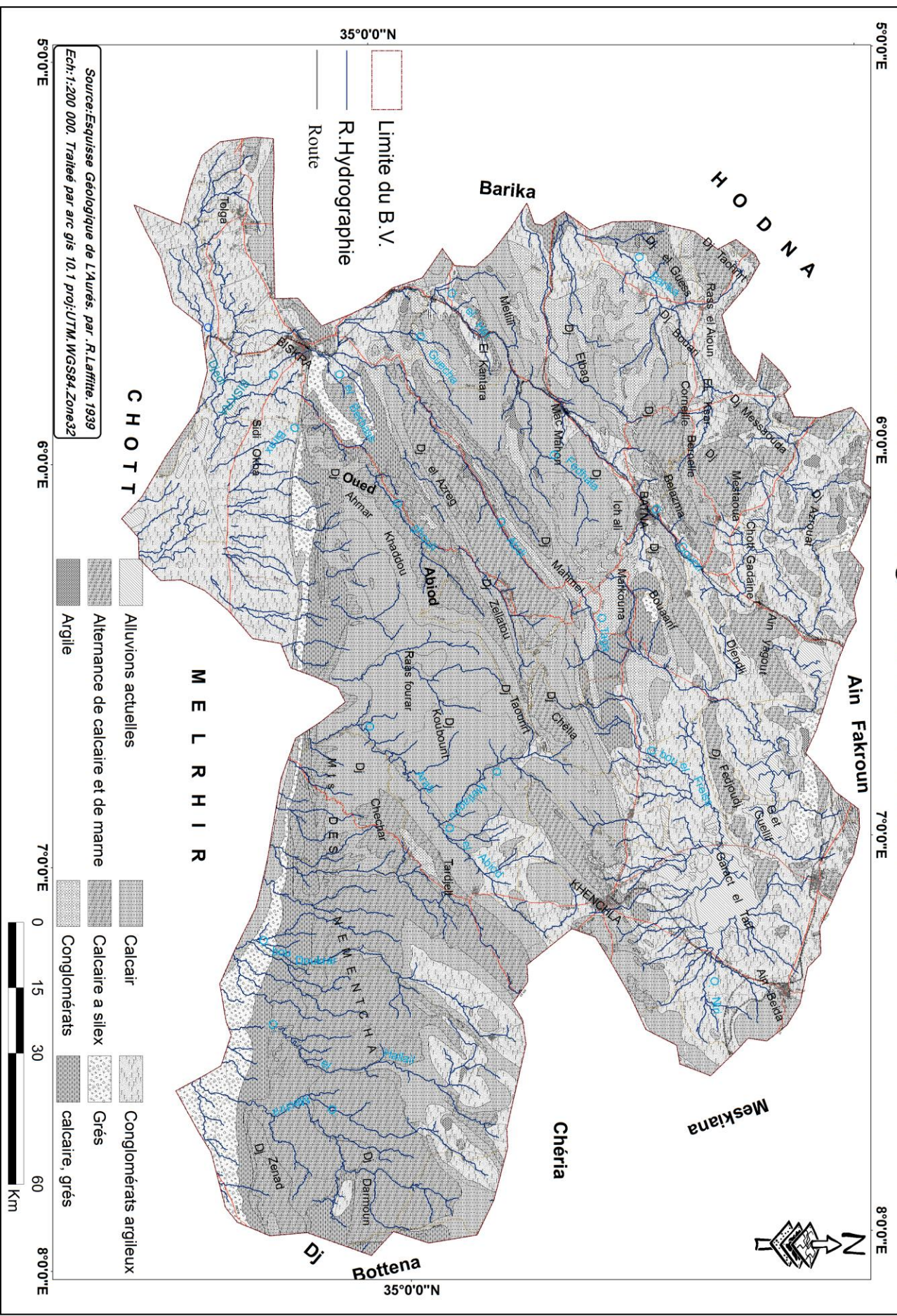


Figure14 : La carte lithologique de la région d'étude

2.1.6 Réseau Hydrographique :

Le réseau hydrographique est aréique ou endoréique et temporaire pour l'ensemble du massif (**Abdessemed., 1981**). Rares sont les Oueds qui sont adaptées à la structure tout le long de leurs cours ; la plupart franchissent des reliefs en y creusant des gorges ; cas d'oued El Abiod au niveau de Tighanimine et de Ghoufi ainsi qu'oued Bouzina en amont de Menâa.

Ballais, (1981) a noté que les débits comme la plupart des Oueds du Nord Africains sont très variables, très élevés pendant la saison humide et sec pendant la saison estivale.

La zone d'étude présente un véritable château d'eau Selon les versants on distingue deux cas :

2.1.6.1 Versant Saharien :

Quatre vallées creusent le massif de l'Aurès. Ce sont celles d'oued El-Kantara ; Oued Abdi affluent d'Oued El Kantara, oued El Abiod et Oued El Arab (**Figure15**).

-Oued El-Kantara :

Oued El-Kantara descend du col du Chélia, qu'il ouvre au pied du Djebel Touguert, une des plus hautes montagnes de l'Algérie (2094m) située à quelques Kilomètres à l'Ouest de Batna ; il prend jusqu'aux ruines de Lambiridi, le nom d'Oued Chaaba; s'appelle ensuite Oued El Ksour et forme alors la limite occidentale de l'Aurès. Il traverse le territoire d'Ain Touta. Oued El Ksour traverse ensuite le hameau des Tamarins. Oued El-Kantara à sa sortie d'El Outaya prend le nom d'oued Biskra. Les affluents d'Oued El-Kantara qui intéressent l'Aurès sont seulement les affluents gauches.

-Oued Abdi :

Est formé de 02 sources principales : Aîn Djezira et Aîn Guerza à l'Est et à l'Ouest du Theni et GabelRessas.

-Oued El Abiod :

Oued El Abiod prend sa source dans le Chélia à Ras Kalthoum (2.328 m) d'où il descend sous le nom Oued Tiddart, puis un peu plus bas Oued Tadjermit. Après avoir reçu les eaux qui arrosent la cuvette de Médina (Oued el Anasser, Oued Médina, Oued Tafrent) puis celles du plateau -Tizougarine (Oued Tisselguelt et Oued Zgag) et après avoir traversé le défilé de Foug Zgag, il devient Oued INoughissen puis un peu plus bas Oued Tadjera.

- Oued El Arab :

Oued El Arab prend sa source à quelques kilomètres de Khenchela au Sud-Ouest au Djebel Tafrent, par 2 bras ayant 25 à 30 km de longueur et qui enserrant en l'isolant complètement du massif de l'Aurès, la montagne connue sous le nom de djebel Djahfa avec 1719 m d'altitude. Les principaux cours d'eau en partant de l'Ouest en Est sont :

*- Le bras Occidental qui prend successivement les noms d'Oued Djemri et Oued Tamagra.

*- Le bras Oriental porte d'abord le nom Oued El Agrour. Ces cours d'eau sont à sec pendant la moitié de l'année.

2.1.6.2 Versant de la plaine des Sbakhs :

La Sebkhia Djendeli et la gueraa El Tarf sont les seules qui reçoivent les eaux des rivières venant de l'Aurès ; ces lacs sont salés et les eaux du Tarf atteignent le plus haut degré possible de saturation, soit 27% sans avoir pu dissoudre tout le sel contenu dans le bassin.

Les principaux cours d'eau sont :

-Oued El- Madher :

Cet Oued descend par plusieurs bras et de fort belles sources du versant nord du djebel IchGhaali et du djebel Assière. Ce sont en venant de l'Ouest le Chaabet El Troud, Oued Taraouin qui arrose Lambèse. La vallée prend alors le nom d'Oued Bou Debbah et coule à peu près de l'Ouest à l'Est tout en se relevant un peu vers le Nord jusqu'à Batna. Elle prend ensuite avec le nom d'Oued Gourzi la direction Sud-Ouest/ Nord-Est ; La rivière passe près de Fesdhis, s'appelle alors Oued El Madher.

- Oued Chmorah :

Cette rivière est formée de 02 bras, le Chaab et Ezzoubia de l'Ouest à l'Est. La rivière prend alors le nom d'Oued Taga, coule de l'Est vers l'Ouest dans une vallée très encaissée, prend ensuite le nom d'Oued El Arab, d'Oued Souts et d'Oued Chemora, traverse une belle plaine et va finir dans le chott Djendeli.

-Oued Bou El Freiss :

Cette rivière est plus importante, elle est formée par la source AïnTetoufzed et ouvre un long couloir au nord du Chelia en donnant passage à une assez bonne voie de communication avec la haute vallée d'Oued El Abiod (plaine de Médina). Cette rivière prend d'abord le nom d'oued Oulatala, noms de FoumTaarest, FoumTighezza. À la sortie de ce défilé, il s'appelle oued Taouzient avec toujours de l'eau ; sous le nom d'oued Bou El Freiss, va se jeter dans la partie occidentale de la Gueraa El Tarf.

-Oued Foum El Gueiss :

Cet oued ouvre un long couloir dans les Aurès, il sort du djebel Noughis ou Nouriss. Sa source est opposée par le sommet à celle d'Oued Tamzat, affluent d'Oued Mellagou. Il traverse un massif montagneux très boisé et entre dans la plaine au défilé de Foum El Gueiss traversé par la route de Khenchela. Il va se jeter dans la Gueraa El Tarf sous le nom d'Oued Marouf.

-Oued Menzel :

Cet oued sort du massif boisé du djebel Askar et va se jeter dans la Gueraa El Tarf (chott El Mellah), presque à côté de l'oued Foum El Gueiss, il reçoit à gauche l'oued Mouskettou connu sous le nom de Faid Iskouène qui ouvre le défilé de Foum Tizourit.

-Oued El Hamma :

Cet oued sort du Kef El Biod (1815m), par une étroite vallée sous le nom oued El Kissane, reçoit à quelques kilomètres de Khenchela la source chaude d'Ain El Hamam.

-Oued Bou Roughal ou Bagha :

Il sort du djebel Chellalaia montagne isolée au Sud-est de Khenchela après avoir servi à ouvrir le col de Zizet et Tine par où passe la route Khenchela- Zoui- Tébéssa, arrose la plaine de Khenchela, Ksar Baghai et va se jeter dans la Gueraa El Tarf. Les principaux affluents des oueds de versant Sbakhs.

-Oued Chérea :

Nait au Nord de la grande plaine de Chéria et se jeter dans le Chott Rarsa.

-Oued Guentis :

Nait au Nord de la plaine d'Hamimat Guerra, sort par une échancrure située au Sud à Téniet Relilai entre Dj Oussif et Djebel El Kifène.

Le réseau hydrographique dans la région d'étude éparpillé en toute direction mais son allure générale ne cesse d'être du Sud-Ouest et Nord Est, souvent l'orientation générale du complexe montagneux (Mont de Belezma, le massif des Aurès et Monts de Nemamechas), et la géomorphologie caractérisent le réseau en phase de jeunesse dont la mesure où les cours d'eau continuent toujours de creuser leurs lits. Ils sont secs en été en se transformant en torrent dès la moindre averse.

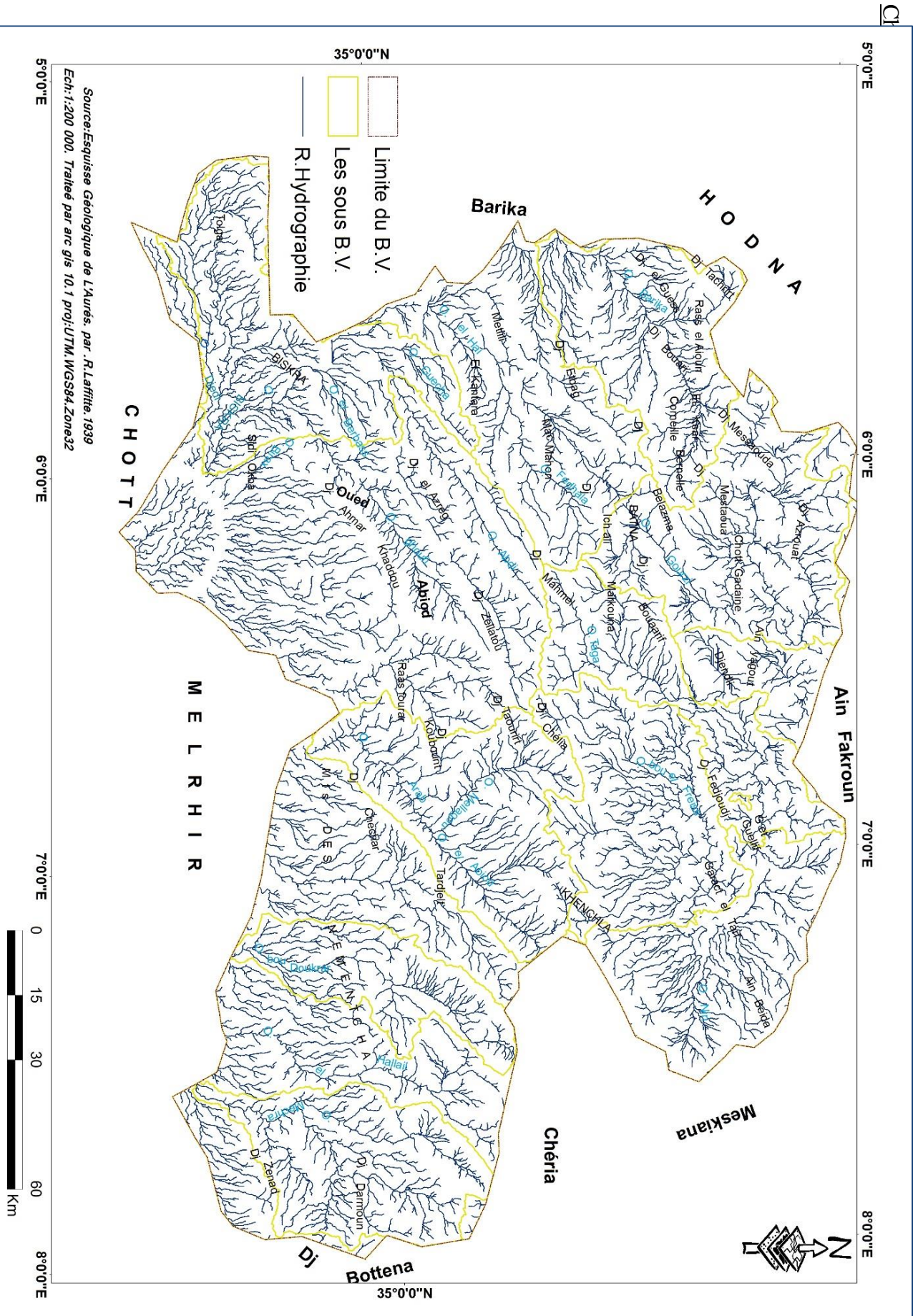


Figure 15: La carte de Réseau Hydrographique de la région d'étude

2.2 Le Cadre Climatique :

Plus encore que les facteurs morphologiques et lithologiques, les conditions climatiques de la région d'étude jouent un rôle capital dans le comportement hydrologique des cours d'eau (**Roche., 1963, Cosandey., 2001**).

Les précipitations et les facteurs climatiques dans leur ensemble sont variables et aléatoires dans le temps et l'espace, permettent d'expliquer quantitativement les variations des composantes du régime hydrologique dans sa conception la plus large.

C'est pourquoi nous consacrerons, à travers cette étude un développement particulier au climat de la région d'étude. Généralement, on constate de grande contraste de températures et une faiblesse de précipitations. Ce caractère est très marqué à l'intérieure de cette région en fonction du gradient Nord-Sud.

Du Nord au Sud, le climat méditerranéen se dégrade en effet peu à peu dans le sens d'une aridité croissante, passant des régions subhumides et semi-arides du Tell aux vastes espaces désertiques sahariens. Une diminution et irrégularité accrue de la pluviosité associée à une augmentation des températures et de la longueur des périodes de sécheresse estivale rendent encore plus difficiles les conditions de vie de plantes avec un bilan hydrique devenant de plus en plus déficitaire (**Côte., 1974 ; Pouget., 1980 ; Le Houerou., 1993 ; Benmessaoud., 2008**).

2-2-1-Les données climatiques disponibles :

Pour caractériser le climat de la région, une exploitation des données climatiques provenant de 3 stations météorologiques : Ain Skhouna (Batna), Biskra et Khenchela. Ces trois stations sont les seules qui fournissent les données de tous les éléments climatiques et qui sont localisées dans les extrémités de la région d'étude ce qui permet de mieux présenter les variations climatiques. Les caractéristiques des stations prises sont mentionnées dans le **Tableau 4**.

Tableau 4 : les caractéristiques des stations météorologiques

Stations	Longitude	Latitude	L'Altitude(m)	Durée d'observation
Batna	06°21E	35°44N	825	1982-2012
Biskra	5°43E	34°51N	100	1982-2012
Khenchela	07°05E	35°28N	983	1982-2012

A)- les températures :

Les températures est l'un des facteurs qui caractérisé le climat de la région. Les résultats enregistrés au niveau des stations montrent bien que l'année est divisée en deux

périodes ou saisons, l'une chaude et l'autre froide. Le tableau 5 et les figures (16,17et18) représentent les minima, les maxima et les moyennes des températures mensuelles en degrés Celsius dans les trois régions.

Tableau 5 : Les températures moyennes mensuelles des trois stations étudiées

T(c°)	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moy Ann
Station de Batna (station météorologique1989/2014)													
Tmin	0.07	0.41	3.07	5.67	9.73	14.35	17.15	17.21	14.41	10.07	4.82	1.35	8.19
T moy	5.82	6.96	10.41	13.54	18.77	24.26	27.76	27.19	22.50	17.52	11.20	7.01	16.08
Tmax	12.49	13.97	17.75	20.93	26.92	32.98	37.10	36.40	30.53	25.06	17.92	13.26	23.78
Station de Biskra (station météorologique1996/2005)													
Tmin	9.30	10.70	15.80	19.20	23.00	28.30	32.70	27.20	27.00	18.10	17.30	10.80	19.95
Tmoy	9.30	10.70	15.80	19.20	23.00	28.30	32.70	27.20	27.00	18.10	17.30	10.80	19.95
Tmax	13.30	16.00	21.00	21.80	29.10	33.80	36.40	36.20	30.30	26.50	18.50	13.90	24.73
Station de KhenchelaFoum El Gueiss (station météorologique1996/2015).													
Tmin	2.06	2.13	4.86	7.70	11.49	15.70	18.90	18.90	15.39	11.84	6.43	3.01	9.86
Tmoy	6.84	7.15	10.87	14.48	19.34	24.62	28.36	26.31	21.31	17.25	11.13	7.29	16.24
Tmax	11.30	11.86	16.00	19.85	24.98	30.68	34.84	33.82	27.39	23.17	16.02	11.97	21.82

Les faits les plus importants de fluctuation thermique sont reportés dans le tableau 6.

Tableau 6 : les fluctuations thermiques dans les trois stations étudiées.

Station	Batna	Biskra	Khenchela
Le mois plus froids	Janvier	Janvier	Janvier
Température Moy	5.82	9.3	6.84
Le mois plus chaud	Juillet	Juillet	Juillet
Température Moy	37.10	36.4	34.84

D'après les données de tableau 6, nous relevons que dans notre zone d'étude ; le mois de Janvier constitue le mois le plus froid avec une température moyenne variant entre 5.82 °C et 9.3°C. Le mois de juillet est le mois le plus chaud avec une température moyenne variant entre 34.84°C et 37.10°C.

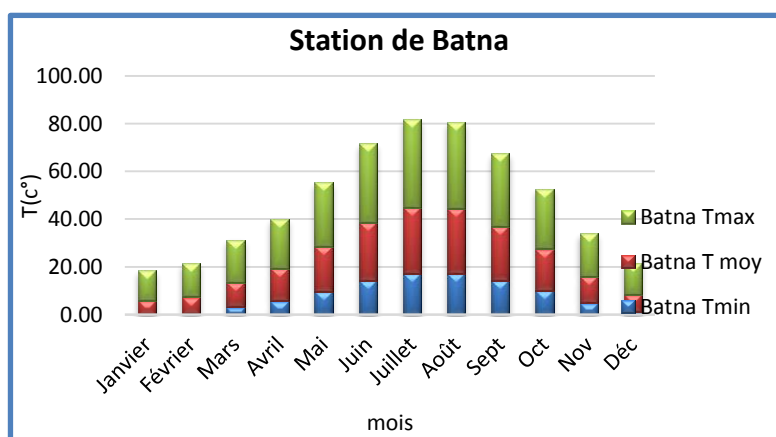


Figure16 : les températures moyennes mensuelles de Batna

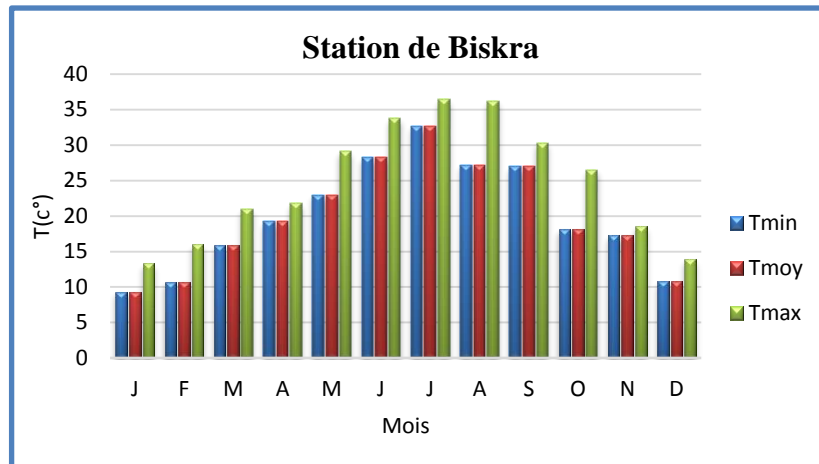


Figure17 : les températures moyennes mensuelles de Biskra

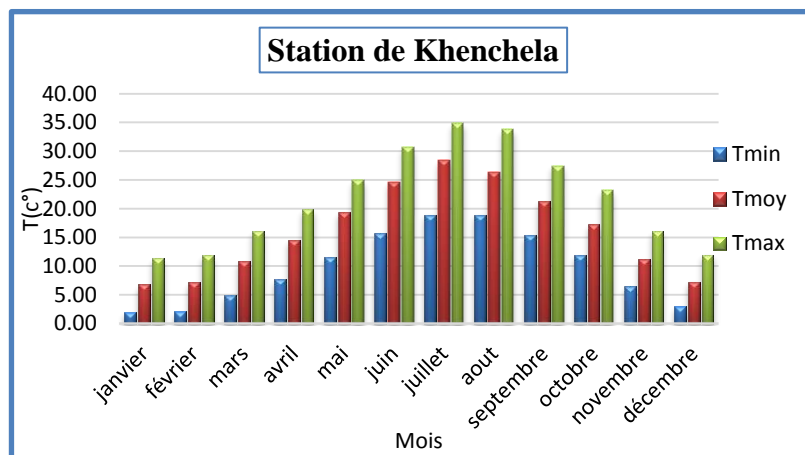


Figure18 : les températures moyennes mensuelles de Khenchela

La chaleur caractérise en premier lieu cette région présaharienne : les températures moyennes annuelles et températures estivales sont fortes. Mais les effets déterminants pour la chaleur, la latitude et de la continentalité sont contrariés et fortement nuancés par ceux de l'altitude. Ce dernier facteur, dont les effets se conjuguent aussi avec ceux de la continentalité, explique deux originalités du climat des Aurès et la région d'étude en générale (Côte., 1974, Anser., 2002, Benmessaoud., 2008).

Des températures plus froides ou plus fraîches, selon les saisons caractérisent les basses plaines de même latitude et des amplitudes accentuées. Ces traits généraux évoluent du Nord au Sud de la région étudiée, globalement vers une moindre rigueur du froid et une réduction des amplitudes.

B)-les précipitations :

L'origine des pluies en Algérie est plutôt orographique (**Seltzer., 1946**). En effet les paramètres climatiques varient en fonction de l'altitude, de l'orientation des chaînes de montagnes et de l'exposition. La hauteur pluviométrique est donc déterminée par direction des axes montagneux par rapport à la mer et aux vents humides (**Côte., 1974, Kadik., 1987**). En Algérie, ce sont les versants nord, nord-ouest et leurs sommets qui reçoivent les précipitations les plus fortes. Les pluies diminuent vers le sud au fur et à mesure que les vents s'épuisent (**Benmessaoud., 2008**). Les précipitations dans la région d'étude varient selon quatre paramètres:

- La longitude : Selon laquelle on note une diminution des précipitations d'Est vers l'Ouest.
- La latitude: la pluviosité diminue de Nord vers le Sud.
- L'Altitude : les précipitations augmentent avec l'altitude.
- L'exposition : les versants Nord reçoit des quantités des précipitations plus importantes que celle des versants Sud.

Cependant, il faut noter en Algérie que la hauteur pluviométrique est déterminée ainsi par la direction des axes montagneux par rapport à la mer et aux vents humides du Nord et du Nord-Ouest. Les valeurs de précipitation moyennes mensuelles et annuelles sont présentées dans le (**tableau 7**) et (**les figures 19, 20 et 21**).

Tableau 7 : les précipitations moyennes mensuelles des trois stations étudié

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Total Annuel
Station de Batna (station météorologique 1989/2014)													
P (mm)	37.91	25.33	25.31	32.00	32.44	24.80	33.42	38.55	46.24	18.79	7.54	21.54	343.86
Station de Biskra (station météorologique 1996/2005)													
P (mm)	9.9	8.7	18.15	14.62	23.35	6.05	14.49	19.05	8.05	4.02	0.54	2.84	129.76
Station de Khenchela Foum El Gueiss (station météorologique 1996/2015).													
P (mm)	46.03	35.65	47.04	48.02	63.23	29.62	16.97	38.95	58.58	41.58	40.77	41.39	507.83

Les précipitations connaissent de grandes fluctuations d'un mois à l'autre et d'une année à une autre. Généralement, la région d'étude connaît une grande concentration des précipitations au cours des périodes printanières (Mars, Avril et Mai) et automnales

(Septembre, Octobre et Novembre). Le mois le moins arrosé coïncide généralement avec le mois de juillet avec un été sec. De même le climat de la région est caractérisé par des températures très élevées durant la saison sèche estivale. Elle peut atteindre 43,5°C au mois de juillet et descendre à - 4°C au mois de janvier.

On outre l'examen des données montre une saison chaude de mai à octobre, avec des températures supérieures à la moyenne annuelle et une saison froide ou fraîche de novembre à avril, au cours de laquelle les températures moyennes sont inférieures à la moyenne annuelle.

Ainsi le froid hivernal se marque moins au sud, mais aussi les froids des saisons intermédiaires. Ce dernier trait joue un rôle dans la reprise de la vie végétative au printemps, plus précoce au sud qu'au nord (**Floret et Pantnier., 1982**). À 1700 mètres d'altitude, sur le sommet des massifs forestiers, les minima extrêmes peuvent sans doute tomber à -10°C, voire plus bas car Batna a enregistré un record de -5,0 °c.

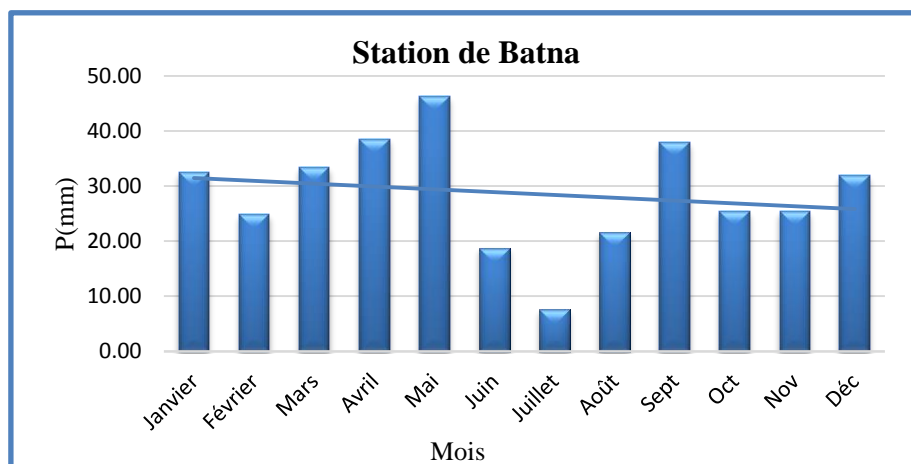


Figure19 : Les précipitations moyennes mensuelles de Batna

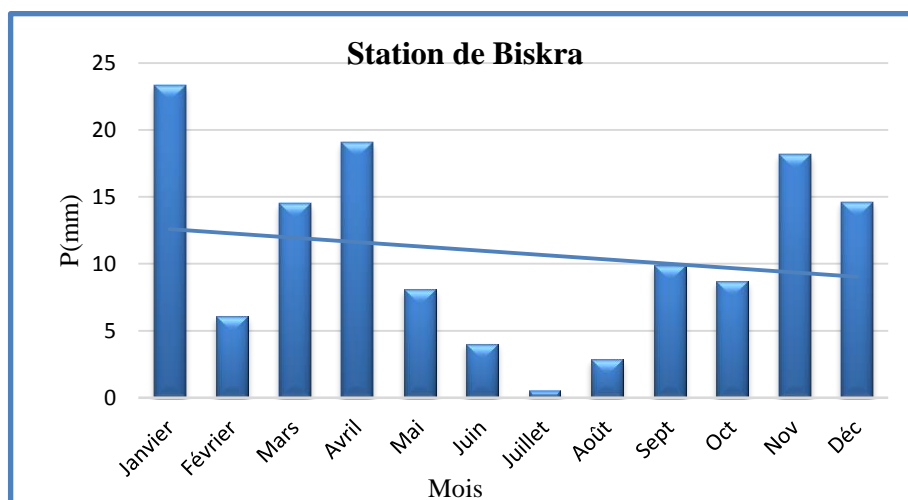


Figure 20 : Les précipitations moyennes mensuelles de Biskra

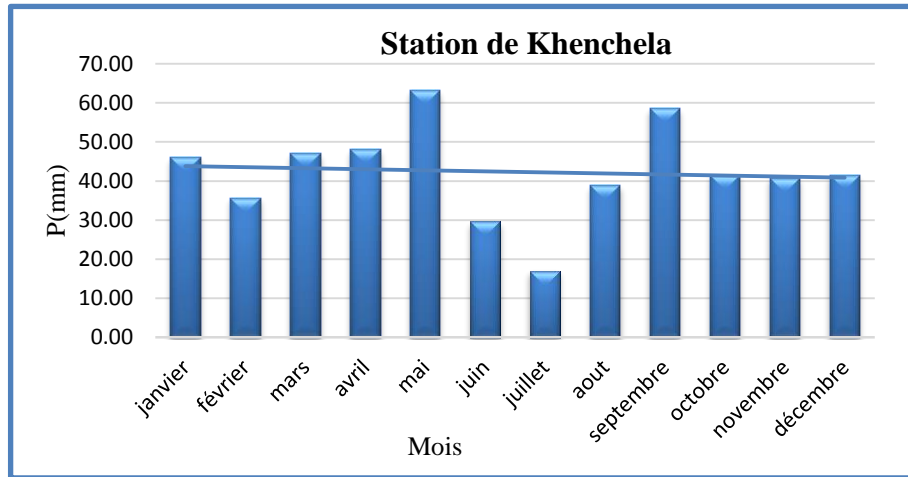


Figure 21 : Les précipitations moyennes mensuelles de Khenchela

C)-Les vents :

Généralement, les vents chargés de pluies viennent de Nord-Ouest après avoir perdu une grande partie de l'humidité sur l'Atlas tellien, ils soufflent pendant l'Automne et l'hiver et une partie de printemps (Benmessaoud., 2008).

Tableau 8 : Vitesse du vent moyenne et maximale mensuelle en m/s

		S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Total Annuel
Station de Batna, source ONM 1995/2009														
V m/s	Max	3.4	3.1	3.4	3.4	3.1	3.5	3.7	4.1	3.8	3.9	3.9	3.8	3.6
	Moy	2.2	1.9	1.9	1.8	1.7	1.9	2.1	2.2	2.2	2.4	2.4	2.5	2
Station de Khenchela source ONM 1995/2009														
V m/s	Max	3.1	2.9	3.7	3.8	3.6	3.9	4	4.4	3.7	3.6	3.4	3.3	3.6
	Moy	2.8	2.4	2.6	2.5	2.2	2.4	2.7	3	2.9	2.9	3	3	2.6
Station de Biskra source ONM 1996/2005														
V m/s	Max	7	6.1	6.6	7.7	7.4	6.1	5.8	5.1	5.7	5.4	5.4	5.4	6.02
	Moy	4.2	4.18	4.3	5.52	5.27	4.19	4.06	3.72	4.04	3.46	3.79	3.5	4.19

Le sirocco : est un vent sec et chaud provoquant une augmentation notable de la température et une chute brutale de l'humidité atmosphérique (Côte., 1974 ; Bensaid., 2003). Il peut s'observer à toutes les époques de l'année cependant son maximum de fréquence se situe en juillet et son minimum en décembre et janvier. S'il survient assez tôt au printemps à la reprise de la végétation et surtout après une période de sécheresse assez marquée, il cause de grand

ravage à la végétation d'une façon générale. Certaines dispositions topographiques Nord-Sud telles les vallées de l'Aurès, le couloir de Batna ou les cluses comme celle d'El Kantara, ou Tighanimines, le rende particulièrement agressif (**Abdessemed., 1981**).

Selon les données des stations, on peut extraire les remarques suivantes :

- **Station de Batna :**

La région de Batna subit des vents généralement faibles à dominance Sud-ouest à l'Ouest avec le passage de sirocco en été avec une fréquence maximale durant le mois de juillet. D'après le **tableau 8** La vitesse moyenne calculée sur 14 ans est de 3.6 m/s.

- **Station de Biskra :**

Les vents sont relativement fréquents dans cette région. On enregistre 59.7 jours de sirocco **tableau 9** et 60 jours de vent de sable au cours de l'année. En période hivernal, souffle fréquemment les vents de Nord-Ouest qui sont relativement humides. Cependant, en fin du printemps et en été les vents deviennent très desséchant particulièrement, le sirocco venant de Sud-ouest. Les vents de sable se manifestent notamment, en printemps et en été.

- **Station de Khenchela :**

- **Les vents Sud- Ouest :**

Sont secs et chauds (sirocco) survient fréquemment au mois de juillet, et parfois même assez tôt au printemps causant des dommages sur la végétation avec une vitesse moyenne de 3.6 m/s. (**tableau 8**)

- **Les vents Nord-Ouest :**

Sont fréquents au cours de l'Automne, de l'hiver et une partie de printemps, avec une vitesse qui peut atteindre jusqu'à 4.4 m/s. Les données de la vitesse moyenne de vents sont présentées dans le **tableau 8**

Tableau 9 : Le nombre des jours de sirocco.

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
Batna source O.N.M 1991/2005													
N° de jours	0	0	0	0	0	0	9	3	4	0	0	0	16
Khenchelasource : station FoumEl Gueiss 1970/2004													
N° de jours	1,0	1,0	4,0	7,0	6,0	8,0	10,0	8,0	6,0	3,0	2,0	1,0	57,0
Biskra source : station de Biskra 1967/2000													
N° de jours	0,0	0,0	0,0	0,1	4.25	14.5	19,0	16,7	4.56	0.43	0,0	0,0	60,0

D)-L'humidité relative de l'air :

Elle exprime le rapport en pourcentage de la pression partielle de la vapeur d'eau dans l'air (Pa) à la pression de la vapeur saturante (Pr) dans les mêmes conditions de mesure de température lue au thermomètre sec et de pression.

Au cours de l'année l'humidité relative de l'air connaît d'énormes fluctuations passant de 40 % à plus de 80 % (**tableau 10**).

Tableau 10: l'humidité relative de l'air des trois stations

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moy
Batna (O.N.M 1989/2014).													
H%	76.96	70.96	65.84	62.6	58.36	48.6	41.36	45.12	58.32	63.32	69.8	76.84	61.51
Biskra (station de Biskra 1967/2000)													
H%	57,5	49,4	43	38,3	29,4	30,3	27,25	30,1	39,3	47,2	54,3	57,8	37,5
Khenchela. (Station de Foum El Gueiss1996 2015).													
H%	74.76	72.02	67.31	64.49	60.32	50.82	43.60	45.65	58.20	60.40	66.53	71.29	61.28

Les valeurs les plus élevées sont enregistrées durant la période hivernale, correspondant aux mois de décembre, janvier et février. La sécheresse de l'aire s'établit en été ; en particulier au cours des mois de juillet et août.

2-2-2- Synthèse climatique :

De nombreux indices climatiques sont proposés. Les plus courants sont basés essentiellement sur la pluie et la température. C'est le cas du quotient pluviométrique D'Emberger (**Emberger., 1930 et 1955 ; Sauvage., 1963**) et de l'indice xérothermique de (**Bagnouls et Gausson., 1957**) qui sont les plus utilisés.

2-2-2-1- Le diagramme Ombrothermique de Gausson :

Le diagramme Ombrothermique permet d'estimer les éléments de climat d'une région de points de vue précipitation et température pendant une période donnée et facilite également de préciser les périodes sèches et humides (**Le Houerou 1979 et 1993**).

La sécheresse s'établit lorsque la pluviosité mensuelle (P) exprimée en mm est inférieure au double de température moyenne exprimée en degrés Celsius.

➤ **Station de Batna :**

Elle est caractérisée par une période sèche de 4 mois qui s'étale de juin à Septembre ; et une période humide de 8 mois qui s'étale d'Octobre à Mai (**Figure 22**).

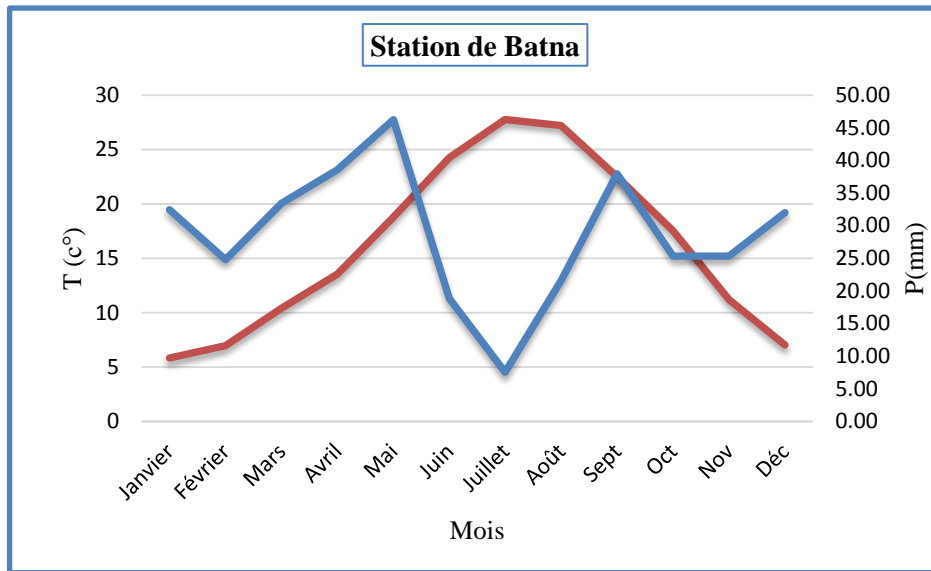


Figure 22 : Diagramme Ombrothermique de Batna

➤ **Station de Biskra :**

La période sèche s'étale presque toute l'année, le diagramme montre trois périodes de sécheresse de février à novembre, alors que la période humide pendant décembre et janvier (**Figure 23**).

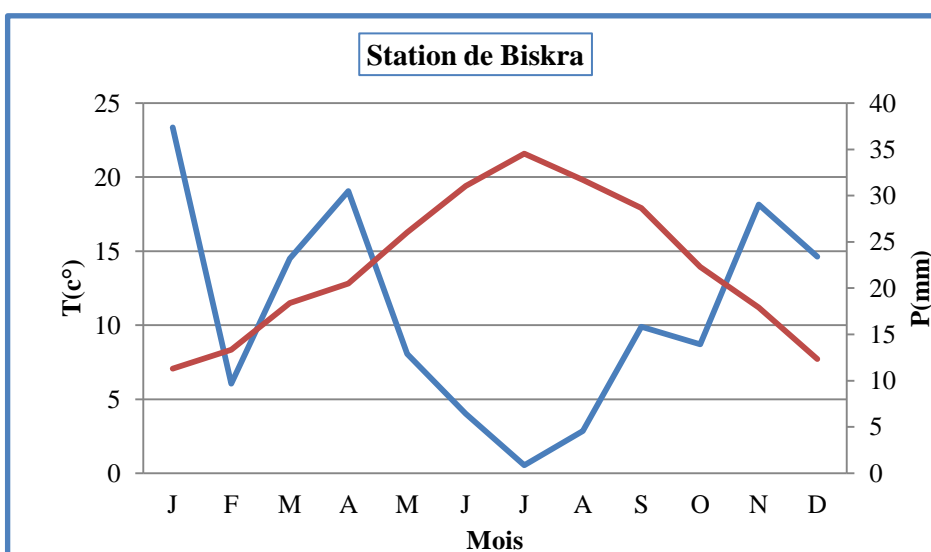


Figure23 : Diagramme Ombrothermique de Biskra

➤ **Station de Khenchela :**

La période sèche s'étale du mois de juin à octobre alors que la période humide dure 7 mois de Novembre à Mai (**Figure 24**).

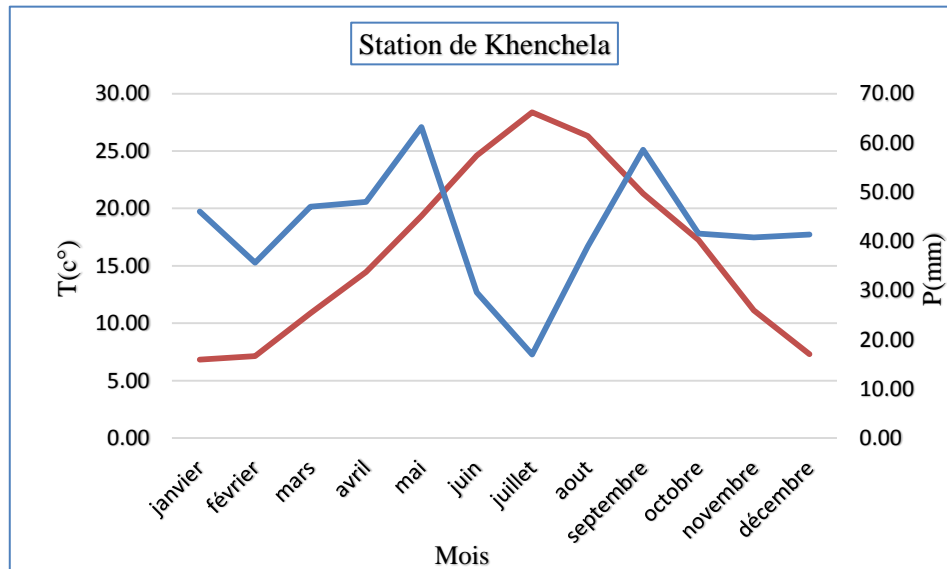


Figure 24: Diagramme Ombrothermique de Khenchela

2-2-2-2-La localisation des stations dans le climagramme pluviothermique d'Emberger et étages bioclimatiques :

Pour déterminer le climat de la zone méditerranéenne, Emberger a proposé la détermination d'un quotient pluviométrique **Q** ; ce quotient dépend de la précipitation moyenne annuelle et les moyennes des températures minimales et maximales, respectivement des mois les plus froids et les plus chauds ;

$$Q = 1000 * \frac{P}{\frac{(M+m)(M-m)}{2}} \quad (1)$$

Où :

Q : l'indice climatique d'Emberger.

P : précipitation moyenne annuelle (mm)

M : moyenne des maxima du mois le plus chaud (degrés/kelvin).

m : moyenne des minima du mois le plus froid (degrés/kelvin).

Pour caractériser le climat de la zone d'étude des trois stations étudiées, on calcule le climagramme d'Emberger (Q) qui permet de définir l'étage bioclimatique de chaque station.

➤ **Station de Batna :**

$$P= 343.86\text{mm}$$

$$M= 37.10+273=310.1^{\circ}\text{k}$$

$$m=0.07+273=273.07^{\circ}\text{k}$$

$$Q=31.84$$

➤ **Station de Biskra :**

$$P=129.76\text{mm}$$

$$M=36.4+273=309.4^{\circ}\text{k}$$

$$m=9.3+273=282.3^{\circ}\text{k}$$

$$Q=16.18$$

➤ **Station de Khenchela :**

$$P= 507.83\text{mm}$$

$$M= 34.84+273=307.84^{\circ}\text{k}$$

$$m= 2.06+273=275.06^{\circ}\text{k}$$

$$Q=53.15$$

D'après la Figure 25, on a mentionnées les résultats de tableau 11

Tableau 11 : les étages Bioclimatiques des trois stations

Station	Étage Bioclimatique
Batna	Semi-aride inférieure à hiver frais
Biskra	Saharien supérieure à hiver chaud
Khenchela	Semi-aride supérieure à hiver frais

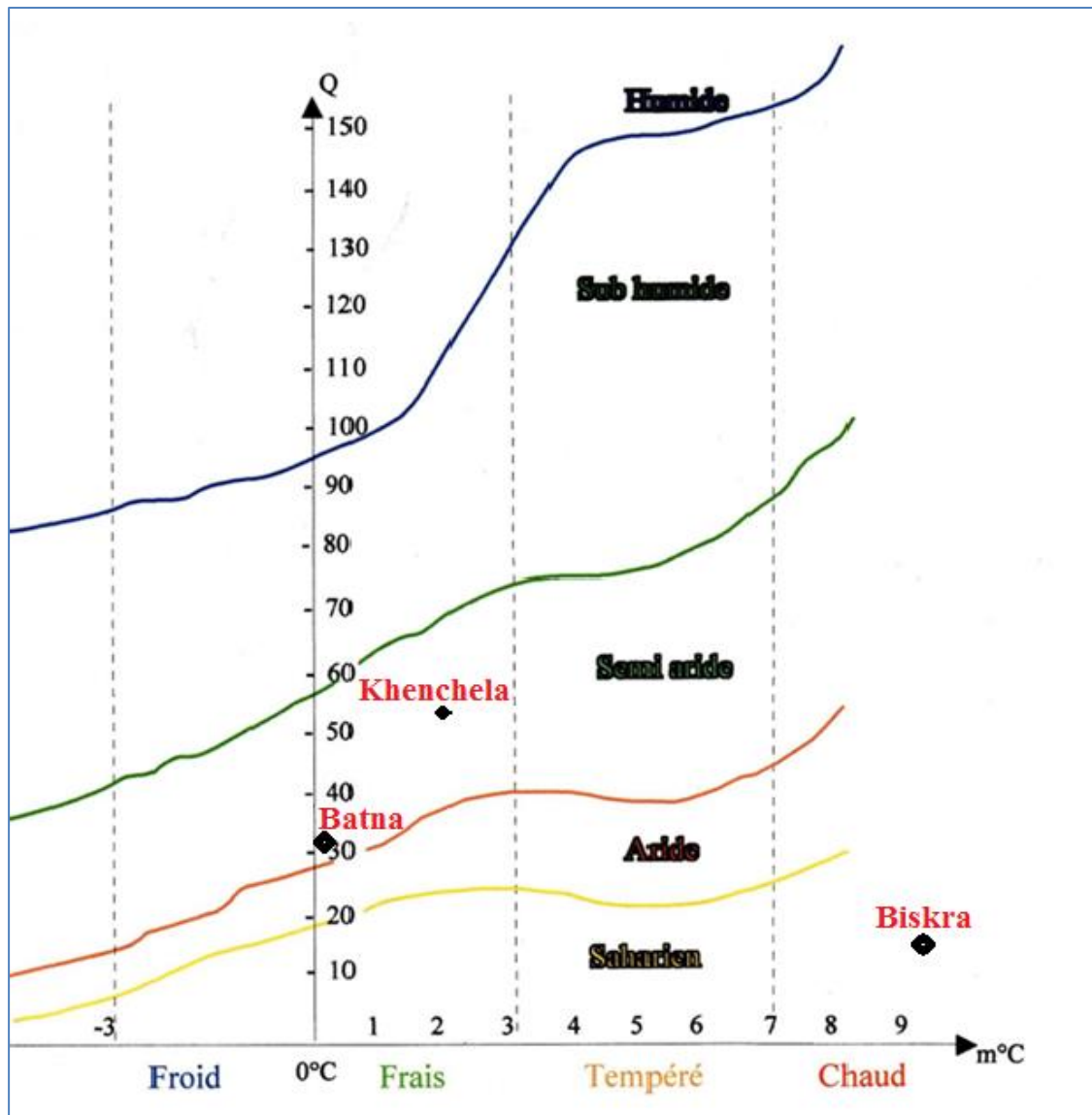


Figure 25: Climagramme d'Emberger

2-2-2-3-Saisons sèches et saisons humides d'après l'étude des diagrammes

Ombrothermiques :

D'après l'analyse des diagrammes par une relation qui apparaît assez systématiquement sur les courbes : Celle qui existe, d'une part, entre température supérieure à la moyenne et précipitation faible, et d'autre part, entre température inférieure et précipitation forte. Cette représentation vaut pour tous les mois et pour tous les types de séquences. Elle se traduit par une évolution en sens contraire des courbes, les températures accusent un creux quand les précipitations font une nette remontée, et inversement. Il existe deux contrastes saisonniers, valables sur l'ensemble de la région : l'été est sec, le printemps est humide.

La sécheresse de l'été est éminemment méditerranéenne, elle constitue un des traits majeurs du climat : Juin, Juillet et Août sont les mois les plus secs de l'année, ceux au cours desquels coïncident les températures les plus élevées et les précipitations les plus faibles.

L'existence de précipitations orageuses ne comble évidemment pas le déficit pluviométrique. On doit toutefois discuter de l'influence de ces précipitations : leur nature brutale et leur ruissellement intense qui s'ensuit et les rendent très peu efficaces pour la végétation et redoutables pour la nature et l'homme. Ravinement et érosion exacerbés, destructions de récoltes, voir mortalité dans les troupeaux et les populations sont les conséquences des orages les plus violents, elle constitue un risque naturel majeur.

L'humidité de printemps est la seconde constante du climat, résultat des précipitations notables et de températures encore fraîches. Cette saison joue le rôle essentiel dans la mise en valeur du milieu par l'homme, car c'est la période de démarrage végétatif pour les plantes de pâturage et les cultures. L'automne et l'hiver présentent des situations plus nuancées selon les zones, en raison de l'accentuation de la sécheresse vers le sud. Mais dans l'ensemble, sur les sommets des massifs, l'hiver est froid et sec comme la note (**Le Houerou., 1969**) dans les régions tunisiennes voisines où les précipitations sont inférieures à 350mm et l'hiver est relativement sec, c'est à dire là où il représente 20 à 30% des pluies annuelles. Il existe en moyenne un déficit d'eau durant cette saison.

Le froid est plus marqué au Nord, annule les effets positifs des précipitations, moins accentués au sud, il permet, en relation avec une sécheresse pas trop excessive, la survie de la végétation. Finalement, on constate un bilan annuel en quatre périodes successives :

Une saison sèche plus au moins longue à la période chaude qui commence plus tard au Nord qu'au Sud mais se termine à peu près pendant la fin d'Octobre. Une courte phase humide et fraîche à la fin de l'Automne (Novembre). Une nouvelle période sèche au maximum des froids hivernaux avec des conséquences moins excessives au Sud qu'au Nord. En fin, une saison Printanière humide et fraîche de trois mois au Nord et d'un mois au Sud (Mars).

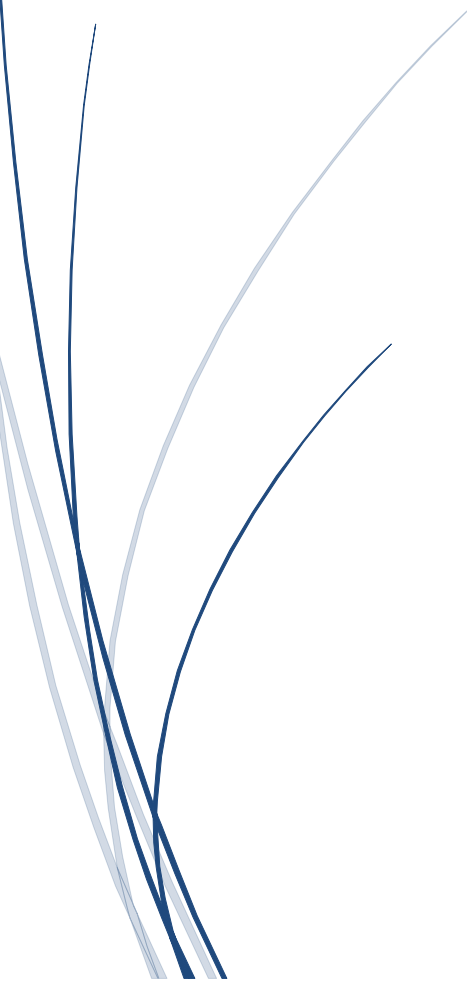
Conclusion

La zone d'étude est large et connue par sa diversité topographique, géologique et hydrologique, mais ce qui nous concerne le plus c'est bien la description climatique. Le climat de la zone d'étude est diversifié et varie entre le climat Semi-aride et Saharien. Ces deux types de climats sont caractérisés par l'alternance de deux saisons au cours de l'année, une saison humide qui débute au mois novembre et se termine à la fin du mois de mai et une saison sèche qui débute à la fin du mois de mai et se termine à la fin du mois d'octobre. Mais la nature de chaque saison est différente selon la situation latitudinale, comme il est illustré par le diagramme Ombrothermique de Gaussen.



CHAPITRE III

DONNÉES PLUVIOMÉTRIQUES : COLLECTE, TRAITEMENT ET ANALYSE STATISTIQUE



Introduction

Dans les pays de la méditerranée surtout les zones semi-arides, la variabilité et l'insuffisance de la pluviométrie déploie l'importance majeure de ce paramètre par rapport à la température (**Chaumont, 1971**). Donc, la présente étude se base uniquement sur la pluviométrie.

Dans ce chapitre, une présentation de la base de données tout en expliquant le choix des stations suivi par une étude de la fiabilité et la stationnarité des séries qui la composent. La présentation des méthodes employées pour l'homogénéisation et la reconstitution des données manquantes représente la première étape d'une description critique du réseau pluviométrique. De même, les démarches de détections des tendances ou les fluctuations observées dans les séries météorologiques sont représentées ainsi qu'une analyse des alternances pluviométriques est effectuée en s'appuyant sur les données annuelles et saisonnières des précipitations des stations pluviométriques représentatives ayant de longues séries de mesures. L'utilisation des outils d'analyses statistiques de séries chronologiques est avéré nécessaire afin d'estimer l'ampleur des tendances, dont la signification statistique a été mesurée par le test Mann-Kendall (MK), après une vérification de la corrélation sérielle par le test de Pettitt, le test de Buishand, la méthode bayésienne de Lee et Heghinian ainsi que la segmentation de Hubert.

3.1-Présentation des données :

3.1.1-Description de la base de données

La pluviométrie en Algérie a été étudiée par plusieurs spécialistes (**Seltzer, 1913-1938 ; Gaussen, 1918-1947 ; Medinger, 1913-1953 ; Chaumont et Paquin, 1913-1963**). Durant la guerre d'Algérie, la majorité des stations sont arrêtées, d'autres ont subi des modifications après 1962. Cette situation a agi sur les données disponibles qui sont entachées d'erreurs et de lacunes à l'échelle mensuelle et annuelle. Cependant, L'installation de nouvelles stations lors de la restructuration du réseau pluviométrique Algérien a permis l'acquisition de données très utiles pour l'établissement d'une série pluviométrique récente.

Deux établissements représentent les sources des données et du réseau pluviométriques en Algérie, à savoir l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) et l'Office Nationale de Météorologie (ONM). Les séries de données climatiques disponibles sont prélevées d'un maximum de postes de mesures et doivent répondre aux conditions suivantes :

- La taille de l'échantillon (information couvrant les quatre dernières décennies).
- La position géographique.
- La qualité des données (absence de lacune de plus de trois années consécutives).

Tableau 12 : liste des stations pluviométriques retenues pour l'étude.

	Stations	Latitude	Longitude	Altitude(m)	Période d'observation
1	Ain Baida	7°23'28"	35°47'49"	1004	1960-2013
2	Ain djasser	6°00'53"	35°51'45"	865	1975-2011
3	Ain Mimoun	6°57'63"	35°25'92"	1180	1970-2005
4	Ain Tin	6°26'16"	35°22'53"	1650	1968-2013
5	Ain yagout	6°25'53"	35°46'50"	876	1975-2005
6	Babar	6°18'49"	35°32'42"	1100	1971-2006
7	Baiou	7°06'15"	35°09'39"	1510	1969-2013
8	Batna	6°19'56"	35°25'49"	1040	1971-2006
9	Boudella	6°10'72"	35°34'63"	/	1969-2013
10	Bouhmama	6°51'11"	35°03'48"	1140	1968-2011
11	Bouhmar	6°43'55"	35°17'18"	1275	1968-2011
12	Boulhillet	6°32'26"	35°29'36"	859	1968-2013
13	Chechar	6°39'57"	35°44'73"	1165	1990-2013
14	Chelia	7°00'24"	35°02'25"	1260	1969-2013
15	Chref El Ain	6°38'37"	35°22'10"	900	1974-2013
16	Djamoura	5°43'19"	35°13'99"	485	1971-2006
17	Djebel Houara	5°50'57"	35°04'41"	900	1974-2010
18	El Mita	5°53'48"	35°42'74"	100	1990-2013
19	Fou Toub	6°45'13"	35°11'51"	1160	1969-2013
20	Guentis	7°02'55"	34°29'17"	993	1974-2013
21	Habada	6°25'02"	35°26'19"	1120	1989-2013
22	Khanget S Nad	7°18'14"	34°59'36"	/	1967-2013
23	Kheirane	7°09'27"	35°19'20"	560	1969-2013
24	KtefEssouda	6°05'32"	35°33'53"	845	1989-2013
25	Medina	6°41'58"	34°50'13"	1570	1969-2013
26	merouana	5°91'	35°63'	1000	1971-2005
27	Menaa	6°45'53"	34°59'54"	/	1969-2007
28	N'Gaous		35°33'46"	750	1966-2013
29	Oued El Ma	6°00'	35°65'	1001	1981-2005
30	OuledChelih	6°54'51"	35°07'36"	1180	1969-2013
31	Seiar	5°55'65"	35°38'64"	450	1969-2013
32	Sidi Maancer	6°31'00"	35°19'11"	1112	1969-2013
33	Tifelffel	6°00'29"	35°10'49"	740	1973-2007
34	Timgad	5°37'97"	35°33'46"	1000	1969-2013
35	Toufana	6°00'13"	35°39'12"	1040	1967-2013
36	Yabous	6°00'44"	35°32'88"	1200	1969-2013
37	Zeribet Hamed	6°06'50"	35°36'59"	43	1990-2013

Trente-sept stations ont été retenues dans cette étude dont les durées d'enregistrements varient entre 25 et 53 ans (**Tableau 12**). Les lacunes sont comblées si le manque de données est moins important et ne dépasse pas les trois ans surtout ceux les plus pluvieux.

3.2. Homogénéité des séries pluviométriques :

3.2.1 Comblement de lacunes :

Selon les données de chacune des stations étudiées, des lacunes à l'échelle mensuelle et annuelle sont trouvées à l'exception de la station de référence sur laquelle on s'appuie pour estimer les moyennes des pluies inconnues de certaines années. Pour cette raison, il faut mettre en évidence les résultats qui existent entre les deux séries d'observations dans un système de coordonnées liant entre les couples de valeurs des deux séries. On décèle une corrélation linéaire entre valeurs des deux séries, prise en couple, et on obtient une fonction de type linéaire :

$$Y = ax + b$$

Pour laquelle on détermine ses paramètres **a** et **b** en utilisant la méthode des moindres carrés qui donne :

$$a = \frac{\sum(x_i y_i) - N\bar{x}\bar{y}}{\sum(x_i)^2 - N\bar{x}} \dots \dots \dots (1)$$

$$b = \bar{y} - a\bar{x} \dots \dots \dots (2)$$

Avec

$\sum(x_i y_i)$: Somme des produits des valeurs prises en couples.

N : Taille de l'échantillon.

y : Valeur moyenne de la série à compter.

x : Valeur moyenne de la série de référence.

$\sum(x_i)^2$: Somme des carrés des valeurs de la série de base

D'où :

a : coefficient angulaire de la droite de régression

Le coefficient de corrélation, qui détermine l'intensité de la liaison linéaire entre les deux séries calculées, est défini par :

$$r = \frac{\sum(x_i - \bar{x}) \sum(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum(x_i - \bar{x})^2 + \sum(y_i - \bar{y})^2}}$$

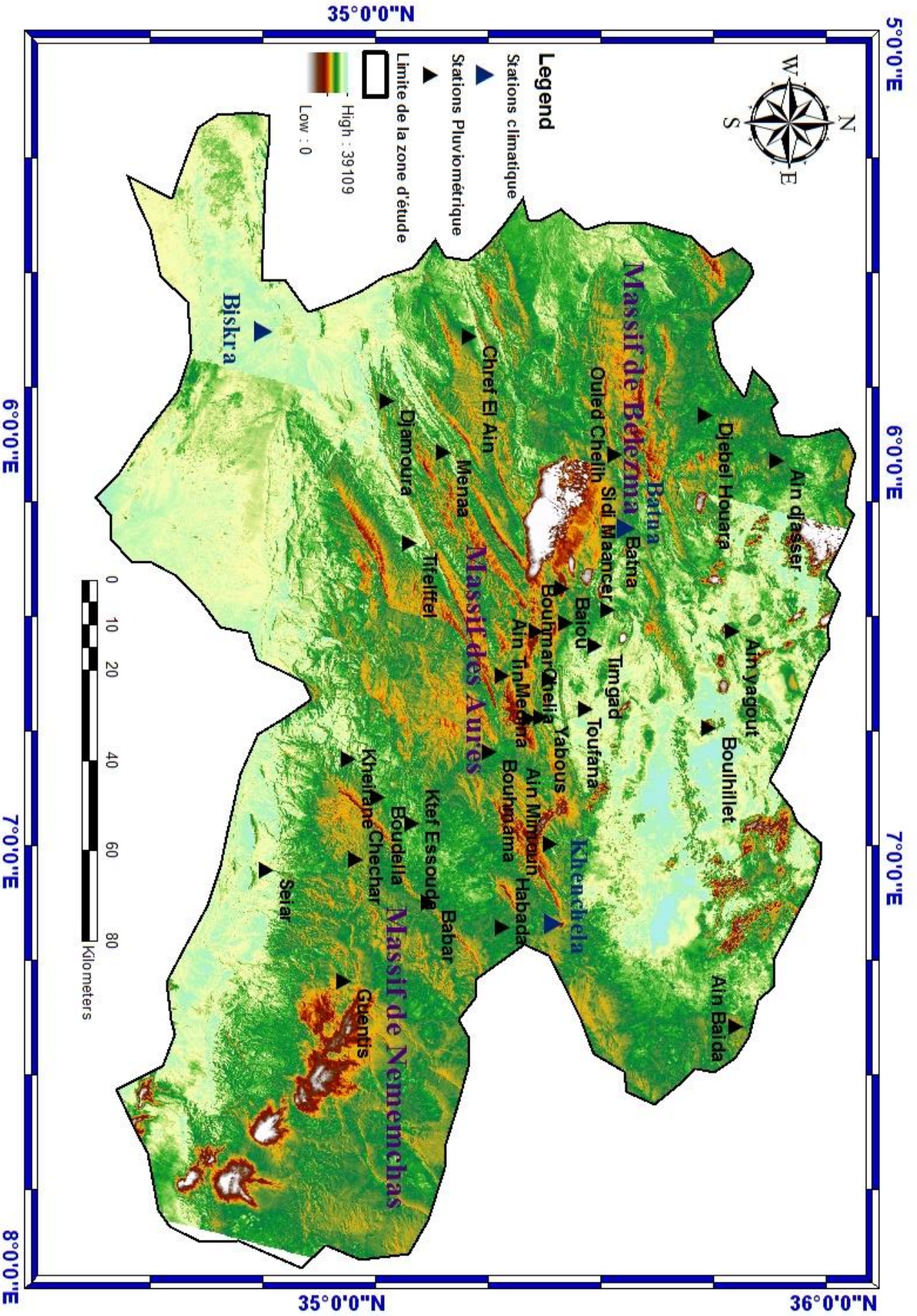


Figure 26 : Situation géographique des postes pluviométriques de la zone

Plus la valeur de r est proche de l'unité, plus l'hypothèse d'une corrélation est faisable. Ce coefficient a été calculé par le biais de l'ordinateur. On a enregistré ainsi que le coefficient de corrélation entre chaque station et la station de référence est significative donc le choix de la station de base est adéquat. Alors, on a pu déterminer et contrôler par la régression linéaire les valeurs lacunaires des stations. (**Tableau 13**), (**figure 27,28**).

Tableau 13 : les stations référentielles

Zone d'étude	Station de référence
Station de la partie Nord	FoumToub, Boulhillet
Station de la partie Sud	Bouhmama.

3.2.2 La méthode du double cumul :

Lorsqu'une station présente des événements tel que : l'erreur d'appareillage, changement d'observateur...etc., la méthode du double cumul est utilisée pour vérifier l'homogénéité de données de cette station. Elle se base sur le principe qu'un changement d'origine météorologique ne peut changer la pente de la courbe puisque les stations voisines vont être affectées de la même façon.

Cette méthode consiste à vérifier la proportionnalité des valeurs mesurées des deux stations. L'une des stations est celle de base ou de référence (station X) supposée correcte ou homogène, l'autre station (Y) doit être contrôlée. Un effet de lissage est obtenu en comparant selon un temps choisi (année, saison, mois, décade) le cumul des valeurs observées. La méthode est d'un concept extrêmement simple, puisqu'il suffit de tracer un graphe des quantités :

$$X(t) = \sum_{i=1}^t x(i) \text{ et } Y(t) = \sum_{i=1}^t y(i) \dots \dots \dots (3)$$

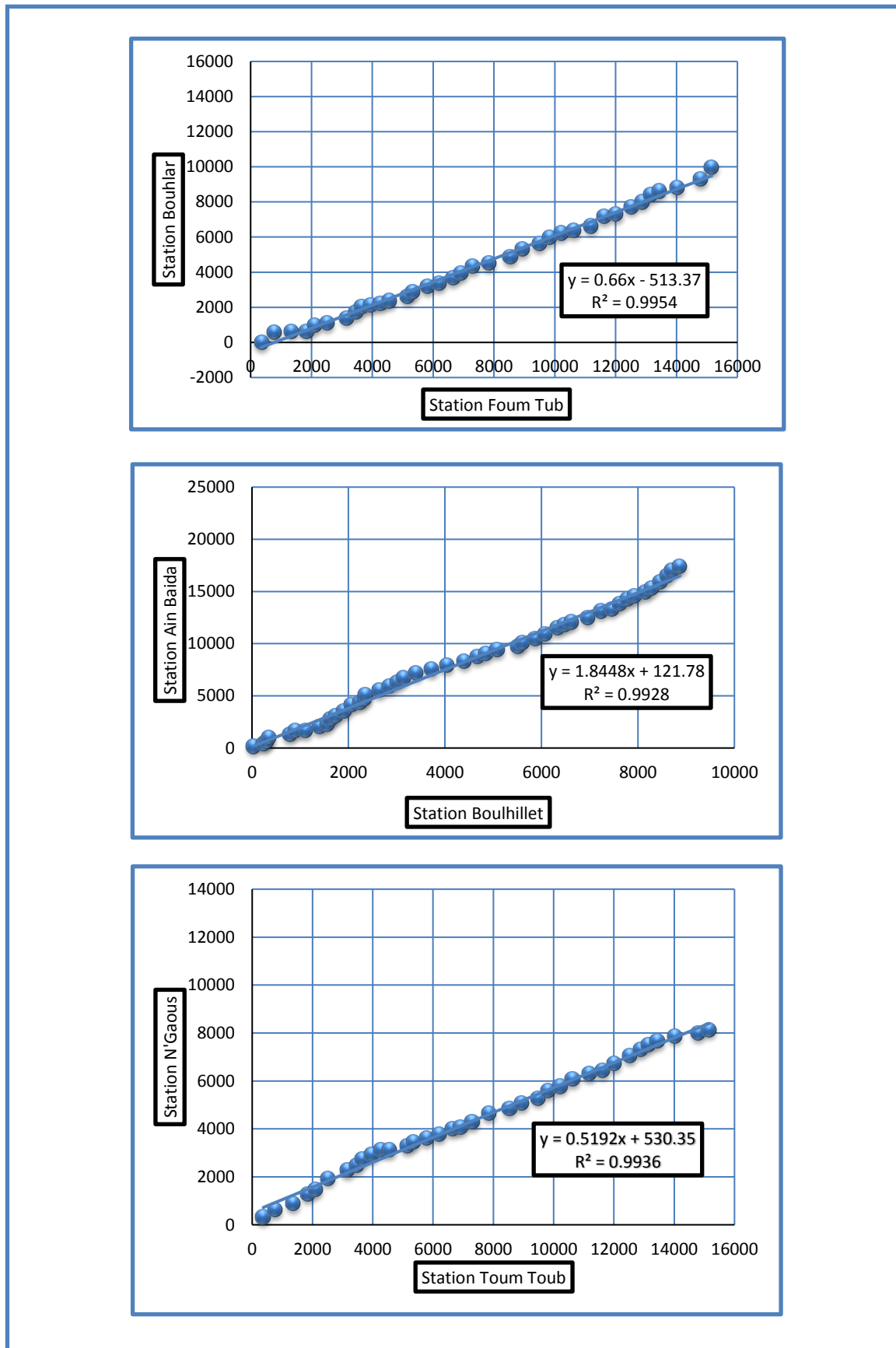


Figure 27 : Méthode du Double Cumul*Station du versant Nord*

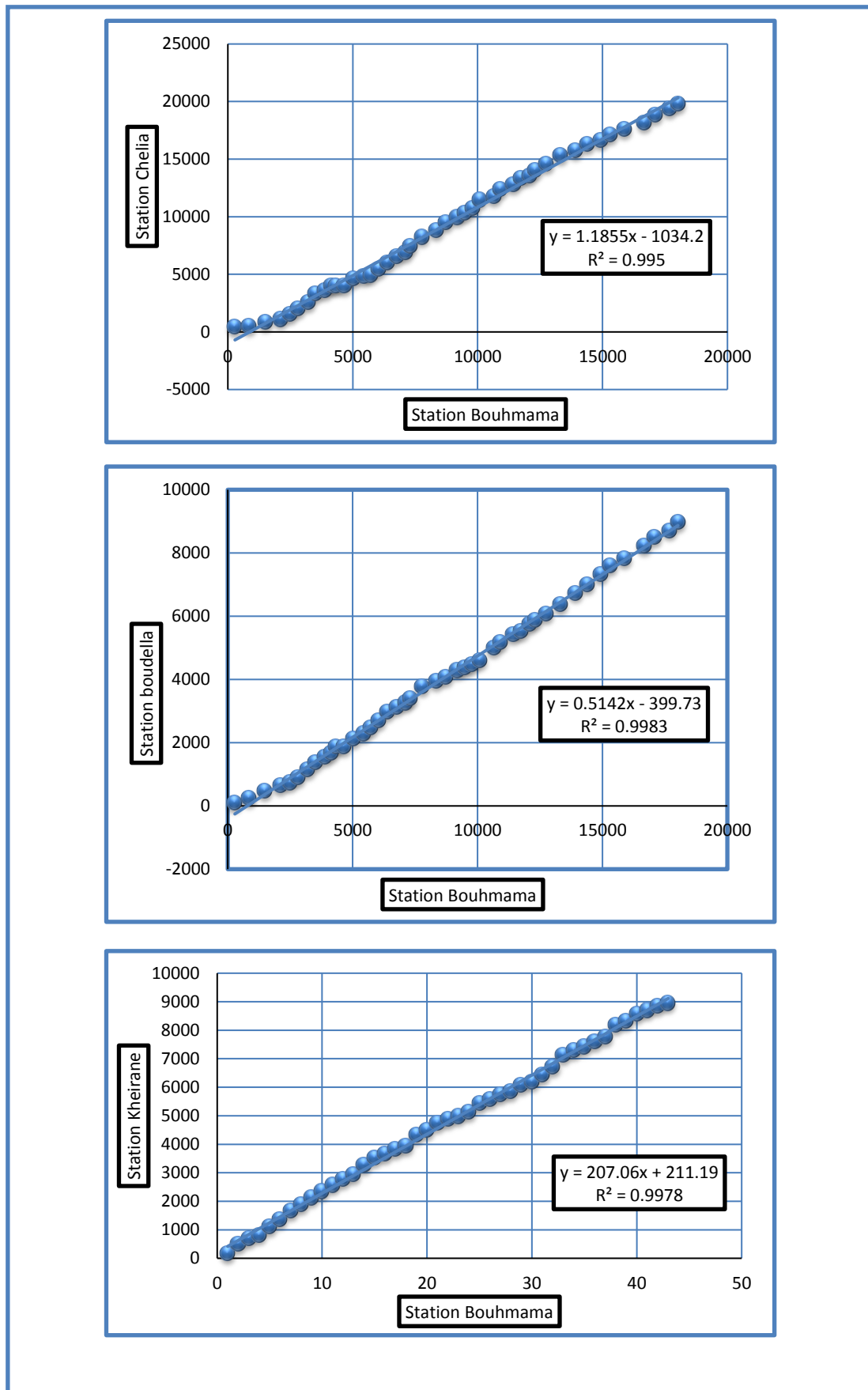


Figure 28 : Méthode du Double Cumul*Station du versant Sud*

3.3 Analyse du régime pluviométrique par les tests statistiques :

Afin d'analyser le caractère stationnaire ou non des séries chronologiques des précipitations, des tests statistiques portant l'analyse de tendance et de rupture en moyenne sont exploités.

Le terme tendance fait référence au changement dans les propriétés d'un processus aléatoire qui survient graduellement à l'échelle de la période d'échantillonnage. Alors qu'une rupture peut être définie par un changement dans la loi de probabilité des variables aléatoires dont les réalisations successives déterminent les séries chronologiques étudiées.

Les séries pluviométriques se caractérisent fréquemment par des effectifs faibles et ne dépendent que rarement aux conditions nécessaires pour l'application de tests statistiques dont certains sont paramétriques.

Pour caractériser d'éventuelles fluctuations d'ordre climatiques dans la région d'étude, une analyse statistique de longue série chronologique de données pluviométriques a été réalisée en utilisant les logiciels KRONOSTAT, qui a été élaboré par l'IRD-institut de recherche pour le développement (1998), Excelstat, et le logiciel Origin6.0

Il est possible de détecter la non-stationnarité des séries pluviométriques survenue pendant les périodes d'observation et d'isoler les périodes d'anomalies pluviométriques. Pour repérer d'éventuels changements dans le régime pluviométrique, quelques méthodes statistiques largement employées dans les recherches de variabilité hydrométriques sont utilisées.

Les procédures concernées sont : la méthode de Mann-Kendall et l'application de l'autocorrélogramme, les tests statistiques de Pettitt (1979), Buishand, la statistique de Lee Héghinian, la segmentation de Hubert (**Lubes et al, 1994 et Hubert et al, 1989**) ainsi que l'indice pluviométrique standardisé (SPI).

Le choix des méthodes retenues se base sur leurs robustesses de leurs fondements. Ces méthodes permettent de détecter un changement dans la moyenne de la variable traitée dans la série. À l'exception de l'approche de Pettitt, «qui suppose un non changement de la variance de la série étudiée» (**Lubés-Niel., 1998**).

3.3.1 Tests de ruptures :

3.3.1.1 Test de Pettitt :

Le test de Pettitt (1979) est un test adapté à la détection d'une rupture au sein d'une série chronologique. Pettitt considère une séquence de variables aléatoire indépendantes de n valeurs $x_i, i=1, \dots, n$. la séquence est censée contenir un point de rupture à T si les x_t pour $t=1, \dots, T$ ont une distribution commune $F_1(x)$, et les x_t pour $t=T+1, \dots, n$ ont une distribution commune $F_2(x)$ différente de $F_1(x)$. L'hypothèse nulle de « non rupture », $H_0 : T=n$ contre l'hypothèse alternative de « rupture » $H_1 : 1 \leq T < n$, est testée au moyen d'un test statistique non paramétrique.

Aucune condition particulière n'est requise pour les formes fonctionnelles de F_1 et F_2 excepté la continuité.

Ce test est défini par la variable $U_{t,n}$ telle que :

$$U_{t,n} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t}^n D_{ij} \text{ où : } D_{ij} = \text{sgn}(x_i - x_j) \dots \dots \dots (4)$$

où \mathbf{X} est le vecteur des données trié par date et la fonction **sgn** est définie par :

$$\text{sgn}(x) = 1 \text{ pour } \mathbf{X} > 0 ; \text{sgn}(x) = 0 \text{ pour } \mathbf{X} = 0 \text{ et } \text{sgn}(x) = -1 \text{ pour } \mathbf{X} < 0$$

on utilise alors la variable K_n pour tester H_0 telle que $K_n = \max |U_{t,n}|$.

Si k correspond à la valeur K_n , la probabilité de dépassement de la valeur k est donnée par :

$$\Pr(K_n > k) \sim 2 \exp \left[- \frac{6k^2}{(n^3 + n^2)} \right]$$

Si α est supérieur à cette probabilité, H_0 est rejetée. La série présente alors une rupture au temps t définissant K_n .

3.3.1.2 Test de Buishand :

Le test de Buishand est paramétrique. Il est appliqué pour les chroniques disposant d'au moins 10 valeurs et dont la distribution est normale. Ce test suppose un non changement de la variance de la série.

La procédure de Buishand (1982, 1984) est de nature bayésienne, elle est basée sur les hypothèses de normalité et de constance de la variance de la série. En supposant une distribution à priori uniforme pour la position du point de rupture, la statistique du test est :

$$U = \frac{\sum_{K=1}^{N-1} S_k}{N(N-1)} \dots \dots \dots (5)$$

$$S_k = \sum_{t=1}^k (x_t - \bar{x})$$

Pour $K=1.2.3 \dots N$ et D_x l'écart-type de la série.

Pour tout changement de moyenne survenant au milieu de la série, la statistique U s'avère performante. la statistique U est une statistique robuste qui reste valide même pour des distributions de la variable étudiée qui s'écartent de la normalité.

La construction d'une ellipse de contrôle (ellipse de bois) permet d'analyser l'homogénéité de la série de (x_i) . Cette méthode complète le test de la statistique U de Buishand. La variable S_k , définie ci-dessus, suit une distribution normale de moyenne nulle et de variance $K(n-k)^{-1}$, $K=0, \dots, n$, sous l'hypothèse nulle d'homogénéité de la série des (x_i) . Il est donc possible de définir une région de confiance dite ellipse de contrôle associée à un seuil de confiance contenant la série des S_k sous l'hypothèse nulle.

➤ **Ellipse de contrôle**

Cette méthode complète le test de la statistique B de Buishand. Il est possible de définir une région de confiance contenant pour un seuil de confiance donné, sous l'hypothèse nulle, la série des S_k^* un seuil de confiance $1-\alpha/2$ donné, la région de confiance est définie par :

$$\pm \frac{U_{1-\alpha/2, \sqrt{k(N-k)}}}{\sqrt{(N-1)}} D_x \dots \dots \dots (6)$$

Cette région de confiance est appelée ellipse de contrôle. Comme on peut le voir sur la figure 29 si après.

3.3.1.3 Méthode bayésienne de Lee et Heghinian :

La méthode bayésienne de Lee &Heghinian(1977) est une approche paramétrique qui nécessite une distribution normale de la série. L'absence de rupture dans la série constitue l'hypothèse nulle. Le modèle de base de la procédure est le suivant :

$$X_i = \begin{cases} \mu + \varepsilon_i & i = 1, \dots, \tau \\ \mu + \delta + \varepsilon_i & i = \tau + 1, \dots, N \end{cases} \dots\dots(7)$$

Les ε_i sont indépendants et normalement distribués, de moyenne nulle et de variance δ^2 , τ et δ représentent respectivement la position de la rupture dans le temps et l'amplitude d'un changement éventuelle de la moyenne. Les variables μ , δ et σ sont des paramètres inconnus. Le changement éventuel, position et amplitude, correspond au mode des distributions à postériori de τ et δ . Cette procédure établit donc la probabilité que le changement se produise au moment τ dans une série où on suppose à priori qu'il y a effectivement un changement à un moment indéterminé. De même, elle donne une estimation de la probabilité que l'amplitude du changement ait la valeur. Lorsque la distribution est unimodale la date de la rupture est estimée par le mode avec d'autant plus de précision que la dispersion de la distribution est faible.

3.3.1.4 Procédure de segmentation d'Hubert :

La procédure de segmentation n'est pas, en toute rigueur un test statistique. Cette méthode est adaptée à la recherche de multiples changements de moyenne dans la série. Elle a pour principe le découpage d'une série en m segments ($m > 1$) de telle sorte que la moyenne calculée sur tout segment soit nettement différente de la moyenne des segments voisins.

Toute série X_i , $i=i_1, i_2$, avec $i_1 \leq 1$ et $i_2 \geq N$ où ($i_1 < i_2$) constitue un segment de la série initiale des (X_i) , $i=1, \dots, N$.

Toute partition de la série initiale en m segments est une segmentation d'ordre m de cette série.

A partir d'une segmentation particulière d'ordre m pratiquée sur la série initiale, on définit :

- I_k , $K=1, \dots, m$, le rang dans la série initiale de l'extrémité terminale du $K^{\text{ième}}$ segment ;
- $n_k = i_k - i_{k-1}$, la longueur du $K^{\text{ième}}$ segment
- $\bar{X} = \frac{\sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} x_i}{n_k}$ la moyenne du $K^{\text{ième}}$ segment.

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

$$\triangleright d_k = \sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} (x_i - \bar{x}_k)^2$$

d_k est l'écart quadratique entre la série et la segmentation considérée.

La segmentation est retenue lorsque l'écart quadratique D_m entre elle et la série est minimum. Cette condition est nécessaire mais non suffisante pour la détermination de la segmentation optimale. Il faut l'adjointe la contrainte suivante. Selon laquelle les moyennes des deux segments contigus doivent être significativement différentes.

Cette méthode présente l'avantage de pouvoir rechercher des changements multiples de moyenne dans une série pluviométrique. Elle est considérée comme un test de stationnarité, «la série étudiée est stationnaire » constitue l'hypothèse nulle de ce test.

3.3.1.5 Taux de réduction pluviométrique :

Le déficit de la période sèche, par rapport à la période humide, est évalué en appliquant la formule représentée par l'équation (8) :

$$D = \frac{x_j}{x_i} - 1 \dots \dots \dots (8)$$

Avec :

D : déficit ;

x_j: Moyenne après rupture ;

x_i: Moyenne avant rupture.

3.4 Résultats des tests de rupture :

3.4.1 Résultats des tests de rupture à l'échelle annuelle :

L'application des tests de ruptures à chaque série pluviométrique donnent des résultats généralement concordants du moins au niveau de la reconnaissance d'une hétérogénéité dans la série, même si les estimations des ruptures sur la moyenne des séries données par les différentes procédures ont différé parfois de quelques années. (**Tableau 14**).

L'examen des résultats synthétisés dans le (**tableau 14**) permet de distinguer que toutes les séries analysées présentent pratiquement les mêmes résultats. Pour chaque station, le point de rupture décelé dans la plupart des séries pluviométriques apparaît en moyenne dans les deux décennies (1979-1988) et (1999-2008) avec un changement de la moyenne variable d'une station à une autre. Les séries de dates de ruptures enregistrées restent différentes, soient dans le versant Nord de la région d'étude ou dans le versant Sud.

➤ **LaPartie Nord (Sous Bassin Versant 05,07) :**

La plupart des stations sont stationnaire, de 19 stations dans le versant Nord de la région d'étude seul 7 stations qui présentent des ruptures significatives, les quatre stations (Bouhmar 2001, Sidi Maancer 2001, Ain Djasser et Oued el ma 2002) enregistrent des ruptures durant la décennie (1999-2008) avec un déficit qui dépasse 40%.Le reste des stations (trois) ont enregistré des ruptures durant des décennies différentes (Ain Baida 1968, Chelia 1983, Toufana 1976).

➤ **LaPartie Sud (Sous Bassin Versant06) :**

8 station sur 18 ont indiqué des ruptures significatives surtout dans la station de Tifelffel qui connaît une augmentation des précipitations remarquable durant l'année 2002 et 6/8 de stations ont enregistré des ruptures durant la décennie (1999-2008) avec un déficit très significative aux stations (Bouhmama 2000, Boudella et Medina 2001, Babar et Tifelffel 2002).Les deux autres stations(Seiar 1982, Cheref Al Ain 1987) ont enregistré des ruptures durant la décennie (1979-1988) avec un déficit qui dépasse 30%. Le reste des stations (10 stations) sont stationnaire.

La procédure de segmentation ainsi que la méthode bayésienne de Lee et Héghinian indiquent pour la plupart des stations une augmentation de la pluviométrie durant les années (2000, 2001 et 2002), cette augmentation justifie l'effet orageuse des pluies dans la zone d'étude, surtout durant la période estivale (Juin, Juillet et Août).

Une rupture dans une série de données peut se traduire soit par un changement brutal de la moyenne, soit par une tendance de baisse (diminution progressive).

Le test de Pettitt est utilisé pour la détection du changement brutal de la moyenne pluviométrique. Selon les résultats de notre étude, deux types de ruptures sont rencontrés :

1. Stations homogènes, qui ne présentent pas de ruptures (ni de changements brutaux, ni tendances) par exemple : Ain Tin, Batna au Nord, et Khanguet Sidi Nadji, et Menaa au Sud.

2. Stations qui présentent une rupture dû à un changement brutal de la moyenne c'est le cas des stations de la partie Sud de la région d'étude comme Babar, El Mita, et Tifelffel.

Dans l'ensemble, la plupart des stations surtout de la partie Nord appartiennent à la première catégorie. La majorité des stations de la partie Nord appartiennent à la première catégorie et généralement présentent une stationnarité du régime pluviométrique. Ces stations se caractérisent par une exposition directe à l'air humide avec une absence de barrière orographique. Par conséquent, elles reçoivent directement les précipitations du Nord. Par contre, les stations de Chelia et Bouhmar présentent une légère rupture à cause du relief qui les entoure. La station de Chelia se trouve incrustée dans le massif des Aurès au Dj Chelia qui culmine de plus de 1500m d'altitude, tandis que la station Bouhmar est influencée par la direction des précipitations.

Les stations du Nord-Ouest de la zone d'étude sont elles aussi bien situées par rapport à la barrière orographique et se trouvent à des altitudes supérieures à 800m, de ce fait elles ne présentent pas de rupture ou une tendance à la baisse des précipitations (Ain Yagout, Dj Houara, N'Gaous, Oued El Ma). La station de Marouana est stationnaire, sa situation géographique est bonne, elle est incrustée dans le massif de Belezma avec une altitude qui dépasse 1300m. Elle reçoit des quantités importantes de précipitations.

La stationnarité des stations au Sud de la zone d'étude est moindre, surtout celles situées au versant Sud du massif des Aurès. Au versant Sud de mont de Nemamechas, les stations d'El Mita, Seiar indiquent une rupture significative du régime pluviométrique. L'effet direct de l'orientation des versants et l'altitude sur le régime pluviométrique est distinctif sur les stations (Seiar 450m et El Mita 100m). Mais l'influence de l'orientation des versants et

l'altitude se limite uniquement dans la répartition de la quantité des précipitations et non dans la stationnarité du régime pluviométrique, c'est le cas de la station de Kheirane qui est située au versant Sud de massif des Aurès à 560m d'altitude, qui reçoit une pluie d'environ de 430mm, tandis que Khanguet Sidi Nadji qui est située à 200m d'altitude, à l'aval de mont de Nemamechas, reçoit une pluie de 250mm.

Au centre de la zone d'étude, les stations ne présentent pas de ruptures, elles se trouvent à des altitudes importantes et le relief est accentué. Cette région est la plus arrosée de la zone d'étude, les quantités des précipitations peuvent dépasser les 500mm. L'effet d'orientation des versants apparaît net pour les stations situées sur les versants Nord des trois massifs (Belezma, Aurès, et Nemamechas) et aucune tendance à la baisse (Toufana, Baiou, Fountoub, Timgad, Yabous, Habada, Mena) n'est remarquée.

L'influence de la barrière orographique différencie certaines stations de bassin de Chott Melghir (Kheirane, Khanguet Sidi Nadji, ZribetHammed, El Mita et Djamora) qui ne présentent aucune rupture du fait qu'elles soient bien exposées aux précipitations (absence d'obstacle orographique).

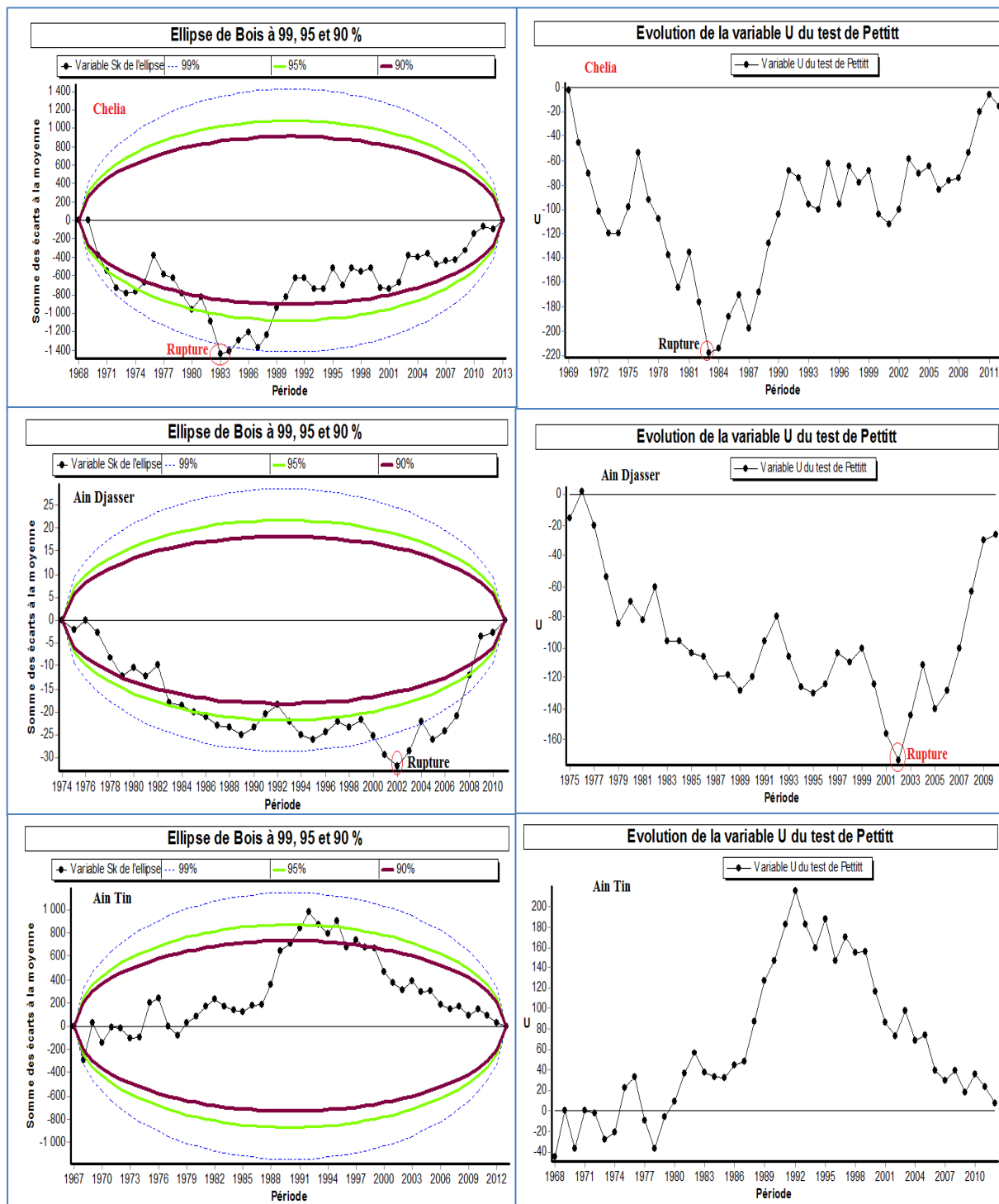


Figure 29 : Résultats des tests de rupture de Pettitt et Buishand à l'échelle Annuelle des trois stations du versant Nord

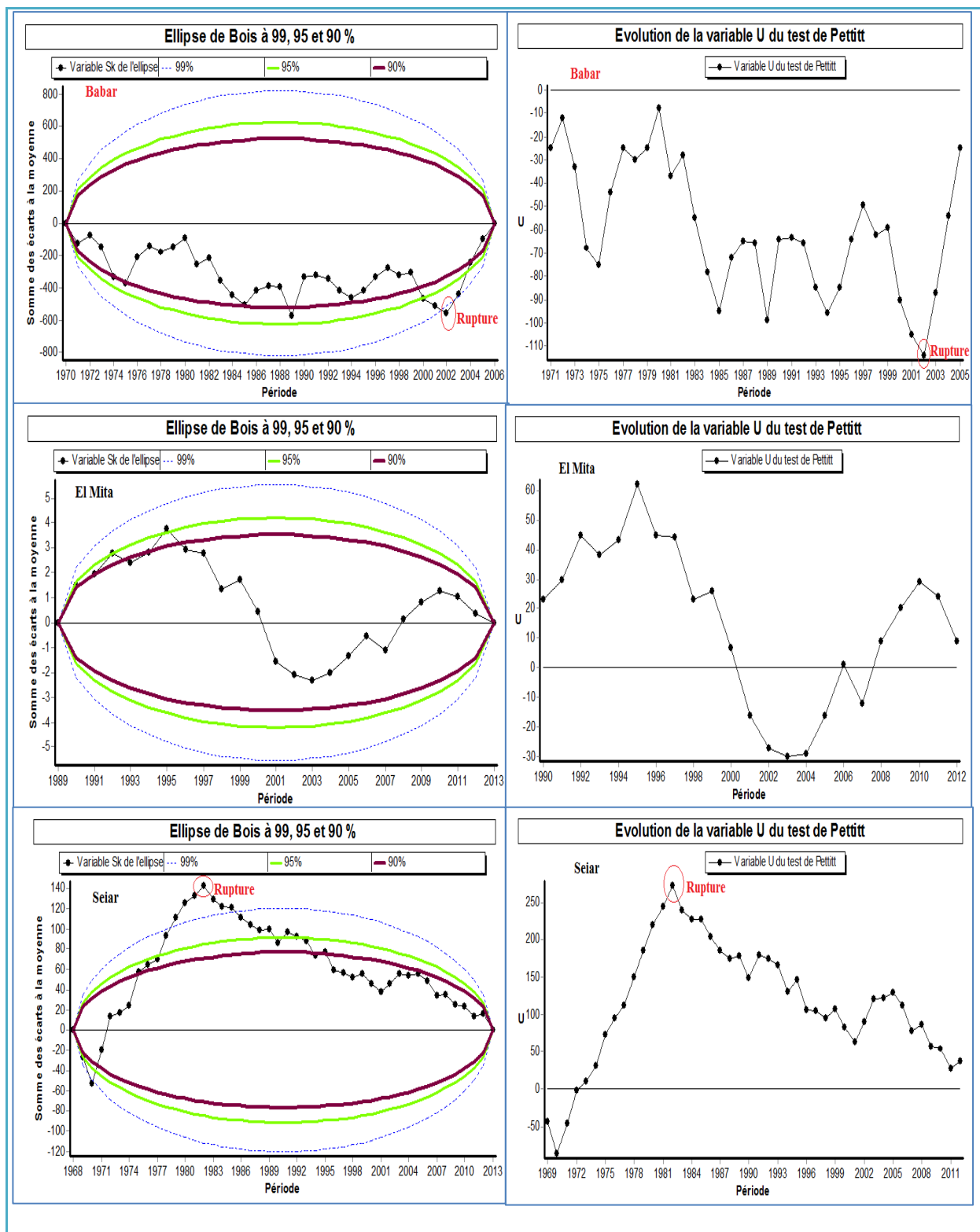


Figure 30 : Résultats des tests de rupture de Pettitt et Buishand à l'échelle Annuelle des trois stations du versant Sud

Tableau 14 : Résultats des tests de rupture à l'échelle Annuelle

Station du Versant Nord									
Station	Pettitt	Kendall	Buishand	Lee et Heghinian	Hubert	Moy avant	Moy après	Ecart(mm)	Déficit (%)
Ain Baida	/	R	1968	1968	1968	276.9	406.7	129.8	47
Ain djasser	2002	/	2002	2002	2002	254.7	430.5	175.8	69
Ain Mimoun	/	/	/	1976	/	/	/	/	/
Ain Tin	/	/	/	1968	/	/	/	/	/
Ain yagout	/	/	/	2002	/	/	/	/	/
Baiou	/	/	/	1969	/	/	/	/	/
Batna	/	/	/	2002	/	/	/	/	/
Bouhmar	2001	/	2001	2001	2001	275.8	473.7	197.9	72
Boulhillet	/	/	/	1971	/	/	/	/	/
Chelia	1983	R	1983	1983	1983	370	514	144	39
Djebel Houara	/	/	/	2005	/	/	/	/	/
Fou Toub	/	R	/	2001	/	/	/	/	/
Marouana	/	/	/	2002	/	/	/	/	/
N'Gaous	/	/	/	1972	/	/	/	/	/
Oued Elma	/	/	2002	2002	2002	277	527	250	90
Sidi Maancer	2001	R	2001	2001	1971	433	243	190	44
Timgad	/	/	/	1968	/	/	/	/	/
Toufana	/	/	/	1976	1976	384	251	133	35
Yabous	/	/	/	2012	2012	/	/	/	/
Station du Versant Sud									
Babar	/	/	/	2002	2002	280	437	157	56
Boudella	2002	R	2002	2002	2002	183	282	99	239
Bouhmama	2000	R	2000	2000	2000	372.8	520	147.2	39
Chechar	/	/	/	1990	/	/	/	/	/
Chref El Ain	1987	R	1987	1987	1987	232.6	317	84.4	36
Djamoura	/	/	/	1972	/	/	/	/	/
El Mita	/	/	/	1990	1990	364	99	265	-72
Guentis	/	R	2001	2001	/	/	/	/	/
Habada	/	/	/	2004	/	/	/	/	/
Khanget S Nad	/	/	/	1969	/	/	/	/	/
Kheirane	/	/	/	1970	/	/	/	/	/
KtefEssouda	2001	R	2001	2001	2006	175	359	184	105
Medina	2001	/	2001	2001	2001	397	628	231	58
Menaa	/	/	/	2005	/	/	/	/	/
Ouled Chelih	1989	/	1989	1992	2002	173	328	155	89
Seiar	1982	/	1982	1982	1982	97	51	46	-47
Tifelffel	1988	R	2002	2002	2003	158	559	401	253
ZeribetHamed	/	/	/	1990	/	/	/	/	/

Les valeurs en gras indiquent une augmentation de la pluviométrie.

3.4.2. Résultats des tests de rupture à l'échelle saisonnière :

Afin de reconnaître l'influence de la situation des stations sur la variation annuelle du régime pluviométrique, l'application des tests de rupture sur chaque saison de l'année et pour toutes les séries est indispensable.

Les résultats obtenus montrent une liaison étroite entre une rupture annuelle (baisse de la moyenne pluviométrique annuelle) et une variation saisonnière.

L'analyse des résultats des tableaux et des figures montre une variation saisonnière dans la plupart des séries pluviométrique étudiées, cette variation se manifeste pendant l'Automne et l'Été lorsque la variation est importante. Les saisons d'Hivers et de printemps se trouvent touchées autant par la rupture. Les saisons des années de ruptures correspondent dans l'ensemble aux décennies des années de rupture annuelle. Les stations qui ne présentent pas de rupture annuelle, n'indiquent aucune variation saisonnière.

3.4.2.1 À l'Automne :

La variation saisonnière n'apparaît que pour certaines stations (**Tableau 15 et Figure 31**) (Ain baida, Ain djasser, Chelia, Sidi maancer, guentis, Babar et Boudella). Ces stations enregistrent un déficit de plus de 60%, cette variation pluviométrique est importante par rapport aux d'autres stations qui n'indiquent aucune variation saisonnière. La plupart des stations indiquent des ruptures durant l'année de 1995-1996 à l'automne avec une augmentation remarquable dans les moyennes saisonnières.

3.4.2.2. En Hiver :

La plupart des stations n'indiquent pas de ruptures, seul sept sur trente-sept stations qui enregistrent une variation saisonnière remarquable, quatre stations indiquent une baisse significative des précipitations (Dj Houara, El Mita, Djamoura, KhanguetSdNadji). Les stations d'El Mita, Djamoura et KhanguetSdNadji se trouvent dans le versant Sud des massifs de l'Aurès et Nemamechas, le reste des stations (03) se trouvent dans le versant Nord de massif de Belezma et des Aurès et enregistrent une augmentation significative des précipitations. La variation interannuelle des précipitations dans la zone d'étude explique autrement l'enregistrement des années de ruptures durant la décennie (1999-2008). (**Tableau 16 et Figure 32**).

Tableau 15 : Résultats des tests de rupture pour l'Automne

Station du Versant Nord									
Station	Pettitt	Kendall	Buishand	Lee et Heghinian	Hubert	Moy avant	Moy après	Écart (mm)	Déficit (%)
Ain Baida	1975	R	1975	1968	1968	17.46	37.77	20.31	-116
Ain djasser	1996	R	1996	1996	1996	20	35.18	15.18	-76
Ain Mimoun	/	/	/	1970	/	/	/	/	/
Ain Tin	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Ain yagout	/	/	/	2004	/	/	/	/	/
Baiou	/	/	/	1973	/	/	/	/	/
Batna	/	/	/	1972	/	/	/	/	/
Bouhmar	/	/	/	2006	/	/	/	/	/
Boulhillet	/	/	/	1968	/	/	/	/	/
Chelia	1989	R	1989	1984	1984	28.98	49.28	20.3	-70
Djebel Houara	/	/	/	1976	/	/	/	/	/
Fou Toub	/	R	/	1970	/	/	/	/	/
Marouana	/	/	/	1972	/	/	/	/	/
N'Gaous	/	/	/	2012	/	/	/	/	/
Oued Elma	/	/	/	1984	/	/	/	/	/
Sidi Maancer	1986	R	1996	1996	1996	22.98	37.21	14.23	-62
Timgad	/	/	/	1968	/	/	/	/	/
Toufana	/	/	/	1967	/	/	/	/	/
Yabous	/	/	/	1969	/	/	/	/	/
Station du Versant Sud									
Babar	/	R	1996	2004	1996	27.13	44.88	17.75	-65
Boudella	1995	R	1995	1999	1999	17.86	34.05	16.18	-90
Bouhmama	/	/	/	1996	/	/	/	/	/
Chechar	/	/	/	1990	/	/	/	/	/
Chref El Ain	/	/	/	1981	/	/	/	/	/
Djamoura	/	/	/	1976	/	/	/	/	/
El Mita	/	/	/	2011	/	/	/	/	/
Guentis	1996	R	1996	1996	1996	19.3	32.66	13.36	-69
Habada	/	/	/	1990	/	/	/	/	/
Khanget S Nadj	/	/	/	1969	/	/	/	/	/
Kheirane	/	/	/	1971	/	/	/	/	/
KtefEssouda	/	/	/	1993	/	/	/	/	/
Medina	/	/	/	1969	/	/	/	/	/
Menaa	/	/	/	1970	/	/	/	/	/
Ouled Chelih	/	/	/	1969	/	/	/	/	/
Seiar	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Tifelffel	/	/	/	2006	/	/	/	/	/
Zeribet Hamed	/	/	/	2011	/	/	/	/	/

Les valeurs en gras indiquent une augmentation de la pluviométrie

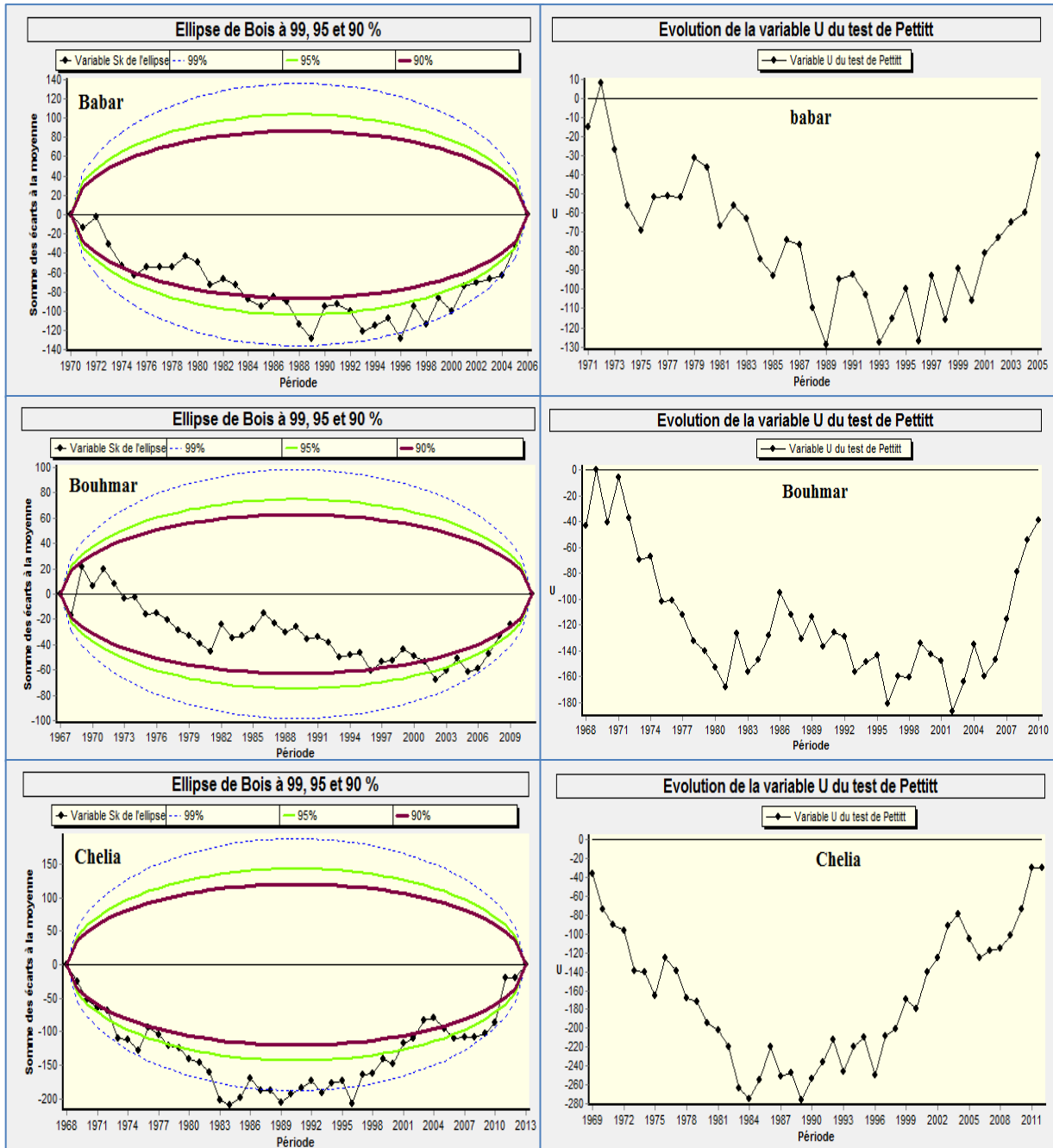


Figure 31 : Résultats des tests de rupture de Pettitt et Buishand de l'Automne

Tableau 16 : Résultats des tests de rupture pour l'Hiver

Station du Versant Nord									
Station	Pett itt	Kend all	Buish and	Lee et Heghinian	Hub ert	Moy avant	Moy après	Écart(mm)	Déficit (%)
Ain Baida	/	/	/	1962	/	/	/	/	/
Ain djasser	/	R	2007	2007	2007	26.52	64.17	37.65	-42
Ain Mimoun	/	/	/	1970	/	/	/	/	/
Ain Tin	/	/	/	1969	/	/	/	/	/
Ain yagout	/	/	/	2002	/	/	/	/	/
Baiou	/	/	/	1969	/	/	/	/	/
Batna	/	/	/	1973	/	/	/	/	/
Bouhmar	/	R	/	2006	/	/	/	/	/
Boulhilet	/	/	/	1971	/	/	/	/	/
Chelia	/	/	/	1970	/	/	/	/	/
Djebel Houara	199 6	R	1996	1999	1999	26.88	16	10.88	40.5
Fou Toub	/	/	/	2011	/	/	/	/	/
Marouana	/	/	/	2002	/	/	/	/	/
N'Gaous	/	/	/	1966	/	/	/	/	/
Oued Elma	198 6	R	2002	2002	2002	28.91	64.43	35.52	-123
Sidi Maancer	/	/	/	1987	/	/	/	/	/
Timgad	/	/	/	1969	1994	21.4	59.7	38.3	-179
Toufana	/	/	/	1973	/	/	/	/	/
Yabous	/	/	/	2012	/	/	/	/	/
Station du Versant Sud									
Babar	/	/	/	2002	2003	20.5	75.7	55.2	-269
Boudella	/	/	/	2011	/	/	/	/	/
Bouhman a	/	/	/	1971	/	/	/	/	/
Chechar	/	/	/	2012	/	/	/	/	/
Chref El Ain	/	/	/	2009	/	/	/	/	/
Djamoura	/	/	/	/	1972	83.95	15.34	68.61	81.73
El Mita	/	/	/	1990	1990	39.3	9.04	30.26	77
Guentis	/	/	/	2012	/	/	/	/	/
Habada	/	/	/	2006	2006	33.3	8.21	25.09	75
Khanget S Nad	/	/	/	1967	/	/	/	/	/
Kheirane	/	/	/	2010	/	/	/	/	/
KtefEssou da	/	/	/	1989	/	/	/	/	/
Medina	/	/	/	2001	1979	28.3	93.4	65.1	

Mena	/	/	/	2005	/	/	/	/	/
Ouled Chelih	/	/	/	1969	/	/	/	/	/
Seiar	/	/	/	1970	/	/	/	/	/
Tifelffel	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Zeribet Hamed	/	/	/	2008	/	/	/	/	/

Les valeurs en gras indiquent une augmentation de la pluviométrie

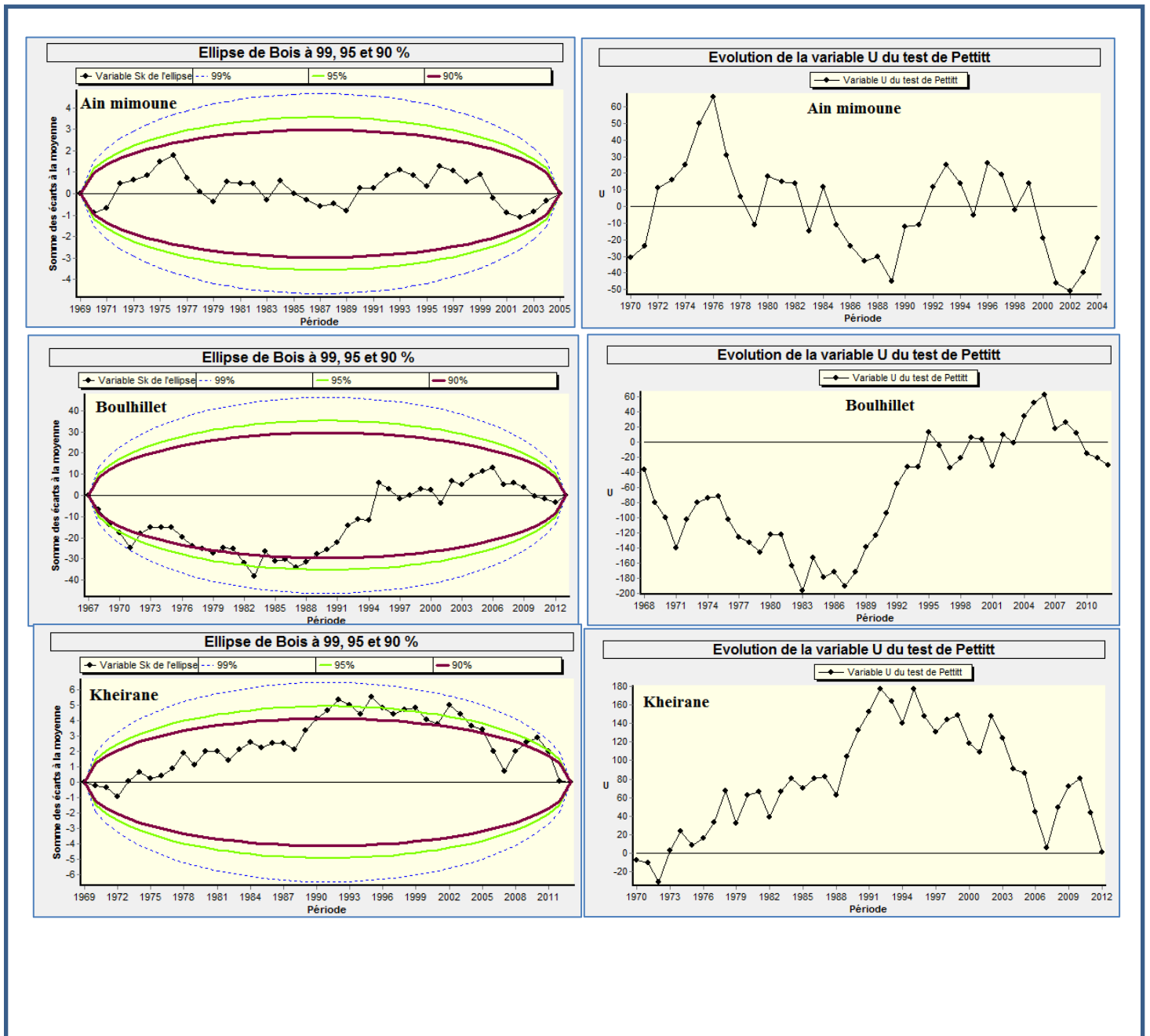


Figure 32 : Résultats des tests de rupture de Pettitt et Buishand de l'Hiver

3.4.2.3. Au Printemps :

La variation saisonnière des précipitations n'a touché en général que certaines stations de la région d'étude. La plupart de ces stations sont caractérisé par une augmentation des précipitations du Nord vers le Sud (entre 55% et 84%) à partir de (1990-1992). (**Tableau 17 et figure 33**).

3.4.2.4. A Été :

Cette saison a connu des ruptures significatives dans un nombre important des stations de la partie Nord et Sud mais l'année de 1986 est la plus sèche avec un déficit très significative de -308% (**tableau 18 et Figure 34**).

Les tests de ruptures ont pu détecter les points ou les années de ruptures au sein des séries chronologiques de données pluviométriques. Pour la plupart des stations, ces tests ont permis d'affirmer l'hypothèse nulle de stationnarité.

Les points de rupture décelée pour la majorité des séries non stationnaires sont enregistrés durant les deux décennies (1979-1988) et (199-,2008) et pour les deux années 2001 et 2002.

Les ruptures qui se traduisent par une baisse significative de précipitations se trouvent dans le Sud, et touchent la plupart des stations. Au Nord, la tendance à la baisse est moins importante que le Sud, tandis qu'au Centre la majorité des stations sont indemnes de ruptures à l'exception de Chelia et Sidi maancer. Donc, Les ruptures saisonnières sont importantes pendant l'Automne et l'Été influencés par la variation interannuelle des précipitations.

Tableau 17 : Résultats des tests de rupture pour Printemps

Station du Versant Nord									
Station	Pettitt	Kendall	Buishand	Lee et Heghinian	Hubert	Moy avant	Moy après	Écart(mm)	Déficit (%)
Ain Baida	/	/	/	1967	/	/	/	/	/
Ain djasser	/	/	/	2007	/	/	/	/	/
Ain Mimoun	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Ain Tin	/	/	/	1976	/	/	/	/	/
Ain yagout	/	/	/	2004	/	/	/	/	/
Baiou	/	/	/	1969	/	/	/	/	/
Batna	/	/	/	2002	/	/	/	/	/
Bouhmar	/	R	2001	2001	2001	29.01	52.55	23.54	-81
Boulhillet	/	/	/	1968	/	/	/	/	/
Chelia	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Djebel Houara				2007					
Fou Toub	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Marouana	/	/	/	2004	/	/	/	/	/
N'Gaous	/	/	/	2001	2004	25.18	87.9	62.72	249
Oued Elma	/	/	/	1983	/	/	/	/	/
Sidi Maancer	/	R	2001	2001	/	/	/	/	/
Timgad	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Toufana	/	/	/	1972	/	/	/	/	/
Yabous	/	/	/	2012	/	/	/	/	/
Station du Versant Sud									
Babar	/	/	/	1971					
Boudella	/	/	/	2003	/	/	/	/	/
Bouhmama	/	/	/	2004	2001	35.33	57.85	22.52	-63.7
Chechar	/	/	/	2001	/	/	/	/	/
Chref El Ain	/	/	2001	2001	2001	26.37	41	14.63	55.5
Djamoura	/	/	/	1974	/	/	/	/	/
El Mita	/	/	/	1991	1990	61.9	9.9	52	84
Guentis	/	/	/	2007	/	/	/	/	/
Habada	/	/	/	2007	/	/	/	/	/
Khanget S Nad	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Kheirane	/	/	/	1970	/	/	/	/	/
KtefEssouda	/	/	/	2001	/	/	/	/	/
Medina	/	/	/	2001	2007	40.88	92.5	51.62	-126
Menaa	/	/	/	1997	/	/	/	/	/
Ouled Chelih	1992	R	1992	1992	1992	39.53	12.8	26.73	-67.6
Seiar	/	/	/	1969	/	/	/	/	/
Tifelffel	/	/	/	1987	/	/	/	/	/
Zeribet Hamed	/	/	/	2011	/	/	/	/	/

Les valeurs en gras indiquent une augmentation de la pluviométrie

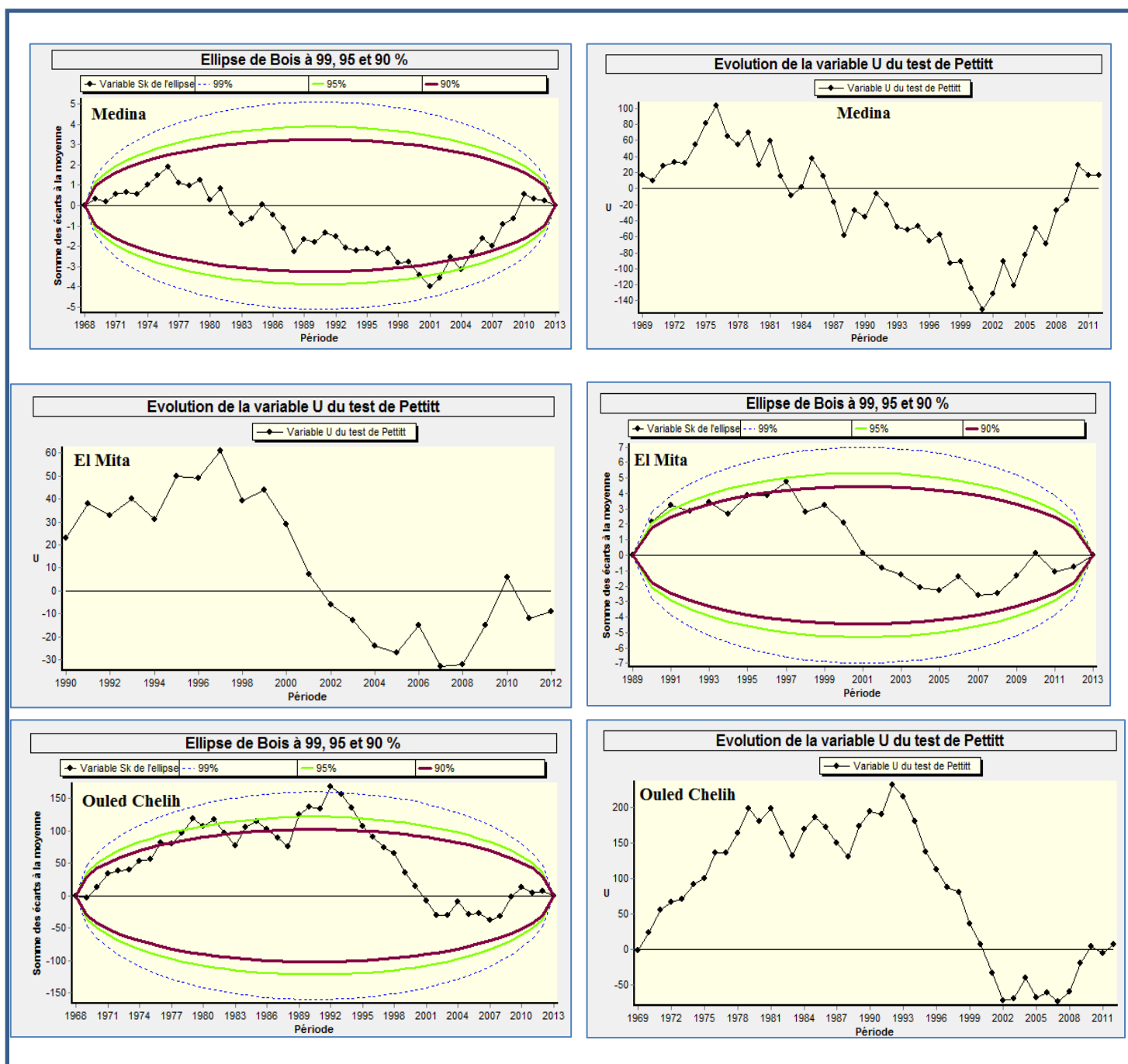


Figure 33 : Résultats des tests de rupture de Pettitt et Buishand de Printemps

Tableau 18 : Résultats des tests de rupture pour l'Eté

Station du Versant Nord									
Station	Pettitt	Kendall	Buishand	Lee et Heghinian Hubert		Moy avant	Moy après	Écart(mm)	Déficit (%)
Ain Baida	/	/	/	1986		/	/	/	/
Ain djasser	1986	R	1986	1986	2006	10.47	25.9	15.49	-47
Ain Mimoun	/	/	/	1986	/	/	/	/	/
Ain Tin	/	/	/	2012	/	/	/	/	/
Ain yagout	/	/	/	2003	/	/	/	/	/
Baiou	/	/	/	1971	/	/	/	/	/
Batna	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Bouhmar	1986	R	1986	1986	2002	10.3	59.3	49	-75.7
Boulhillet	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Chelia	1985	R	1985	1985	1987	14.36	84.3	70	487
Djebel Houara	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Fou Toub	/	/	/	1985	/	/	/	/	/
Marouana	/	/	/	1971	/	/	/	/	/
N'Gaous	/	/	/	2012					
Oued Elma	/	/	/	1986	/	/	/	/	/
Sidi Maancer	1986	R	1986	1986	/	/	/	/	/
Timgad	/	/	/	2012	/	/	/	/	/
Toufana	/	/	/	1967	/	/	/	/	/
Yabous	2000	R	2000	2000	2002	13.98	31.91	18	-128
Station du Versant Sud									
Babar	/	/	/	1994	/	/	/	/	/
Boudella	/	R	2001	2001	1985	6.21	11.53	5.32	-85.6
Bouhmama	1987	R	1987	1987	1987	16.9	69.3	52.4	-308
Chechar	/	/	/	2012	/	/	/	/	/
Chref El Ain	2000	R	2000	2000	2000	8.14	16.83	8.69	-106.7
Djamoura	/	R	/	/	/	/	/	/	/
El Mita	/	/	/	/					
Guentis	1985	R	/	/	/	/	/	/	/
Habada	/	/	/	2006	/	/	/	/	/
Khanget S Nad	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Kheirane	/	/	/	2009	/	/	/	/	/
KtefEssouda	/	/	/	1993	/	/	/	/	/
Medina	/	/	/	1986					
Menaa	/	/	/	1986	/	/	/	/	/
Ouled Chelih				2011					
Seiar	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Tifeffel	1995	R	1995	2000	2000	8.39	18.55	10.16	-121
Zeribet Hamed	/	/	/	/	/	/	/	/	/

Les valeurs en gras indiquent une augmentation de la pluviométrie

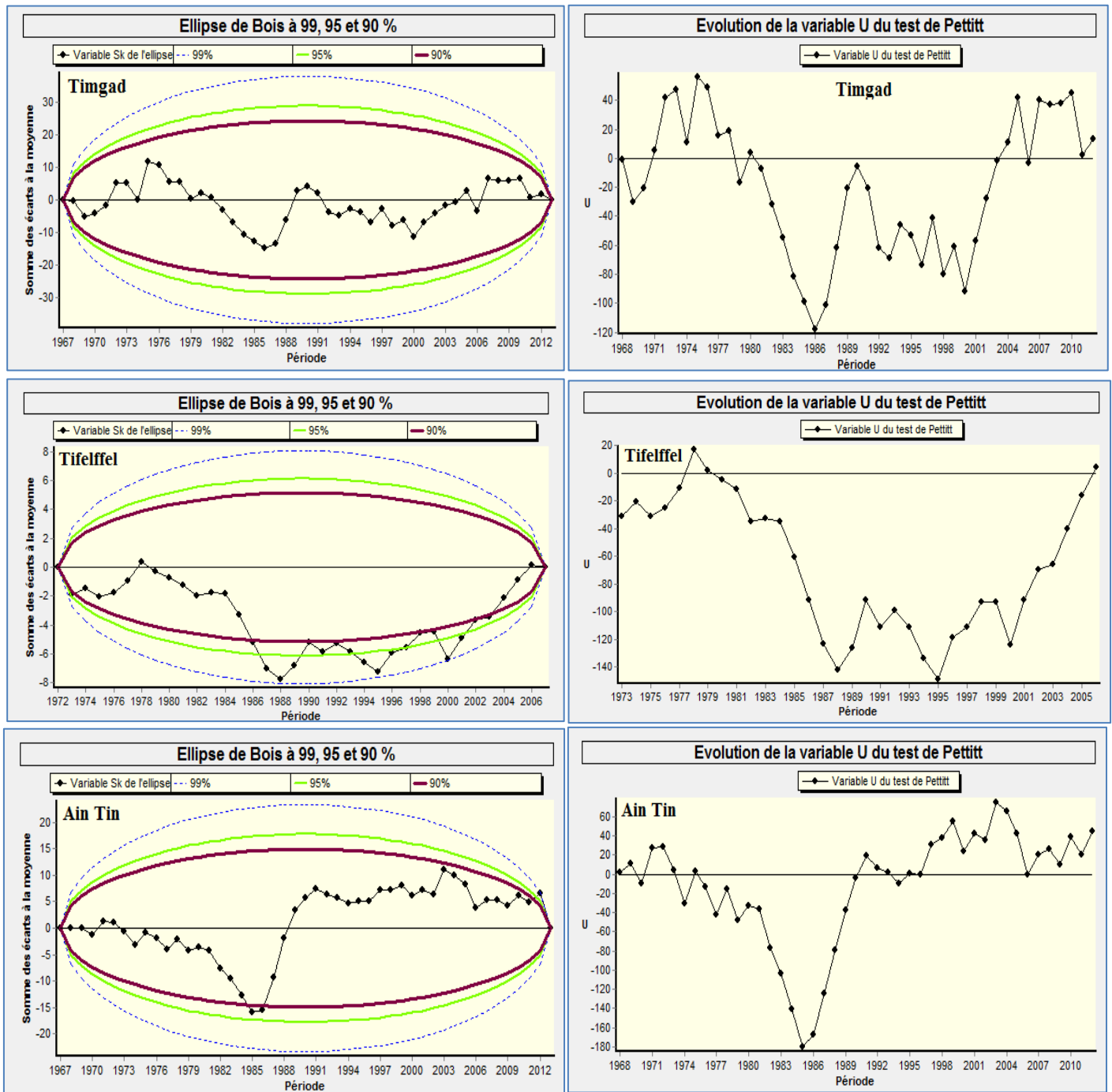


Figure 34 : Résultats des tests de rupture de Pettitt et Buishand de l'Été

Conclusion :

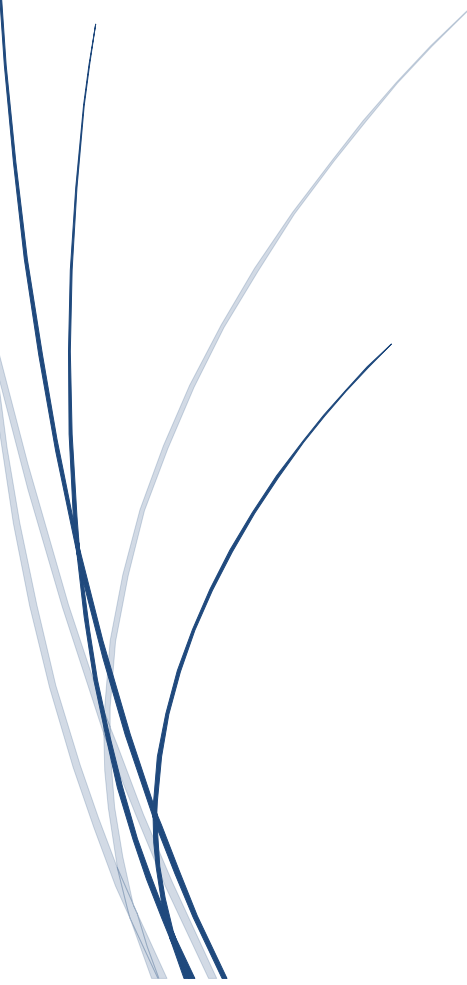
La méthodologie adoptée est faisable. Les tests statistiques utilisés afin de détecter des ruptures au sein des séries de données (pluviométriques) au sein de la majorité des stations étudiées ont permis d'affirmer l'hypothèse nulle de stationnarité. Le point de rupture décelé pour la plupart des séries non stationnaires est enregistré durant les périodes 1979-1988 et 1999-2008. Il est exprimé à travers une baisse pluviométrique enregistrée dans la majorité des stations durant la période 1979-1988, ou une augmentation remarquable durant la période 1999-2008. La rupture la plus significative est signalée au Sud, alors qu'au Nord la tendance à la baisse est moins importante. Au Centre de la zone d'étude toutes les stations ne présentent pas de ruptures.

Les stations des régions montagneuses présentent une variation pluviométrique importante par rapport à celles de la région des plaines. La rupture saisonnière apparaît importante pendant l'automne et l'été comme elle est influencée par la variation interannuelle des précipitations. Pour plusieurs stations les tests ont indiqué une tendance significative à l'augmentation des précipitations annuelles durant les années de 2001-2002.



CHAPITRE IV

**ANALYSE DE LA
VARIABILITE TEMPORELLE
DES PRECIPITATIONS**



Introduction :

L'intérêt de certaines méthodes statistiques utilisées dans l'interprétation de la variabilité temporelle des précipitations des trente-sept stations pluviométriques situées dans la partie orientale de l'Atlas Saharien (Nord- Est Algérien) sur des périodes allant de 25 à 44 ans est présenté dans ce chapitre. Toutes les séries analysées présentent des ruptures dont la majorité est signalée durant la décennie (1979-1988). L'interprétation des indices pluviométriques interannuels calculés par décennie durant la période 1969-2013 montre que la décennie (1979-1988) apparaît comme déficitaire sur tout le territoire de la zone d'étude. Ainsi, une tendance à un retour des précipitations est remarquée pour la période (1999-2008). À l'échelle saisonnière et mensuelle, les précipitations ont augmenté significativement après les années de rupture pour les mois d'hivers et du printemps, à l'exception du mois de mars surtout dans les régions montagneuses. De même, une concentration exceptionnelle de pluie dans le mois d'Août est observée.

4.1 Étude de la variabilité temporelle des précipitations annuelles :

L'objectif de l'étude de ce type de variabilité est de mettre en évidence l'évolution chronologique des pluies à l'échelle annuelle et saisonnière (**Sebbar, 2013**). Trois questions essentielles sont discutées :

- Existence-t-il des variations tendancielle des précipitations dans la région d'étude ?
- Y'a-t-il une périodicité précise dans la succession des événements pluviométriques ?
- Existence-t-il des ruptures au sein des séries pluviométriques ?

Selon **Grisollet, et al (1973)**, on peut observer dans une série chronologique, les composantes fondamentales suivantes :

- Un élément aléatoire qui échappe à toute prévision et qui entraîne des variations accidentelles qualifiées parfois de variations résiduelles ;
- Un mouvement cyclique qui désigne des oscillations dont les périodes et les amplitudes sont plus au moins irrégulières ;
- Un mouvement périodique qui se reproduit à des intervalles de temps égaux avec une forme constante ;
- Un mouvement de tendance générale ou tendance séculaire appelée souvent « trend », la variation tend à se maintenir pendant de nombreuses années dans un sens bien déterminé.

Or, d'après **Kendall et Stuart (1963)**, l'analyse d'une série temporelle a pour but d'améliorer la compréhension des mécanismes statistiques générateurs de cette série d'observations. Cet objectif ne peut être atteint en considérant une seule série de données. En effet, toute série chronologique pluviométrique ne peut être qu'une représentation partielle d'un phénomène complexe (la pluviométrie) générant un nombre substantiel de séries différentes.

D'autre part, tous les auteurs s'accordent à dire qu'on peut décomposer une série temporelle typique en quatre parties :

Une tendance ;

- Une périodicité : oscillations plus ou moins régulières autour d'une tendance ;
- Une autocorrélation ou un effet de mémoire : l'étendu d'une observation est dépendante de la magnitude des observations précédentes ;
- Une composante aléatoire, non systématique, irrégulière, c'est-à-dire due au hasard.

Par ailleurs, la caractérisation des fluctuations du régime pluviométrique s'appuyait sur l'analyse statistique, notamment la détermination des ruptures au sein des séries chronologiques des pluies dans des sites différents et sur les plus longues périodes si possibles **(Servat et al., 1999)** et **(Sebbar, 2013)**.

En résumé, la démarche de l'analyse temporelle des précipitations comprend trois étapes différentes :

1. Analyse des tendances générale de l'évolution des précipitations dans la région d'étude.
2. Mettre en évidence les phases pluvieuses et les phases sèches en repérant les éventuels mouvements oscillatoires internes des séries pluviométriques.
3. Étude des fluctuations pluviométrique au sein des séries chronologiques.

Cette étude touche un ensemble de stations ayant des séries de mesures assez longues. Ces séries ont une durée de 44 ans. À partir des données de ces stations, nous pouvons avoir une idée des variations temporelle annuelles et saisonnières des précipitations depuis 1969.

4.1.1 Analyse de la Variabilité temporelle des précipitations annuelle par les tests de tendances :

Une série pluviométrique est considérée comme aléatoire si les valeurs qui la composent se succèdent dans le temps d'une manière fortuite. Partant de cette définition, **Kendall et Stuart (1963)**, **OMM (1966)** et **Chatfield (1989)**, ont conçu un certain nombre de tests statistiques qui permettent de déceler la présence ou l'absence d'une organisation dans les séries chronologiques des données climatiques. Ces tests sont :

- Test de l'autocorrélogramme
- Le test non paramétrique sur les rangs de Mann Kendall (Sneyers, 1990) au seuil de 95%, pour déterminer la signification de ces tendances.

✚ 4. I.1.1 Application de l'autocorrélogramme :

C'est une méthode utilisée afin de montrer le caractère aléatoire d'une série chronologique qui est donnée par le coefficient d'autocorrélation d'ordre 1. Elle est plus connue sous le terme autocorrélogramme. En effet on suppose qu'il existe des dépendances significatives entre les termes successifs d'une série non aléatoire.

Le coefficient d'autocorrélation d'ordre K est donné par l'expression :

$$R_k = \frac{\sum_{t=1}^{N-K} (x_t - \bar{x}_1)(x_{t+k} - \bar{x}_2)}{\sqrt{[\sum_{t=1}^{N-K} (x_t - \bar{x}_1)^2 + \sum_{t=1}^{N-K} (x_{t+k} - \bar{x}_2)^2]}} \quad (2)$$

Avec \bar{x}_1 moyenne des observations x_i , $i=1, N-k$, et \bar{x}_2 moyenne des observations x_i , $i=k+1, N$.

D'après **Chatfield (1989)**, si une série chronologique est aléatoire, alors pour N élevé, $R_k \approx 0$ pour toute valeur de k non nulle. De ce fait, quand N est élevé une série chronologique aléatoire suit approximativement une distribution normale de moyenne nulle et de variance $1/N$. Il est donc possible de définir un intervalle de confiance pour un seuil donné de l'autocorrélogramme sous l'hypothèse nulle. Pour un seuil de confiance $1-\alpha/2$ donné, la région de confiance est définie par :

$$\pm \frac{U_{1-\alpha/2}}{\sqrt{N}} \quad (3)$$

U : désigne la variable normale réduite.

Une importance particulière doit être accordée au comportement de l'autocorrélogramme pour de faibles valeurs de k , notamment pour $k=1$.

En effet, sur les vingt premières valeurs de r_k , il n'est pas rare qu'une valeur sorte de la région de confiance même lorsque la série est réellement aléatoire. Ceci souligne les difficultés d'interprétation de l'autocorrélogramme.

4. I.1.2 Test de Mann-Kendall:

Le test de tendance de Mann-Kendall (**Mann, 1945 et Kendall, 1975**) permet de tester la stabilité de la moyenne et de la variance des séries hydrométéorologiques sur une période donnée. Ce test non paramétrique basé sur le rang est utilisé pour détecter d'éventuelles tendances dans les séries et de mesurer le degré de signification de cette tendance.

Soit (x_1, x_n) un échantillon de valeurs indépendantes issu d'une variable aléatoire x dont on cherche à évaluer la stationnarité. L'hypothèse nulle H_0 n'est l'hypothèse de stationnarité de la série (absence de tendance). L'hypothèse alternative H_1 correspond au non stationnarité de la série. Le test de Mann-Kendall S est défini comme suit :

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{k=i+1}^n \text{sgn}(x_k - x_i) \quad (4)$$

Avec

$$\text{Sign}=(x_k-x_i) = \begin{cases} +1 & \text{si } (x_k - x_i) > 0 \\ 0 & \text{si } (x_k - x_i) = 0 \\ -1 & \text{si } (x_k - x_i) < 0 \end{cases}$$

Où X_k et sont les valeurs séquentielles des données et n la longueur de l'ensemble des données. Le test est calculée en dénombrant, pour tous les couples (x_k, x_i) $k < i$ le nombre de cas où la seconde valeur est supérieure à la première et le nombre de cas où la seconde est inférieure, puis en calculant la différence entre ces deux quantités. La présence d'une tendance statistiquement significative est évaluée en utilisant la valeur de Z .

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

En présence de valeurs identiques dans la série, la variance de S peut être définie comme suit :

$$\mathbf{Var (s)} = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_t t(t-1)(2t+5)}{18}$$

Ou ti désigne le nombre d'égalités impliquant k valeurs. Une valeur positive (négative) de Z indique une tendance ascendante (descendante) et sa significativité est comparée à la valeur critique α ou seuil de significativité du test.

4. I.1.3 Interprétation des résultats :

A) Application de l'Autocorrélogramme ;

Pour la station de Ain Mimoun (série annuelle, N=36 ans) on calcule : Intervalle de confiance à 99% : +/- 0,423 ; Intervalle de confiance à 95% : +/- 0,3201 ; Intervalle de confiance à 90% : $\pm 0,2769$. (**Figure 35**)

On remarque dans les figures 35,36 qu'au seuil le plus strict de 90% le coefficient d'autocorrélation n'est pas significativement différent de 0 pour toutes les valeurs de $k \leq 10$.

Dans la station de Khanguet Sidi Nadji, le coefficient d'autocorrélation décroît rapidement vers la valeur nulle, donc il n'existe pas de dépendances significatives entre les termes successifs de la totalité des séries étudiées.

La plupart des séries retenues des pluies annuelles dans la zone d'étude sont donc totalement aléatoires.

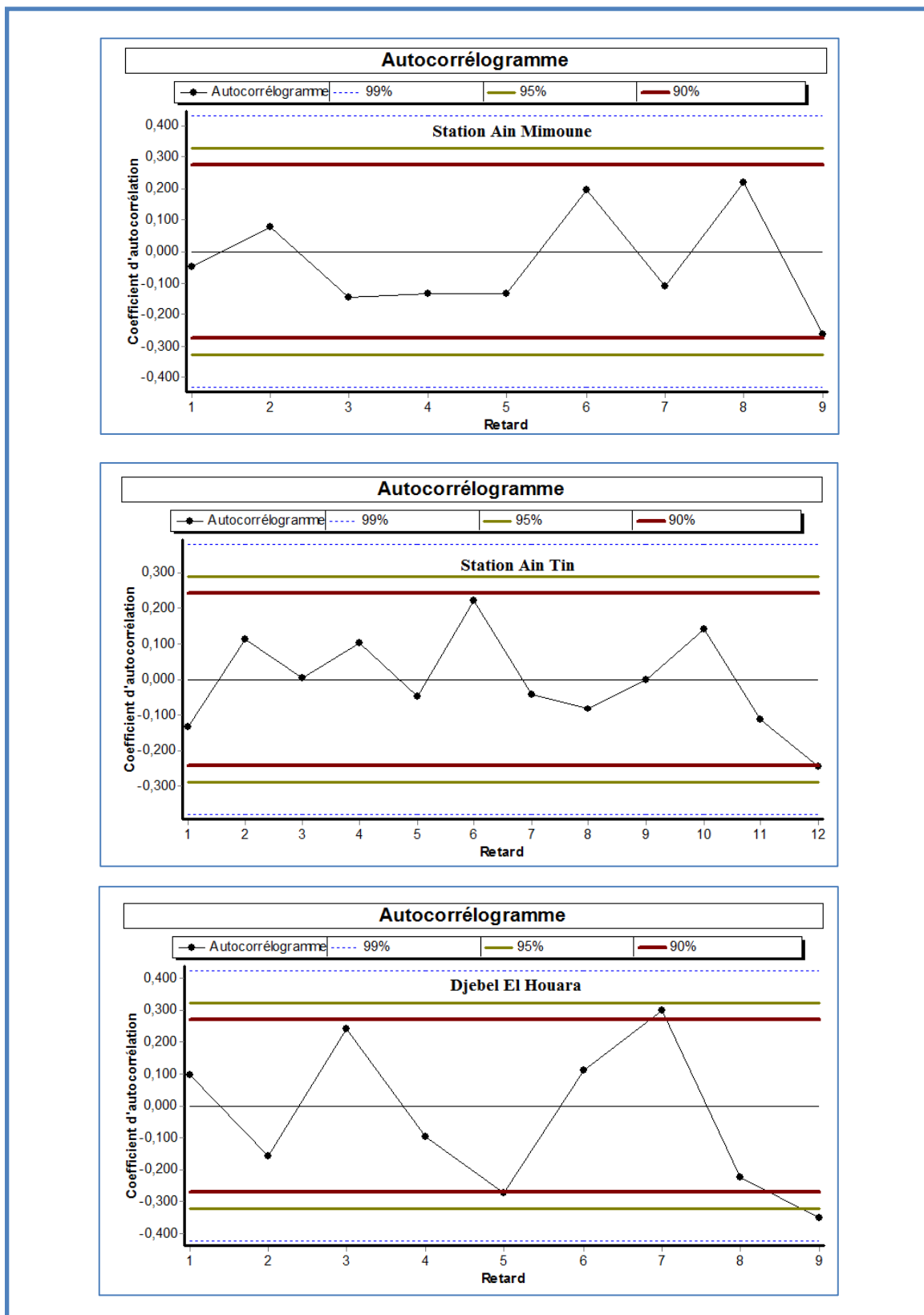


Figure 35 : Autocorréogrammes annuelles des stations du versant Nord

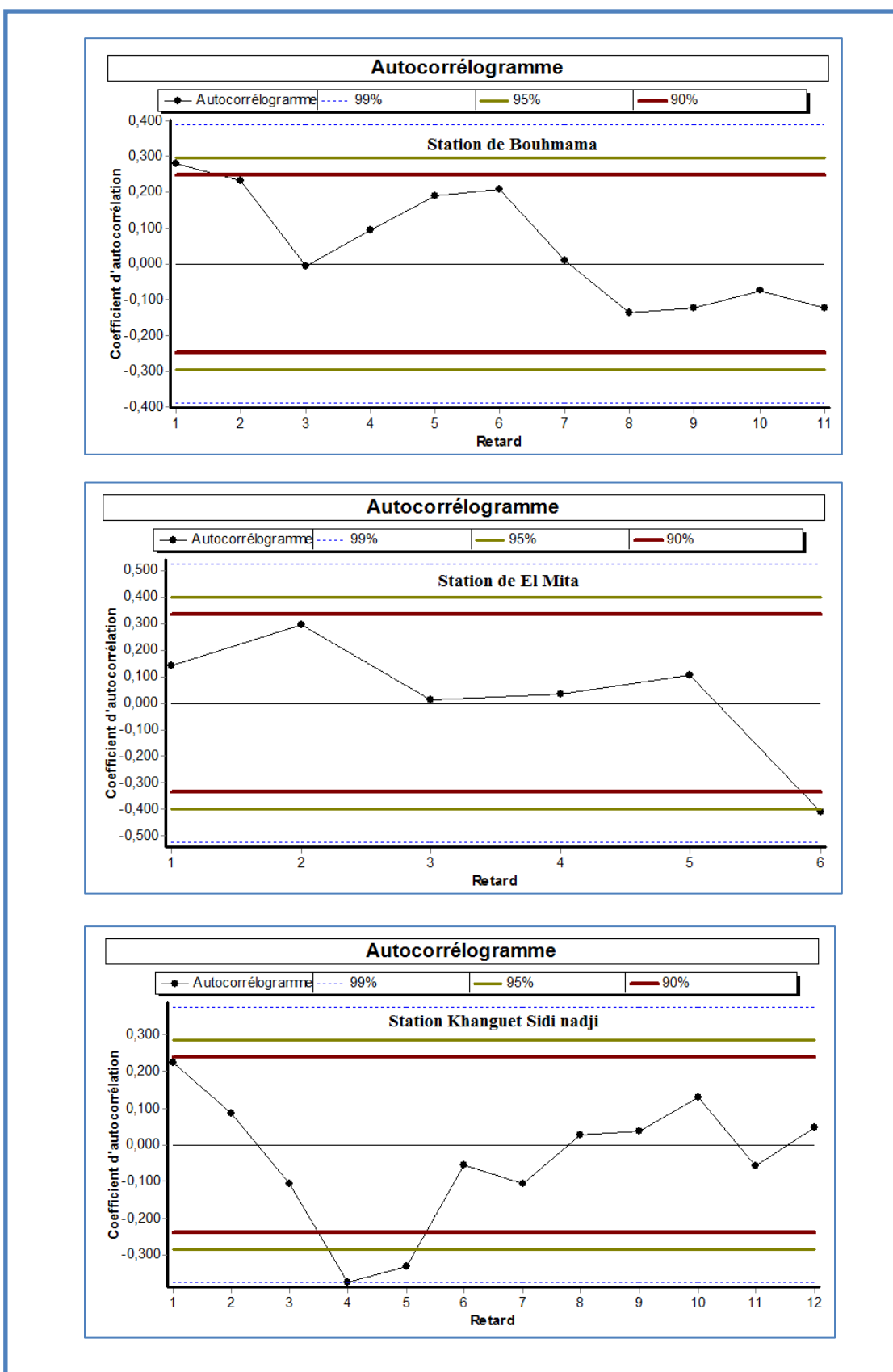


Figure 36 : Autocorrélogrammes annuelles des stations du versant Sud

B) Application de test de Mann Kendall ;

Le test non paramétrique de Mann-Kendall sert à déterminer si une tendance identifiable dans une série temporelle au sens statistique du terme est significative ou non.

Ce test de tendance non paramétrique est le résultat d'une amélioration du test étudié par **Mann (1945)** puis amélioré par **Kendall (1975)** et finalement optimisé par **Hirsch (1982, 1984, 1985, 1988)** de sorte à prendre en compte une composante saisonnière.

L'hypothèse nulle H_0 de ce test ; est qu'il n'y a pas de tendance. Les trois hypothèses alternatives de tendance négative, non nulle ou positive peuvent être choisies.

Pour évaluer la signification statistique des tendances précédemment citées, le test de Mann Kendall a été appliqué avec un niveau de confiance de 95 % (**Sneyer, 1990**). Les paramètres utilisés pour ce test sont : hypothèse alternative $\neq 0$; niveau de satisfaction de 5% ; nombre de simulations : 10 000 ; temps maximum de simulation 180 (s).

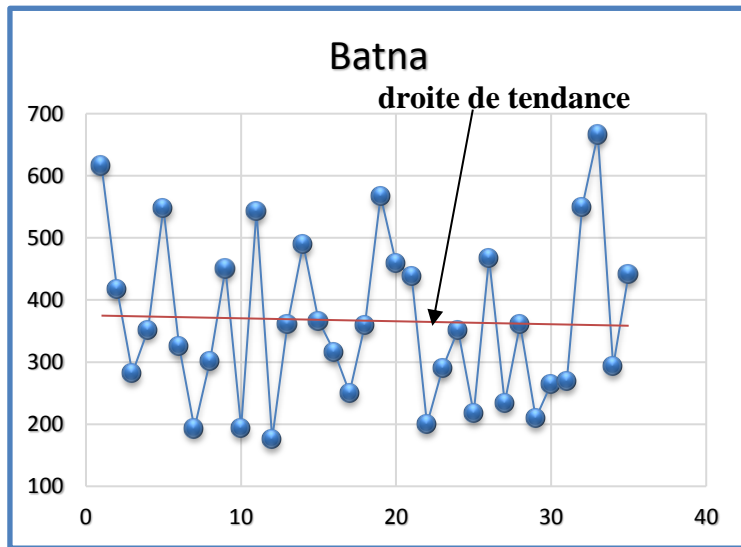
Les stations qui montrent une tendance significative à la réduction pluviométrique annuelle sont répartie dans tout le territoire d'étude, surtout dans la partie Nord de la région d'étude, comme celle Ain Baida, Ain Djasser, Chelia, FomToub. Alors que pour les autres stations quelque soient leurs tendances, elles ne sont pas statistiquement significatives. (**Tableau 19 et Figure 37**)

Ces résultats concordent globalement avec ceux signalés par d'autres résultats précédents. Ainsi, **Meddi et al., (2009)** ont montré une baisse des précipitations à partir de 1975. Dans le même contexte, **Henia (2008)** a soulevé la diminution des ressources en eau sur toute la bande composant la rive méditerranéenne au cours de ces dernières décennies.

Des fluctuations internes générale et secondaires ont été aussi signalées dans divers travaux (**Farah., 2014 ; Ben Messaoud et al., 2008 ; Mebarki ,2006**). Ces mouvements internes peuvent indiquer des phénomènes naturels dominants. D'où l'intérêt à étudier et analyser les tendances internes des séries pluviométriques annuelles.

Tableau 19 : Application du test Mann Kendall pour les pluies Annuelles au seuil de 95% ($\alpha = 0.05$)

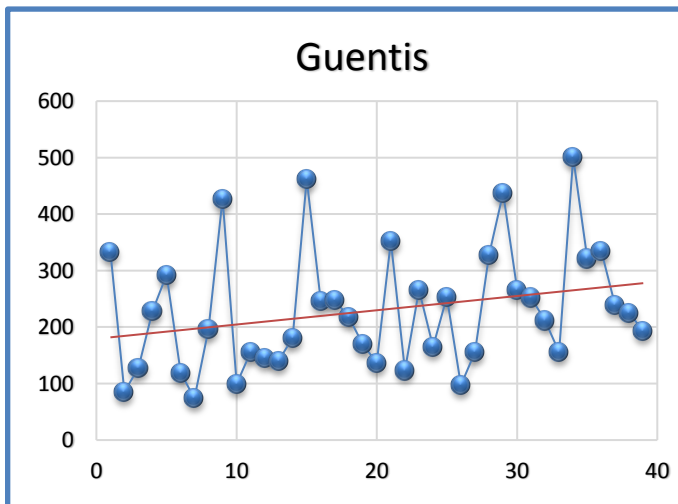
Stations	Degré de signification (P-value) Test de Mann-Kendall	Tendance annuelle
Ain Baida	0.03416392	Significative
Ain djasser	0.00887208	Significative
Ain Mimoun	0.75961312	Non Significative
Babar	0.09177914	Non Significative
Baiou	0.31365751	Non Significative
Batna	0.58915029	Non Significative
Boudella	0.0170112	Significative
Bouhmama	0.06626539	Non Significative
Bouhmar	0.00229826	Significative
Boulhillet	0.35226269	Non Significative
Chelia	0.02530352	Significative
Chref El Ain	0.00744529	Significative
Djamoura	0.12326345	Non Significative
Djebel Houara	0.92305529	Non Significative
Fou Toub	0.04714119	Significative
Guentis	0.03476124	Significative
Khanget S Nad	0.30789196	Non Significative
Kheirane	0.91803534	Non Significative
KtefEssouda	0.02798429	Significative
Marouana	0.85573174	Non Significative
Medina	0.06116492	Non Significative
Mena	0.76063672	Non Significative
N'Gaous	0.3713717	Non Significative
Oued El Ma	0.14524977	Non Significative
Ouled Chelih	0.9940446	Non Significative
Seiar	0.99783026	Non Significative
Sidi Maancer	0.00163437	Significative
Tifelffel	0.04286971	Significative
Timgad	0.7427496	Non Significative
Toufana	0.58934565	Non Significative
Yabous	0.18132421	Non Significative



Non Significant

Tau de Kendall	-0.025
S	-15.000
Var(S)	0.000
p-value (unilatérale)	0.589
alpha	0.05

Variable	Observations	Obs. avec données manquantes	Obs. sans données manquantes	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
368,6	35	0	35	176.400	666.500	366.674	132.147



Tau de Kendall	0.204
S	151.000
Var(S)	0.000
p-value (unilatérale)	0.035
alpha	0.05

Significative

Variable	Observations	Obs. avec données manquantes	Obs. sans données manquantes	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
132,6	39	0	39	73.700	500.400	229.800	107.515

Figure 37 : Application de test de Mann-Kendall sur les pluies Annuelles à seuil de confiance de 95 %

4.1.2 Analyse de la Variabilité temporelle des précipitations Annuelle par l'Indice Pluviométrique Standardisé (SPI – Standardized Precipitation Index) :

En vue d'apprécier l'évolution de la pluviométrie au cours des différentes années, la méthode de l'indice pluviométrique a été appliquée. Cette méthode a pour objet, la caractérisation de la variabilité temporelle de la pluviométrie locale ou régionale (connaître les périodes excédentaires et déficitaires) et la mise en place d'un système d'alerte précoce de sécheresse.

selon (Mckee et al., 1993) l'indice est fondé sur la probabilité de précipitations sur un laps de temps donné. La probabilité des précipitations observées est transformée en un indice qui sert infiniment à l'expérimentation qu'à l'exploitation dans plus de 70 pays.

La souplesse d'utilisation de l'indice SPI est appréciée par les responsables de la planification en matière de sécheresse. Le SPI est exploité par divers instituts de recherche, des universités et des services météorologiques et hydrologiques nationaux du monde entier dans le cadre de suivi de la sécheresse et d'alerte précoce.

L'indice pluviométrique ou l'indice centré réduit pour une année donnée correspond au rapport de l'écart à la moyenne sur l'écart type des hauteurs pluviométrique annuelles.

$$SPI = \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma} \quad (1)$$

Avec :

SPI : Indice pluviométrique

X_i : Hauteur de pluie de l'année i (en mm),

\bar{X} : Hauteur de pluie moyenne sur la période d'étude (en mm),

σ : Écart type de la hauteur de pluie sur la période d'étude.

Tableau 20 : Classe de sévérité de sécheresse selon (Mckee et al., 1993)

Valeurs de l'indice SPI	Type de sécheresse
2,0 et plus	Extrêmement humide
De 1,5 à 1,99	Très humide
De 1,0 à 1,49	Modérément humide
De -0,99 à 0,99	Proche de la normale
De -1,0 à -1,49	Modérément sec
De -1,5 à -1,99	Très sec
-2 et moins	Extrêmement sec

➤ **Les Avantages :**

Les précipitations représentent le seul paramètre disponible. Il est possible de calculer l'indice pour diverses échelles de temps, celui-ci permettant de détecter rapidement les situations de sécheresse et d'évaluer leurs gravités. Il est moins complexe bien que d'autres indices, notamment l'indice de sécheresse **de Palmer**.

➤ **Les Inconvénients :**

Il ne permet de quantifier que le déficit de précipitations ; les valeurs basées sur des données préliminaires peuvent changer et varier surtout si la durée de la période des relevés s'allonge.

4.1.2.1 Interprétation des Résultats de l'Indice pluviométrique standardisé (SPI) :

Selon **Taibi (2011)**, l'indice pluviométrique standardisé permet de classer les années sèches et humides. Dans notre travail, le but principal de l'utilisation du SPI est la détermination des périodes sèche et humides. Le SPI annuel est calculé pour toutes les séries pluviométriques de la zone d'étude (**tableau 20**). Les graphes (**figure 38**) suivants montrent l'évolution du SPI pour quelques stations choisies stationnaires et non stationnaires qui sont réparties sur l'ensemble de la zone d'étude.

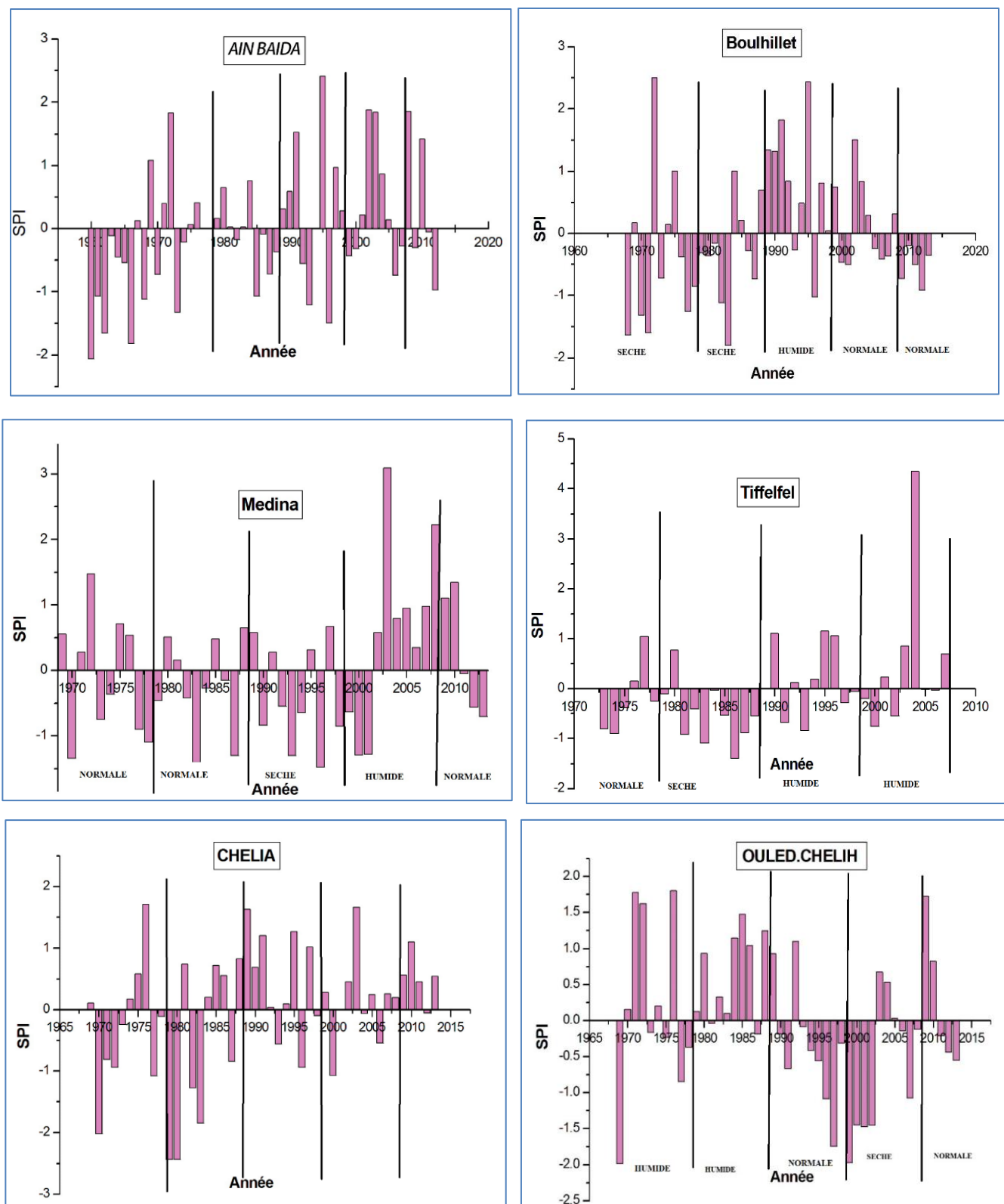


Figure 38 : Évolution de l'Indice Pluviométrique Standardisé SPI dans la zone d'étude.

Dans l'exemple de la station de Ain Baida (**Tableau 20**), le nombre d'années proche de la normale ($-0.99 < \text{SPI} < +0.99$) est en moyenne de 36 ans, soit 66.66% de la période d'étude (54 ans). Les années humide ($\text{SPI} \geq 1$) représentent en moyenne 7 ans, soit 12.96 % et les années sèches ($\text{SPI} \leq -1$) 10 ans soit 18.51%. Ce n'est que la répartition chronologique des années humides, normales et sèche qui détermine, en effet le régime pluviométrique de chaque station et de chaque région. D'après les graphes, nous constatons que toutes les stations ont connu des années sèches même celles qui ne présentent pas de rupture, mais à des degrés de sévérité variable d'une station à l'autre (**Figure 38**).

Au Nord : de la zone d'étude, la station de Chelia (Nord-Est) a connu trois années extrêmement sèches, la première période sèche en 1970 est survenue durant la décennie (1969-1978) et annonce le début de la sécheresse (**figure 38**). La deuxième en 1979 et la troisième en 1980, ce qui indique la continuité de la sécheresse durant la décennie (1979-1988). La plupart des années sèche apparaissent durant les deux décennies (1969-1978 et 1979-1988), et les années humides se trouve après ces dates.

En se basant sur SPI, on peut distinguer durant la période d'étude (1969-2013), une alternance entre les décennies sèches (1969-1978 et 1979-1988), normale (1989-1998) et humide (1999-2008). Alors que les cinq ans de (2009 à 2013) sont proches de la normale.

La plupart des stations de la partie Nord de la zone d'étude n'enregistrent plus des années extrêmement sèches sauf les deux stations au Nord-Ouest la station de N'Gaous (1977) et Dj Houara en (1996). La station de Baiou situé à une altitude très importante 1510m est stationnaire selon les tests de rupture. Par contre nous pouvons observer sur le (**tableau 3**) si dessous une légère baisse pluviométrique durant la décennie (1969-1978) surtout les années 1971, 1976 et 1977 qui sont très sèche aussi dans cette station. Les années extrêmement humide ($\text{SPI} > 2$) se trouve après ces date, à Oued El Ma en 2003 et 2004, à Boulhillet en 1995 et à Ain Djasser en 2008 et 2009.

Au Sud : de la zone d'étude, la station de Cheref Al Ain a connu deux années successives extrêmement sèches (1996 et 1997) et la période sèche s'étale durant toute la décennie (1989-1998). De même, la station de Guentis présente une année extrêmement sèche en 1977 et deux années extrêmement humides en 1989 et 2008.

Tableau 21 : Nombre d'années correspondant à chaque valeur du SPI pour chaque station durant la période 1969-1970/ 2012-2013.

Station du Versant Nord							
SPI	≥ 2	1.50 - 1.99	1.00 -1.49	(-)0.99 - 0.99	(-)1.00 - (-)1.49	(-)1.50 - (-) 1.99	$\leq (-)2$
ETAT DE LA SECHERESSE	Extrêmement humide	Très humide	Modérément Humide	Proche de la Normale	Modérément Sec	Très Sec	Extrêmement Sec
Ain Baida	1	5	1	36	7	2	0
Ain djasser	2	1	0	29	4	1	0
Ain Mimoun	2	0	6	23	3	2	0
Ain Tin	3	0	4	32	3	2	0
Ain yagout	0	0	0	31	0	0	0
Baiou	1	3	2	33	4	1	1
Batna	1	2	3	23	7	0	0
Bouhmar	1	2	3	30	4	4	0
Boulhillet	2	2	4	31	5	2	0
Chelia	0	2	3	31	4	2	3
Djebel Houara	1	3	1	23	8	0	1
Fou Toub	1	2	4	29	5	3	0
Marouana	1	2	4	24	3	1	0
N'Gaous	2	3	1	36	4	1	1
Oued Elma	2	0	2	17	3	1	0
Sidi Maancer	1	4	4	25	9	1	0
Timgad	0	4	4	27	8	3	0
Toufana	2	1	3	34	6	1	0
Yabous	1	2	2	35	3	2	0
Station du Versant Sud							
Babar	1	1	3	26	2	3	0
Boudella	2	2	3	32	5	0	1
Bouhmama	1	1	9	27	4	2	0
Chechar	1	1	4	15	3	0	0
Chref El Ain	0	4	1	30	3	0	2
Djamoura	1	2	3	23	5	2	0
El Mita	1	1	1	18	3	0	0
Guentis	2	2	1	30	4	0	1
Habada	2	0	1	19	1	0	0
Khanget S Nad	4	0	3	35	5	0	0
Kheirane	3	1	3	32	4	1	0
KtefEssouda	1	1	1	17	2	2	0
Medina	2	0	3	33	7	0	0
Mena	2	1	4	27	3	0	0
Ouled Chelih	0	4	5	30	4	2	0
Seiar	3	1	2	33	4	2	0
Tifeffel	1	0	4	28	2	0	0
Zeribethammed	0	3	2	17	2	0	0

La plupart des stations a connu des années extrêmement humides durant la décennie (1999-2008) à cause d'une augmentation du régime pluviométrique. La station de Khanguet Sidi Nadji est stationnaire car elle a connu quatre années extrêmement humides, deux durant la décennie (1989-1998) en 1990 et 1992, et deux autres durant la décennie (1999-2008) en 2002 et 2008. La station de Kheirane est caractérisée par trois années extrêmement humides en (1989,2003 et 2008), les années de 2002 et 2008 sont très humide dans la plupart des stations dites stationnaires.

Au centre : de la zone d'étude, qui est la région la plus arrosée de la région d'étude sous l'effet des altitudes élevées, la station de Ain Tin indique une régularité du régime pluviométrique, trois années extrêmement humides sont observées (1969, 1975 et 1989) et L'absence d'années extrêmement sèche est remarquée.

Même la station de Toufana présente une régularité du régime pluviométrique. Le SPI indique deux années extrêmement humides (1969 et 1972) mais les années de quatre vint (1980, 1982, 1983 et 1985) sont modérément sèches.

Les résultats obtenus par l'Indice Pluviométrique Standardisé, ont permet de classer les périodes sèches de celles humides durant la période d'études (1969-2013) et les quatre décennies :

1969-1978 : période Modérément sèche

1979- 1988 : période sèche

1989- 1998 : période humide

1999- 2008 : période humide

2009- 2013 : période normale

Le (**tableau 22**) si dessous illustre le type de chaque décennie dans chaque station étudié durant la période de référence (1969- 2013).

Tableau 22 : type des Stations

Station du Versant Nord						
STATIONS	Type de station	Décennie 69-78	Décennie 79-88	Décennie 89-98	Décennie 99-2008	Décennie 2008-2013
Ain Baida	Non stationnaire	Normale	Normale	Humide	Humide	Normale
Ain djasser	Non stationnaire	Normale	Normale	Normale	Humide	Humide
Ain Mimoun	Stationnaire	Humide	Sèche	Humide	Normale	/
Ain Tin	Stationnaire	Humide	Normale	Humide	Normale	Normale
Ain yagout	Stationnaire	Normale	Normale	Normale	Normale	/
Baiou	Stationnaire	Sèche	Normale	Humide	Normale	Normale
Batna	Stationnaire	Humide	Normale	Sèche	Humide	/
Bouhmar	Non stationnaire	Sèche	Normale	Normale	Humide	Normale
Boulhillet	Stationnaire	Sèche	Sèche	Humide	Normale	Normale
Chelia	Non stationnaire	Sèche	Sèche	Normale	Normale	Normale
Djebel Houara	Stationnaire	Normale	Humide	Sèche	Sèche	/
Fou Toub	Stationnaire	Sèche	Normale	Humide	Humide	Normale
Marouana	Stationnaire	Humide	Normale	Normale	Humide	/
N'Gaous	Stationnaire	Normale	Normale	Normale	Humide	Humide
Oued Elma	Stationnaire	/	Sèche	Normale	Humide	/
Sidi Maancer	Non stationnaire	Sèche	Sèche	Normale	Humide	Normale
Timgad	Stationnaire	Humide	Sèche	Sèche	Humide	Sèche
Toufana	Stationnaire	Humide	Sèche	Normale	Normale	Normale
Yabous	Stationnaire	Humide	Normale	Sèche	Normale	Humide
Station du Versant Sud						
Babar	Stationnaire	Normale	Sèche	Humide	Humide	/
Boudella	Non stationnaire	Normale	Sèche	Humide	Humide	Humide
Bouhmama	Non stationnaire	Normale	Sèche	Normale	Humide	Normale
Chechar	Stationnaire	/	/	Normale	Humide	Normale
Chref El Ain	Non stationnaire	Normale	Normale	Sèche	Humide	Normale
Djamoura	Stationnaire	Sèche	Normale	Normale	Humide	/
El Mita	Non stationnaire	/	/	Humide	Normale	Normale
Guentis	Non stationnaire	Sèche	Normale	Humide	Humide	Normale
Habada	Stationnaire	/	/	Normale	Humide	Normale
Khanget S Nad	Stationnaire	Normale	Sèche	Humide	Humide	Normale
Kheirane	Stationnaire	Normale	Normale	Humide	Humide	Normale
KtefEssouda	Non stationnaire	/	/	Sèche	Humide	Normale
Medina	Non stationnaire	Normale	Normale	Sèche	Humide	Normale
Menaa	Stationnaire	Normale	Humide	Normale	Humide	/
Ouled Chelih	Non stationnaire	Humide	Humide	Normale	Sèche	Normale
Seiar	Non stationnaire	Humide	Normale	Sèche	Normale	Normale
Tifelffel	Non stationnaire	Normale	Sèche	Humide	Humide	/
Zeribethammed	Stationnaire	/	/	Humide	Normale	Humide

Généralement, la période 1999-2008 est excédentaire pour toutes les stations, à l'exception de Dj Houara et Ouled Chelih qui enregistre un déficit dans les années (1999, 2000, 2001, 2002, 2006, 2007).

12 stations ont connu une baisse des précipitations durant la période 1979-1988 mais avec des taux différents du Nord au Sud, de l'Est à l'Ouest, nous constatons bien que les excédents et les déficits pluviométriques sont différents d'une station à une autre, les stations stationnaires dans le régime pluviométrique est régulier, affichent des excédents pluviométriques pendant la période excédentaire. Ces derniers sont nettement supérieurs pour les autres stations non stationnaires.

La période déficitaire à beaucoup marqué les stations présentent une rupture. La période (1999-2008) peut-être une période excédentaire pour certaines stations et un retour vers la normal pour d'autres. Les stations situées sur la partie Sud de la zone d'étude enregistrent des excédents importants par rapport à celles du Nord.

4.1.3 Analyse de la Variabilité temporelle des précipitations Annuelles par les tendances générales :

Grisollet, Huilmet et Arlery (1973) définissent la tendance générale comme « un mouvement à longue période ». Cette définition peut être complétée avec plus de précision en ajoutant que la tendance climatique générale est une orientation vectorielle de l'ensemble des éléments climatiques (**Al Kishtaini, 1985**). En effet, cette tendance pluviométrique se manifeste par une augmentation ou une diminution des cumuls pluviométriques pendant une période couvrant en général plusieurs décennies. Pour cette étude tendancielle, nous avons adopté la méthode des moindres carrés qui consiste à étudier les tendances linéaires appliquées aux cumuls pluviométriques des stations retenues.

4.1.3.1 La méthode des moindres carrés :

Cette méthode consiste à déterminer les paramètres de tendance générale par l'ajustement entre deux variables : l'une (Y) est la variable dépendante qui représente les pluies annuelles, l'autre variable indépendante (X) est le temps (années). L'ajustement entre ces deux variables s'effectue en traçant une droite qui découle de l'utilisation de l'équation suivante : $Y = aX + b$ (**Sebbar, 2013**).

Les valeurs de **a** et **b** sont déterminés de manière à ce que la somme des carrés des écarts des points réels à la droite Y soit minimale.

À partir de la valeur de **a**, on peut déterminer l'orientation de la pente de la droite d'ajustement où Y et X sont les moyennes des valeurs de la variable Y_i qui est la pluie et de X_i qui est le temps (années). Il suffit théoriquement de comparer les divers coefficients (**a**) donnant la pente des droites :

Si (**a**) ≈ 0 , la série pluviométrique est constante.

- Si le coefficient (**a**) > 0 , l'évolution des pluies se caractérisera par une augmentation plus ou moins importante selon la valeur de (**a**).
- Si le coefficient (**a**) < 0 , alors dans ce cas l'évolution des totaux annuels sera en diminution.

Interprétation des résultats :

Les résultats statistiques présentés dans le (**tableau 23**) montrent d'une part, quelques stations situées au Sud de la région d'étude avec des valeurs négatives du coefficient (**a**), ce qui signifie que la tendance pluviométrique se caractérise par une diminution progressive des pluies annuelles. D'autre part, les stations de la partie Nord de la zone d'étude signalent une légère tendance à la hausse.

Les plus fortes diminutions sont enregistrées au niveau des régions montagneuse : Djebel Houara -2.611mm/an, Marouana -0.5294 mm/an, Ouled Chelih -2.0856 mm/an et Ain Tin avec une réduction pluviométrique annuelle de l'ordre de -1.5886 mm/an. Le gradient de cette diminution subit une régression en se dirigeant du Nord vers le Sud.

De même, l'évolution chronologique des pluies annuelles demeure en diminution sur la totalité des stations situées sur la région Nord, Centre, Sud, et l'extrême Nord-Est de la région orientale.

Par contre les régions Saharienne révèlent une évolution relativement vers la hausse des totaux pluviométriques variant de +0.3191mm/an à Habada et de +0.3252 mm/an pour Khanget S Nad. Or les stations du bassin du bas Bouhmama et celles de la localité Yabous ont signalé des tendances aussi à la hausse malgré leur position latitudinale plus élevée. 2.7413 mm/an à Bouhmama, Yabous +1.2122 mm/an et Medina +2.4376,

En résumé, nous constatons une tendance générale à la hausse des précipitations sur la majorité du territoire étudié, sauf quelque région de la partie saharienne, certaines localités montagneuse (massif de belezma et Aurès) et la région du Nord (Batna, Timgad, Toufana), qui ont montré une tendance à la baisse. Pratiquement, l'objectif de ce test est de mettre en évidence la tendance (hausse ou baisse) et savoir si cette variation est significative ou non.

Tableau 23 : Tendence générale des pluies annuelles exprimée par le coefficient (a)

Stations	Coefficient (a)mm/ans
Ain Baida	2.5345
Ain djasser	5.7236
Ain Mimoun	-1.5856
Ain Tin	-1.5886
Ain yagout	1.0554
Babar	2.9468
Baiou	0.8613
Batna	-0.4485
Boudella	2.8015
Bouhmama	2.7413
Bouhmar	6.7856
Boulhillet	0.8587
Chechar	2.988
Chelia	4.8052
Chref El Ain	2.7241
Djamoura	0.8907
Djebel Houara	-2.611
El Mita	-2.7056
Fou Toub	2.3113
Guentis	3.0903
Habada	0.3191
Khanget S Nad	0.3252
Kheirane	-0.4834
KtefEssouda	4.5392
Marouana	-0.5294
Medina	2.4376
Mena	-0.5762
N'Gaous	0.6026
Oued El Ma	8.1321
Ouled Chelih	-2.0856
Seiar	-1.0852
Sidi Maancer	2.7267
Tifelffel	3.0642
Timgad	-0.1735
Toufana	-1.5131
Yabous	1.2122
Zeribet Hamed	-0.3013

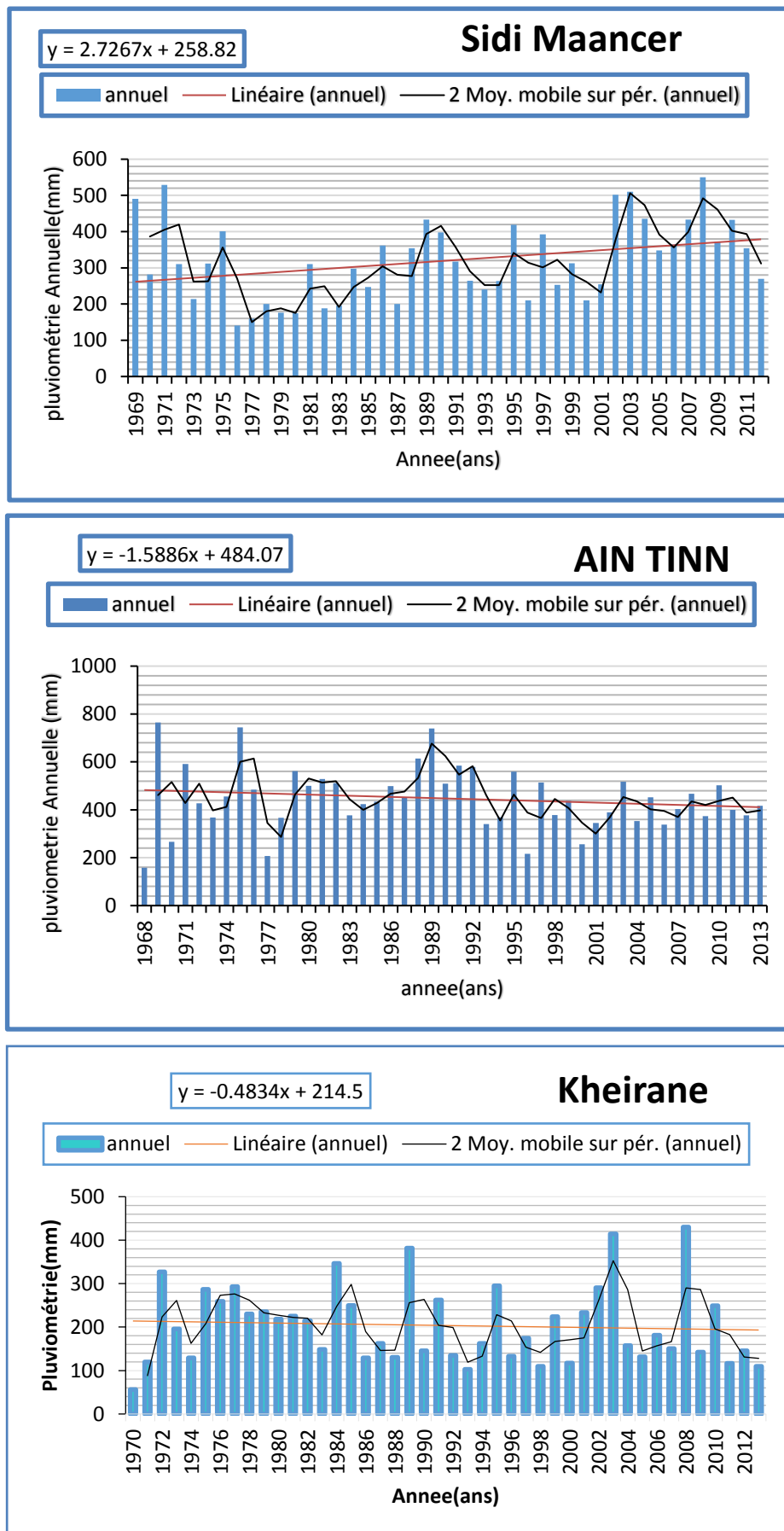


Figure 39 : tendance générale des cumuls Annuelle des précipitations

4.2 Étude de la Variabilité temporelle des précipitations Saisonnières :

Afin de mieux cerner l'évolution chronologique des précipitations saisonnières dans la région d'étude et pour compléter l'analyse, l'étude des fluctuations pluviométriques contemporaines par l'analyse des tendances de l'automne, l'hiver, le printemps et de l'été est exigé.

Pour réaliser cette étude chronologique, nous nous sommes basés en premier lieu sur la détermination de la tendance générale avec son degré de signification. La détermination de la tendance générale des précipitations saisonnières se fonde sur le même principe de l'ajustement linéaire à l'aide de la droite des moindres carrés utilisée précédemment dans l'étude des totaux annuels. L'évaluation du degré de signification statistique nécessite l'emploi du test non paramétrique de Mann Kendall avec un niveau de confiance de 95 % (**Sneyer, 1990**). La recherche des tendances secondaires pour l'ensemble des stations retenues est réalisée par la détermination des moyennes mobiles présentées graphiquement. Les résultats de l'application de la méthode des moindres carrés ont été reportés sur le (**Tableau 24**)

4.2.1 Analyse de la Variabilité temporelle des précipitations Saisonnières par les tendances générales :

4.2.1.1 Tendance générale des précipitations automnales :

D'après les résultats mentionnés dans le (**tableau 24**), la quasi-totalité des séries des pluies automnales signalent une tendance générale à l'augmentation progressive, à l'exception des postes pluviométriques au Sud de la zone d'étude qui enregistrent une tendance à la baisse. Ainsi, la tendance générale des pluies automnales présente une forte augmentation au Nord de la région d'étude, notamment, les zones montagneuses : Chelia +0.76 mm/an, Bouhmama +0.21 mm/an et Ain Djasser +0.59 mm/an. La décroissance des précipitations affecte également la partie Sud de la zone d'étude où la baisse est estimée à -0.0081mm/an à Khanguet Sidi Nadji et -0.146 mm/an à Medina. Toutefois, cette régression des précipitations automnales s'affaiblit sensiblement en intensité dans les stations de la partie Centre et Oriental et dans la région saharienne.

Tableau 24 : Tendence des précipitations saisonnières dans la région d'étude donnée par la valeur (a)

N°	Stations	(a) Automne	(a) Hiver	(a) Printemps	(a) été
1	Ain Baida	1.2717	0.4348	0.4482	0.3798
2	Ain djasser	0.5922	0.7612	0.1785	0.376
3	Ain Mimoun	0.0799	0.1834	0.5646	0.1395
4	Ain Tin	0.0272	0.0002	0.0111	0.0018
5	Ain yagout	0.0352	0.383	0.1376	0.0712
6	Babar	0.692	0.33	-0.1918	0.2042
7	Baiou	0.0161	0.0044	0.1238	0.1559
8	Batna	0.0076	0.0345	0.1518	0.0444
9	Boudella	0.538	0.0547	0.1221	0.1523
10	Bouhmama	0.2147	-0.0561	0.4261	0.329
11	Bouhmar	0.3405	0.5571	0.5459	0.3442
12	Boulhillet	0.0458	0.0196	0.0018	0.0327
13	Chechar	0.1881	0.032	0.8198	-0.0439
14	Chelia	0.76	0.1332	0.2602	0.4034
15	Chref El Ain	0.164	0.112	0.4444	0.3054
16	Djamoura	0.1984	-0.1621	0.1977	0.0629
17	Djebel Houara	0.0885	0.3083	0.2486	0.0571
18	El Mita	0.0005	-0.3315	-0.452	-0.1188
19	Fou Toub	0.3473	0.1316	0.172	0.409
20	Guentis	0.4752	0.0485	0.3049	0.046
21	Habada	0.1222	-0.421	0.46	-0.0548
22	Khanget S Nad	-0.0081	0.1021	0.0469	-0.0324
23	Kheirane	0.0888	-0.0948	-0.115	-0.0433
24	KtefEssouda	0.7708	0.3176	0.2814	0.1432
25	Marouana	0.0641	0.1184	0.4615	0.1025
26	Medina	-0.146	0.3787	0.3765	0.2033
27	Mena	0.045	-0.082	-0.3636	0.2088
28	N'Gaous	0.0483	0.0862	0.2366	0.0021
29	Oued El Ma	0.5249	1.3072	0.2567	0.3811
30	Ouled Chelih	-0.0489	-0.1626	-0.3368	-0.0214
31	Seiar	-0.1324	-0.0752	-0.0933	-0.0609
32	Sidi Maancer	0.3787	0.1885	0.3168	0.2594
33	Tifelffel	0.2437	0.2282	0.2277	0.3217
34	Timgad	-0.11	0.1359	-0.0948	0.0111
35	Toufana	-0.0212	-0.0872	-0.2684	-0.1275
36	Yabous	-0.0689	0.2142	-0.185	0.4495
37	Zeribet Hamed	-0.1932	-0.0884	0.1942	-0.0131

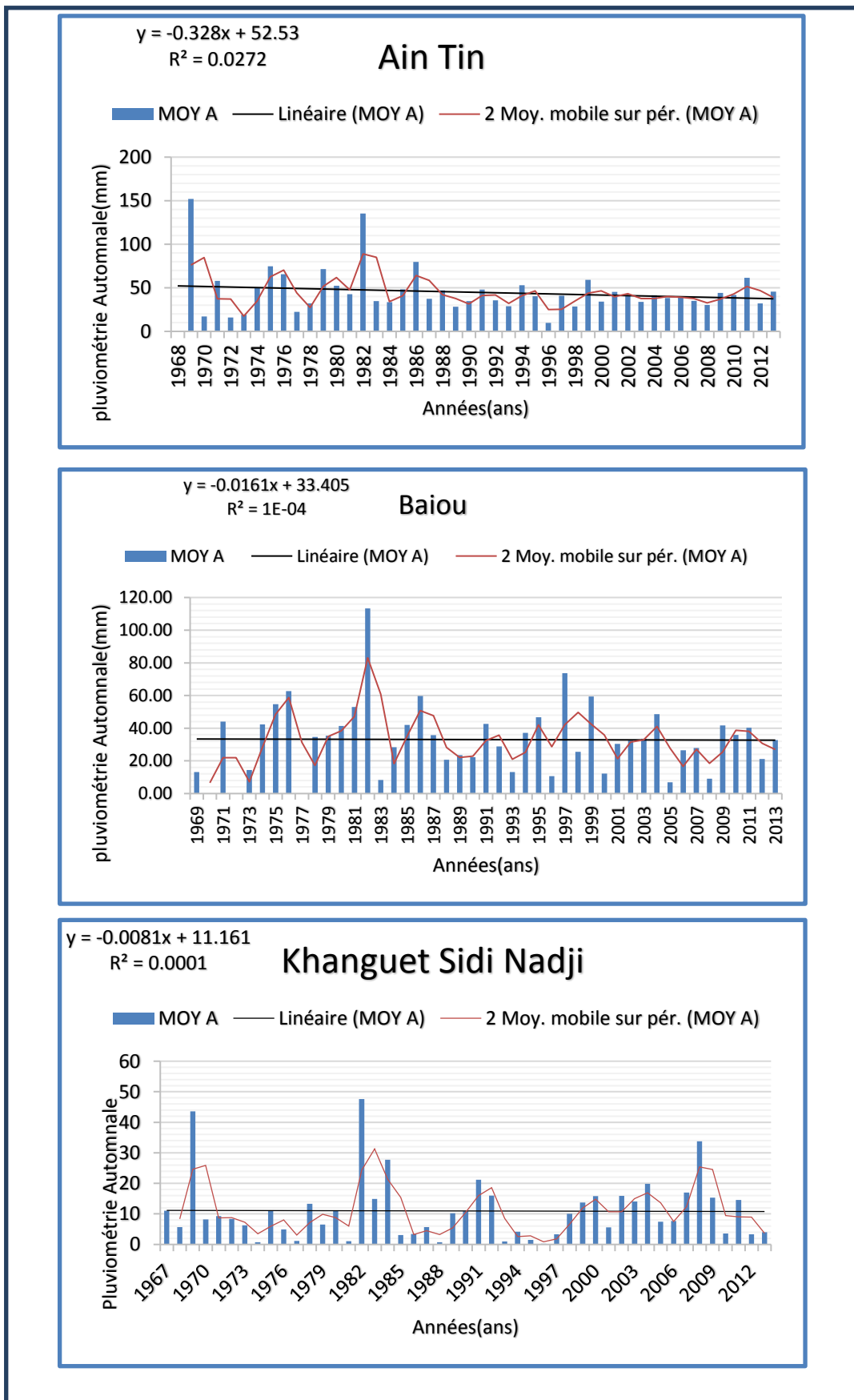


Figure 40 : tendance générale des cumuls Automnales des précipitations

4.2.1.2. Tendance générale des précipitations Hivernales :

L'analyse des longues séries des pluies de la saison d'hiver (**Tableau 24**) fait ressortir assez nettement une tendance à la hausse dans la majorité des stations situées dans la région Nord et de la zone d'étude : Ain Djasser +0.76 mm/an, Ain Baida +0.43 mm/an et Bouhmar +0.55 mm/an. Une augmentation des pluies hivernales s'observe également dans les stations du Nord-Ouest de la région d'étude (Massif de Belezma), la région de Merouana +0.11mm/an, de Djebel Houara +0.30 mm/an et Oued El Ma +1.30 mm/an,

Contrairement, aux autres régions, une conversion de la tendance générale des pluies en hiver qui se manifeste par une régression sensible, surtout dans la majorité des stations de la région montagneuse représenté par le Massif des Aurès (Chelia 0.13mm/an et Baiou 0.004 mm/an) mais la station de Medina présente une augmentation remarquable de 0.37mm/an.

En conséquence, un tel renversement se traduirait par une diminution maximale des pluies hivernales dans la région Sud de la zone d'étude : Bouhmama -0.005 mm/an, Menaa -0.082mm/an et Kheirane -0.09mm/an. Quant à la partie orientale de la région Sud de la zone d'étude l'ampleur de cette dégradation se maintient à un niveau comparable : Seiar -0.075 mm/an, El Mita -0.33 mm/an, ZeribetHammed -0.088 mm/an. Comme il faut est à noter que l'intensité de cette régression hivernale diminue du Nord au Sud du pays.

Ces évolutions régionales contrastées en hiver semble être un changement dans le type de circulation atmosphérique. Ainsi, la comparaison entre la tendance positive observée au Nord et au Nord-est de la région d'étude et la tendance négative des autres régions Sud indique une augmentation importante de la fréquence des courants perturbés de Sud liée aux invasions d'air polaire sur la région Nord pendant l'hiver.

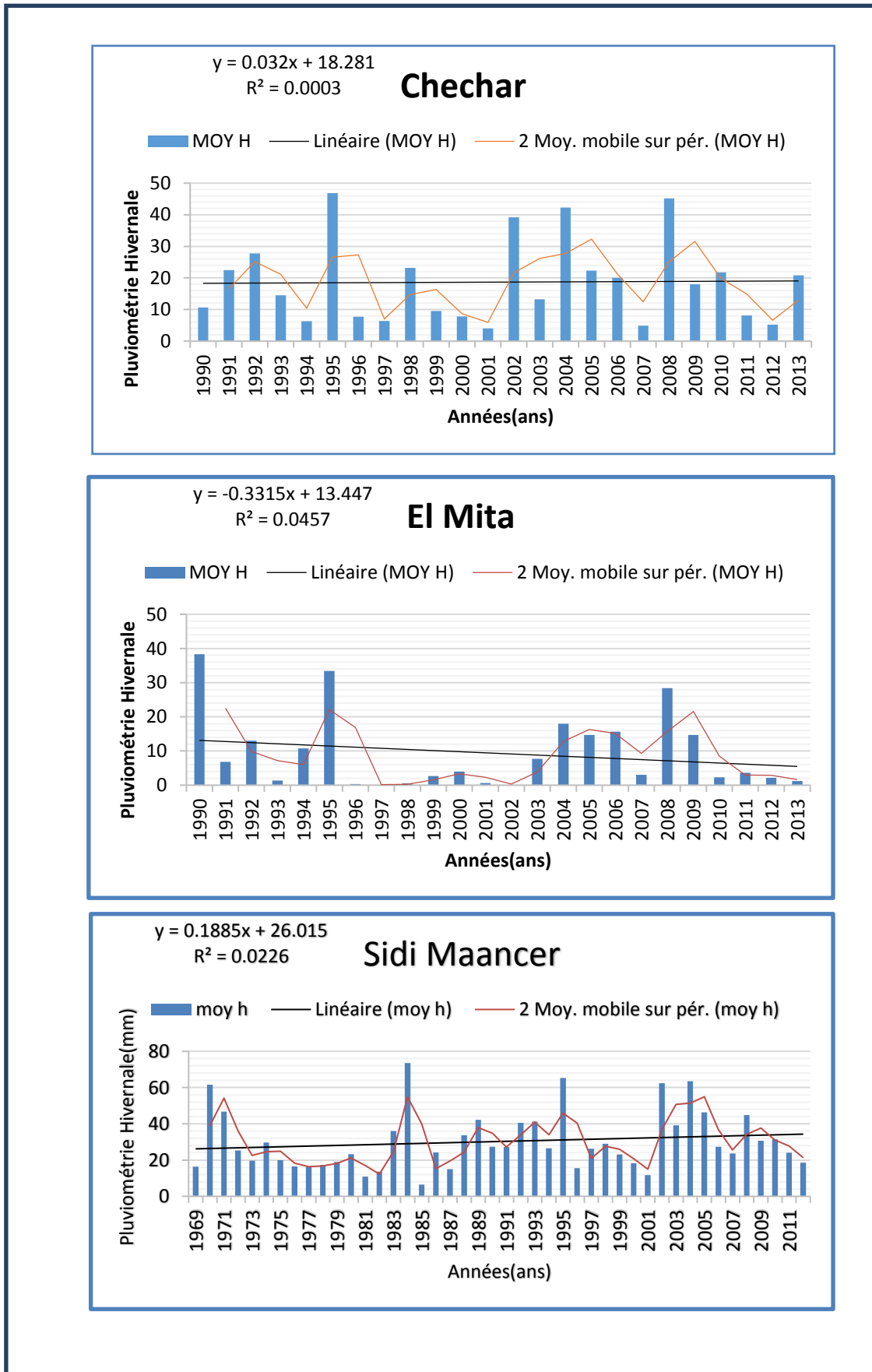


Figure 41 : tendance générale des cumuls Hivernales des précipitations

4.2.1.3 Tendance générale des précipitations Printanières :

Le printemps représente la fin de la période pluvieuse, Les expulsions d'air froid sont moins importantes et le temps est caractérisé par des cyclogenèses locales accompagnées de précipitations localisées aux différentes zones. En effet, la variabilité au printemps est très contrastée entre les régions. Il est à noter également que les pluies printanières sont soumises à une forte variabilité chronologique.

D'après le (**tableau 24**), les valeurs de (a) indiquent que les oscillations des pluies printanières ne sont pas soumises au même rythme d'évolution dans la région d'étude. La tendance générale des totaux du printemps constitue des regroupements géographiques bien individualisés.

Contrairement à l'évolution des précipitations hivernales, les stations de la région Sud et Saharienne présentent cette fois-ci un taux d'accroissement assez élevé. Les pluies printanières tendent à augmenter de +0.12 mm/an à Boudella, +0.81 mm/an à Chechar et +0.44 mm/an à Cheref Al ain et +0.19 à Djamourah. Cette augmentation est à signaler particulièrement au niveau de la partie Sud-Est représenté par la station de Habada avec un taux d'accroissement de l'ordre de +0.46 mm/an. Ainsi cette tendance contribue à un renforcement moyen à maximal du régime saisonnier printanier dans cette localité orientale. Le reste du territoire se caractérise généralement par une tendance à la baisse des précipitations printanières. Cependant, l'intensité de cette régression diminue du Nord vers le Sud et augmente avec l'altitude. La diminution la plus importante est enregistrée dans la région montagneuse : Timgad -0.04 mm/an, Toufana -0.26 mm/an et Yabous -0.185mm/an.

4.2.1.4 Tendance générale des précipitations Estivales :

D'après le (**Tableau 24**) les valeurs de (a) mentionnent une tendance à la baisse dans tout le territoire étudié, sauf quelque station qui enregistre une augmentation assez élevée.

La plupart des stations de la partie Nord de la zone d'étude enregistre des tendances à la baisse comme Toufana - 0.12mm/an, Ain Tin +0.0018mm/an et Batna +0.04mm/an, mais les stations de la partie Sud (Habada -0.054mm/an, Kheirane -0.043mm/an et ZeribetHammed - 0.013mm/an) enregistrent des valeurs minimales. D'autre part, les stations de la partie Nord-Ouest enregistrent des élévations exceptionnelles dans cette période estivale comme celles d'Ain Djasser +0.37mm/an et Oued El Ma +0.38mm/an.

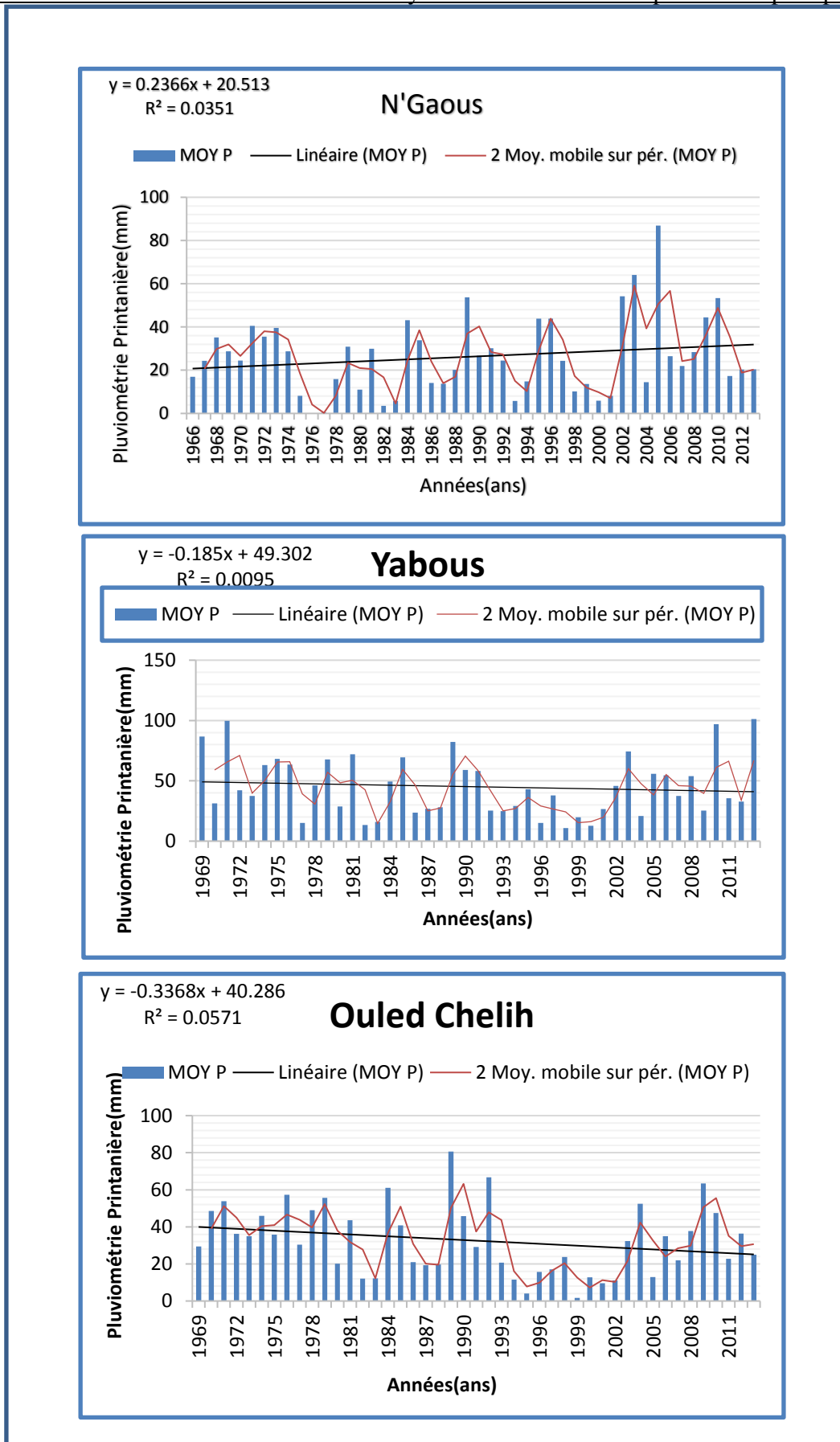


Figure 42 : tendance générale des cumuls Printanières des précipitations

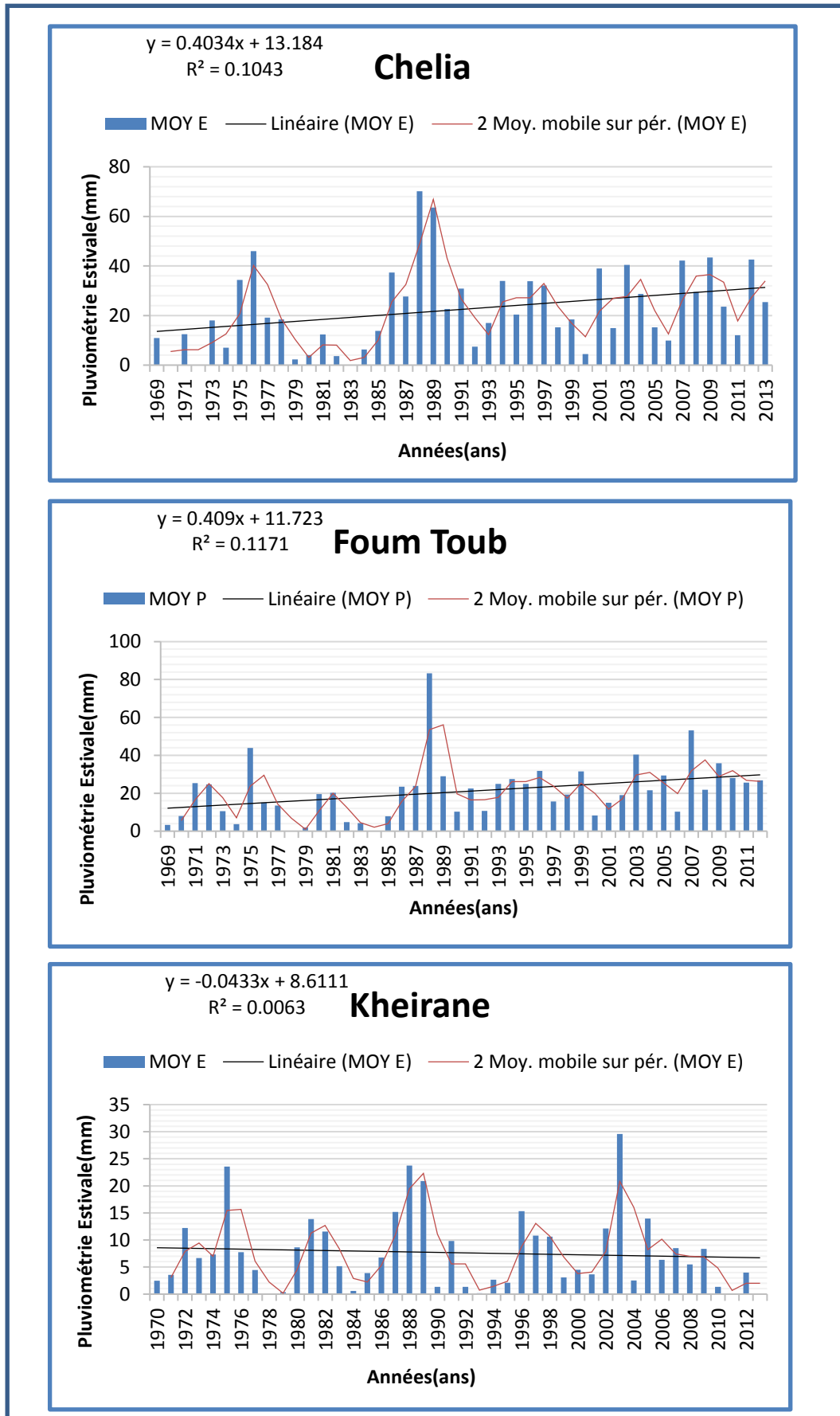


Figure 43 : tendance générale de la pluie moyenne Estivales

Conclusion :

L'analyse de la variabilité temporelle des séries de précipitations a montré l'importance d'identifier les tendances locales qui diffèrent des tendances régionales et nationales. Les résultats indiquent que pour les périodes analysées, des tendances significatives à l'échelle annuelle apparaissant dans les parties différentes de la région d'étude, plusieurs tendances sont significatives au niveau de 95%. L'analyse de la variabilité temporelle des précipitations annuelle par L'indice pluviométrique standardisé (SPI) a déterminé des périodes sèches et humides, ainsi que leur degré de sévérité. Le SPI a fait ressortir des périodes bien distinctes. Une période excédentaire de 1999 à 2008 et une période déficitaire de 1979 à 1988. La période de 1989 à 1998 est modérément humide dans toute la région d'étude.

L'étude de la variabilité des précipitations saisonnières a montré une forte irrégularité structurelle qui varie d'une saison à l'autre et d'une région à l'autre. La saison d'hiver est caractérisée par une variabilité relativement stable sur la majeure partie du territoire, alors que les autres saisons présentent une forte irrégularité pluviométrique qui varie du Nord au Sud et en fonction de l'altitude.

Généralement, la variabilité et l'évolution temporelle des précipitations dans la zone d'étude à l'échelle annuelle ou saisonnière confirment la diversité du climat Algérien. Ce dernier, présente les caractéristiques d'un climat de type montagnard, continental et saharien.



CHAPITRE V

APPROCHE GÉOSTATISTIQUE ET CARTOGRAPHIE AUTOMATIQUE

Analyse de la variabilité Spatiale



Introduction

Deux approches communes aux hydrologues afin d'étudier la variabilité des précipitations : l'approche statistique classique (calcul de paramètres statistiques élémentaires tels que moyenne, écart-type, coefficient de variation... de l'échantillon), et celle permettant de décrire la structure spatiale et d'interpoler les mesures ponctuelles. La première approche (statistique descriptive) permet de connaître les paramètres centraux de la série de valeurs et la dispersion autour de ces paramètres. Elle est simple à mettre en œuvre, mais comparer des paramètres statistiques, telle qu'une moyenne, par cette approche suppose que les observations ne sont pas corrélées entre elles, ce qui est rarement le cas des données spatialisées. La seconde approche tient compte de la dépendance entre les mesures, et pour certaines d'entre elles, des caractéristiques statistiques de la variabilité pluviométrique. Elle peut déboucher sur l'interpolation entre les mesures.

Dans ce chapitre, nous essayons d'appliquée les deux méthodes, l'approche statistiques et géostatistique, par une cartographie automatique (analyse spatiale) des données pluviométriques à grande échelle et à petite échelle par la méthode d'interpolation (Krigage Ordinaire), cette dernière permet d'analyser les données pluviométriques on deux axes :

- Cartographie de la distribution spatiale des précipitations
- Variographie ou modélisation spatiale des données pluviométriques par une analyse structurelle détaillées.

5.1 Étude de la variabilité spatiale des précipitations

5.1.1. Méthodes et procédures statistiques

Plusieurs paramètres statistiques peuvent être utilisés pour mettre en évidence la variabilité spatiale des précipitations annuelles à différentes phases du temps et à diverses régions du globe. Parmi les plus utilisés on peut citer le paramètre de dispersion absolue (l'écart-type) et le paramètre de dispersion relative (le coefficient de variation (Cv)). Ces indices de dispersion permettent, en effet, de quantifier l'ampleur de l'irrégularité pluviométrique et de percevoir ses aspects spatiaux. En outre, ils permettent de faire des comparaisons interrégionales, notamment à l'aide du coefficient de variation (**Saloui, 1996**).

En raison de mieux saisir l'intensité de la variabilité pluviométrique et ses nuances régionales, nous nous basons sur des paramètres tels que:

➤ **L'écart-type (σ) :**

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum(P_i - \bar{P})^2}{N}} \dots\dots\dots(1)$$

Où,

Pi : Cumul annuel de l'année i

\bar{P} : Moyenne des pluies annuelles

N : Nombre d'année

Selon **Sebbar, (2013)**, L'écart-type est la mesure de dispersion la plus couramment utilisée en statistique afin de calculer les tendances centrales. Il mesure donc la dispersion autour des moyennes. La caractérisation de la dispersion est définie à travers la variance et l'écart-type. L'écart-type, souvent noté "Sigma" (σ), est la racine carrée de la variance. Un faible écart type signifie que les valeurs sont peu dispersées autour de la moyenne.

➤ **Le coefficient de variation Cv :**

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{P}} * 100 \dots\dots\dots(2)$$

C'est une valeur sans dimension : par le rapport d'une caractéristique de dispersion absolue à une caractéristique de valeur centrale. La variabilité doit être positive et exprimée en fonction d'une origine non arbitraire (**Saloui, 1996**).

Selon **Grisollet (1973)**, c'est le coefficient de variation le plus satisfaisante des indices de dispersion employés dans les études comparées de la variabilité des pluies dans plusieurs parties du globe. D'une part, il permet de donner une idée générale sur la régularité d'une série chronologique. D'autre part, c'est un paramètre plus expressif car il met en évidence la dispersion relative des cumuls annuels par rapport à une pluviométrie moyenne. Contrairement à l'écart-type, le coefficient de variation évolue d'une manière inverse par rapport aux moyennes annuelles pluviométriques.

5.1.2 Méthodes et procédure Géostatistiques

Selon **Belaribi (2016)**, La géostatistique permet de modéliser la structure du phénomène régionalisé étudié à l'aide d'outils simples (covariance et/ou variogramme) et de résoudre efficacement les problèmes d'interpolation. L'étude géostatistique débute avec l'analyse variographique qui consiste à estimer le variogramme expérimental et à le modéliser à l'aide d'une fonction standard. Le modèle variographique peut alors être utilisé pour construire un système de krigeage qui permettra d'obtenir des estimations locales et les variances d'estimation associées (**Bosser., 2012 et 2013**).

5.1.2.1 Historique de la géostatistique :

Selon **Mourah (2011)**, l'historique de la géostatistique remonte à des périodes échelonné comme suit :

- Entre 1930-1950, l'apparition de la Théorie de fonction aléatoire proposée par (**Kolmogorov, Wiener**).
- En 1955 **Daniel Krige** produit une approche empirique (régression) pour corriger les problèmes de biais conditionnel observé dans les mines.
- Entre les années 1960 et 1970, **Georges Matheron** (ingénieur français du corps des mines), **Matern** (en foresterie) et **Gandin** (en météorologie) ont développé les théories et les outils utilisés précédemment par **Krige** ; d'où la naissance de la géostatistique linéaire stationnaire et **Matheron** développa une méthode d'estimation qu'il appela **krigeage**.
- en 1970, la polytechnique fait la première université en France à enseigner la géostatistique par **Mr.David**.
- 1973 est l'année de l'émergence de la géostatistique linéaire non- stationnaire et 1975 pour la géostatistique non-linéaire.
- les années 1980 et 1985 se caractérisent respectivement par la production de la géostatistique linéaire et le début des premières simulations
- Finalement, la géostatistique est exploitée par plusieurs domaines. Pour la climatologie, la distribution des pluies et la modélisation atmosphérique sont les plus emmenant.

5.1.2.2 La géostatistique :

Selon **Mathéron (1963)** cité par **Belaribi(2016)**, la géostatistique est définie comme l'étude des variables numériques réparties dans l'espace. Elle adopte un ensemble de méthodes statistiques dédiées à l'analyse de phénomènes répartis dans le temps ou dans l'espace. Elle permet une analyse cohérente des données mais des incertitudes et des erreurs l'entache, ainsi que la structure spatiale de la teneur (**Mourah 2010,2011**)

La géostatistique est une approche caractérisant la structure de la variabilité spatiale d'une propriété quelconque ainsi que son estimation s'avère être très appropriée pour cartographier un phénomène naturel, telle que la pluviométrie (**Rata, 2010**).

A) La Variable Régionalisée :

Est une variable que l'on observe dans l'espace (ou le temps) et qui fait partie d'une population multi variée où ses valeurs peuvent entrer en corrélation avec les coordonnées de l'espace (ou du temps). Ce type de procédure est important pour estimer les valeurs de lieux non échantillonnés qui sont toute gérées par une fonction mathématique déterminée et destinée à modéliser un phénomène présentant une structure plus ou moins éminent dans l'espace et ou le temps. Deux aspects ont été choisis par **Mathéron (1965,1970) :**

* **aspect aléatoire :** qui explique les irrégularités locales

* **aspect structuré :** qui reflète les tendances du phénomène à grande échelle.

B) la variable spatiale :

Sont des valeurs exprimées en fonction de leur localisation géographique (les variables mesurés ont des répartitions différentes dans l'espace).

C) Données spatiales

Les données spatiales sont constituées d'observations aux quelles est associée une information géographique indiquant sa localisation. **Jayet(1993)**, précise que la référence spatiale d'une donnée statistique peut être exprimée sous deux formes principales. D'une part, par les informations géographiques ponctuelles indiquant des points particuliers répartis dans l'espace. D'autre part, ces informations peuvent être agrégées. Cette section s'intéresse seulement aux indicateurs ponctuels et montre les problèmes souvent rencontrés sur les données spatiales et comment les analyser (**Srikhume, 2012**).

5.1.3 L'application de la géostatistique dans le domaine de la climatologie :

La géostatistique est une science relativement nouvelle, dérivée de la statistique appliquée, qui traite les problèmes liés aux variables régionalisées. En géostatistique, la variable régionalisée est observée dans l'espace (ou le temps) et qui fait partie d'une population multivariée, où ses valeurs peuvent entrer en corrélation avec les coordonnées de l'espace (ou du temps). Ce type de procédure est important pour estimer les valeurs de lieux non échantillonnés en se basant sur des valeurs de données observées dans des lieux connus comme par exemple pour la pluie ou pour la température de l'air (**Caramello, 2015**).

5.1.4 Interpolation spatiale des données pluviométriques :

5.1.4.1-L'interpolation :

Selon **Belaribi (2016)**, L'interpolation spatiale est un traitement mathématique parfois utile lors de l'étude d'un phénomène naturel qui se déploie continument sur le territoire. La région de l'espace géographique concernée par cette étude est appelée « champ » (**Baillargeone, 2005**). L'interpolation est une procédure d'estimation de la valeur d'une variable dans un endroit déterminé à partir de la connaissance des valeurs d'un certain nombre de points pour permettre de les calculer en chaque point de la zone. Si le point que nous voulons estimer se trouve à l'extérieur du champ des points connus on parle d'extrapolation (**Mourah 2010,2011**).

V.1.4.2- Choix de la technique d'interpolation :

Selon **Thauvin (1992)**, De nombreuses techniques d'interpolation s'offrent. Les hydrologues **Creutin et Obled (1982)** ont étudiées quelques-unes afin de comparer leurs performances en termes d'interpolation de valeurs ponctuelles. Parmi celles-ci, ils ont distingué les méthodes statistiques (le champ de pluie est considéré comme la réalisation d'un processus aléatoire à deux dimensions, l'estimateur est optimal en ce sens qu'il minimise la variance d'estimation), et les méthodes déterministes (la formulation mathématique de la fonction d'interpolation et les critères d'optimalité sont choisis arbitrairement). Leurs conclusions, sont confirmées par **Tabios et Salas (1985)** et étendues au calcul des valeurs moyennes sur une surface par **Lebel (1987)**. Ils montrent que les méthodes statistiques tiennent compte de la structure spatiale des champs de pluie et donnent de meilleurs résultats que les méthodes déterministes. En outre, elles permettent de calculer la variance de l'erreur d'estimation.

L'interpolateur linéaire optimal de krigeage permet de procéder à l'interpolation à partir de la connaissance d'une seule réalisation du processus aléatoire.

5.1.4.3 Rappels théoriques sur le Krigeage :

A) Le Krigeage :

➤ Définition du krigeage :

Le krigeage est une technique géostatistique de modélisation spatiale qui permet à partir de données dispersées, d'obtenir une représentation homogène des informations étudiées. Dans l'analyse de la spatialisation des données pluviométrique, on ne dispose que d'un certain nombre de stations de mesures qui vont fournir les données. Le krigeage permet à l'aide des données obtenues de stations d'estimer les valeurs hors station. Il sera alors possible de créer une carte contenant les relevés de tout l'espace. D'autres techniques géostatistiques permettent de faire ce travail mais le krigeage à l'avantage de prendre en compte les distances entre les données et la cible (le point pour lequel on veut estimer la mesure) ainsi que la structure spatiale (grâce à l'analyse variographique).

Les méthodes statistiques classiques telles que la régression linéaire se basent sur une hypothèse fondamentale qui est l'indépendance des variables. Or, lorsqu'une variable est spatialement auto-corrélée, cette hypothèse n'est plus vérifiée. Donc, le krigeage est basé sur une nouvelle hypothèse : l'autocorrélation spatiale des données. Concrètement, cela signifie que deux données rapprochées dans l'espace tendent à posséder des caractéristiques similaires.

Différents types de krigeage coexistent. Citons entre autres, le krigeage simple (pour une fonction aléatoire d'espérance connue), le krigeage ordinaire (le plus communément utilisé), le krigeage universel (prise en compte d'une dérive) et le cokrigeage (lorsque l'on considère différents phénomènes liés) [Hengl, 2007 ; Arnaud et Emery, 2000 ; Wakernagel, 1993] cité par (Baillargeon., 2005).

B) équations de Krigeage :

B.1 Krigeage ordinaire :

La stationnarité utilisée ne requiert pas forcément que l'espérance de la fonction aléatoire étudiée soit connue mais qu'elle soit constante ou au moins localement. Elle ne requiert pas aussi une stationnarité d'ordre 2 ; elle est généralement développée sous l'hypothèse de stationnarité intrinsèque. Cette technique de krigeage est la plus fréquemment utilisée.

La modélisation de la fonction d'intérêt $Z(\cdot)$ de cette technique est :

$$Z(s) = \mu + \delta(s) \quad \forall s \in D \quad \dots\dots\dots(3)$$

Où :

μ est une constante inconnue

$\delta(\cdot)$ est la fonction aléatoire SI-0 d'espérance nulle et de structure de dépendance connue.

Γ : la matrice $n_0 \times n_0$ dont l'élément (i, j) de $\det \gamma(S_i, S_j)$

γ_0 : le vecteur $n_0 \times 1$ dont l'élément i est $\gamma(S_i, S_0)$

Le modèle s'écrit alors :

$$Z^* = \mu \mathbf{1} + \delta^* \dots \dots \dots (4)$$

Tel que $\left\{ \begin{array}{l} \mu \mathbf{1} = \text{cste inconnu} \\ E(\delta^*) = 0 \\ \Gamma \text{ et } \gamma_0 \text{ connus} \end{array} \right\}$ (Mourah N : 2011)

B.2 Krigeage simple :

Selon **Thauvin (1992)**, le Z_0^* est la valeur interpolée (valeur ponctuelle ou moyenne). Nous ne donnerons pas les détails des calculs qui mènent au système de krigeage et à sa résolution. Ces développements peuvent être trouvés dans une littérature relativement abondante : par exemple **Matheron (1965)**, **Delhomme (1976)** et **Journal et Huijbregts (1978)**.

Nous rappellerons simplement que l'interpolateur de krigeage est un interpolateur linéaire, sans biais, optimal de sorte qu'il minimise la variance d'estimation.

On cherche donc les poids λ_i permettant de calculer Z_0^* par combinaison linéaire des valeurs observées Z_i :

$$Z_0^* = \sum_{i=1, n} \lambda_i \cdot Z_i \dots \dots \dots (5)$$

Sous les contraintes de non-biais et d'optimalité.

Ceci conduit à résoudre le système de krigeage simple suivant :

$$\begin{bmatrix} \Gamma & E \\ E_t & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A \\ \mu \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \Gamma_0 \\ E_0 \end{bmatrix} \dots \dots \dots (6)$$

Dans ce système,

E : est un vecteur de n lignes identiquement égales à 1 dans le cas du krigeage simple,

E₀ : égal à 1,

A = λ_i : est le vecteur colonne des poids affectés à chaque point de mesures,

μ : Le coefficient de Lagrange (garantit le non-biais),

$\Gamma = (\gamma_{ij})$, **$i, j = 1, n$** matrice des valeurs du variogramme calculées pour chaque couple de points de mesure (t_i, t_j) ,

$\Gamma_0 = (\gamma_{0j}), j=1, n$ vecteur des valeurs du variogramme calculées entre le point à interpoler t_0 et le point de mesure t_j (estimation ponctuelle), ou entre la surface d'estimation et le point de mesure t_j (estimation de moyenne surfacique).

L'expression de γ_{0j} est la suivante :

- estimation ponctuelle :

$$\begin{aligned} \gamma_{0j} &= \gamma(t_0, t_j) \\ \gamma_{00} &= \gamma(t_0, t_0) = 0 \end{aligned} \quad (7)$$

- estimation sur un domaine S :

$$\begin{aligned} \gamma_{0j} &= \frac{1}{S} \int_S \gamma(t_i, t_j) dt \quad t \in S \\ \gamma_{00} &= \frac{1}{S^2} \int_S \int_S \gamma(t, t') dt dt' \quad t, t' \in S \times S \end{aligned} \quad (8)$$

Ainsi, seule la formulation de γ_{0j} et γ_{00} change selon que l'on procède à une interpolation ponctuelle, ou à un calcul de valeurs moyennes. L'expression du système de krigeage reste la même, et sa résolution conduit au calcul d'une valeur ponctuelle, ou d'une moyenne surfacique.

La variance d'estimation représente l'espérance du carré de l'écart entre la vraie valeur de la moyenne et son estimation. Pour une réalisation k donnée de la F.A., on la notera :

$$\sigma_{E^2} (Z_{0k} - Z_{0k}^*)$$

Dans le cas du krigeage, on cherche à la minimiser et son expression sous l'hypothèse intrinsèque est la suivante :

$$\sigma_{E^2} = -\sum_{i=0, n} \sum_{j=0, n} \lambda_i \lambda_j \gamma_{ij} \quad (9)$$

$$= 2 \cdot \sum_{i=1, n} \lambda_i \gamma_{0j} - \sum_{j=1, n} \lambda_i \lambda_j \gamma_{ij} - \gamma_{00} \quad (10)$$

B.3 Krigeage universel :

Selon **Thauvin (1992)**, le krigeage universel est utilisé lorsque la moyenne n'est pas constante dans l'espace, mais dépend de la position du point t , où l'on fait la mesure. On suppose dans ce cas que l'observation dans ce point est l'addition d'une composante déterministe, fonction polynomiale des coordonnées de t (la dérive) et d'un résidu, qui seul caractérise la variabilité du champ :

$$M(t) = \sum_{k=1,l} a_k f_k(t) \quad (11)$$

$$Z(t) = m(t) + \epsilon(t) \quad (12)$$

f_k : fonctions de base (généralement monômes),

$m(t)$: moyenne au point t,

$\epsilon(t)$: résidu au point t.

Lorsque la dérive est linéaire, le polynôme est de degré 1, et peut s'écrire :

$$M(t) = a_1 + a_2 \cdot x + a_3 \cdot y \quad (13)$$

Les coefficients a_i étant inconnus.

Le variogramme, est toujours représenté par l'expression :

$$\text{Var} [Z(t+h) - Z(t)] = 2\gamma(h) \quad (14)$$

Mais son inférence peut difficilement se faire à partir du variogramme expérimental, car dans ce cas, l'allure de ce dernier dépend en partie de la dérive. On peut alors avoir recours pour le déterminer au variogramme des résidus.

Si l'on a déterminé le variogramme et les fonctions de base, on peut reformuler le système de krigeage (1), en posant :

$$E = \begin{bmatrix} 1 & f_2(t_1) & \dots & f_1(t_1) \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ 1 & f_2(t_n) & \dots & f_1(t_n) \end{bmatrix}$$

$$E_0 = \begin{bmatrix} 1 \\ f_2(t_0) \\ \vdots \\ f_1(t_0) \end{bmatrix}$$

$$\mu = \begin{bmatrix} \mu \\ \vdots \\ \mu_1 \end{bmatrix} \quad \text{Coefficients de Lagrange garantissant le non-biais.}$$

La résolution de ce système ne pose pas de problème particulier.

A) création d'une carte de surface de prévision par Krigeage :

Pour effectuer une prévision à l'aide de la méthode d'interpolation par krigeage, deux tâches sont nécessaires :

- La découverte des règles de dépendance.
- La formulation des prévisions.

La réalisation des deux tâches est procédé par le krigeage en deux étapes :

1. Il crée les variogrammes et les fonctions de covariance pour évaluer les valeurs de dépendance statistique (appelée autocorrélation spatiale), dépendant du modèle d'autocorrélation (ajustage du modèle).

2. Il prédit les valeurs inconnues (formulation d'une prévision).

En raison de ces deux tâches distinctes, le krigeage a été décrit comme moyen utilisant les données deux fois ; la première pour estimer l'autocorrélation spatiale des données et la seconde pour formuler les prévisions.

5.1.4.2 La Variographie :

L'adaptation d'un modèle ou modélisation spatiale est également appelée analyse structurelle ou variographie. Dans la modélisation spatiale de la structure des points mesurés, il faut commencer par un diagramme du semi-variogramme empirique, calculé avec l'équation suivante pour toutes les paires d'emplacements séparées par distance h :

Semi variogramme (distanceh) = 0.5 * average ((valuei – valuej) 2)

La formule suppose le calcul de la différence au carré entre les valeurs des emplacements couplés. La figure ci-dessous illustre l'appariement d'un point (le rouge) avec tous les autres emplacements mesurés. Ce processus se poursuit pour chaque point mesuré.

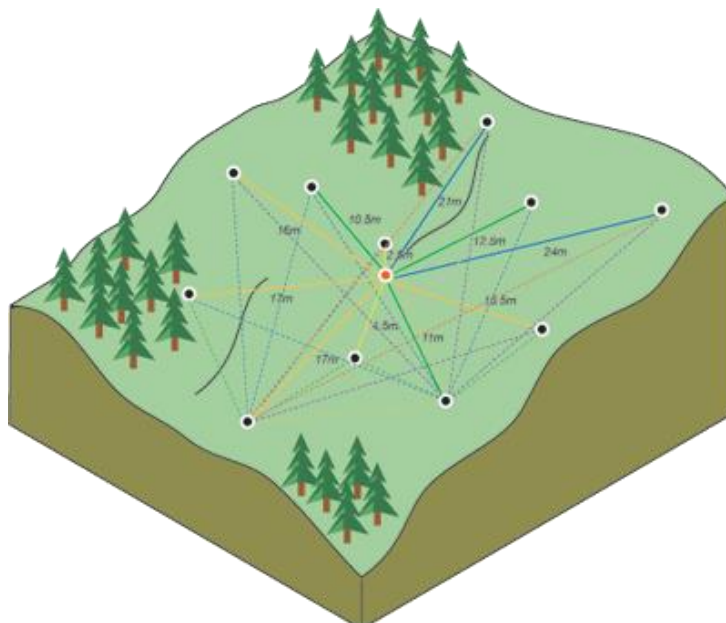


Figure 44 : calcul de différence au carré entre les emplacements couplés

La plupart du temps, chaque paire d'emplacements à une distance unique. De plus, il existe souvent plusieurs paires de points. Il devient alors impossible de tracer rapidement toutes les paires. Plutôt que de tracer chaque paire individuellement, les paires sont regroupées dans des groupes de décalage. Par exemple, calculé la semi-variance moyenne pour toutes les paires de points se trouvant à plus de 40 mètres et à moins de 50 mètres les unes des autres. Le semi-variogramme empirique représente un diagramme affichant les valeurs de semi-variogramme moyennes sur l'axe des y et la distance (ou décalage) sur l'axe des x (**figure ci-dessous**).

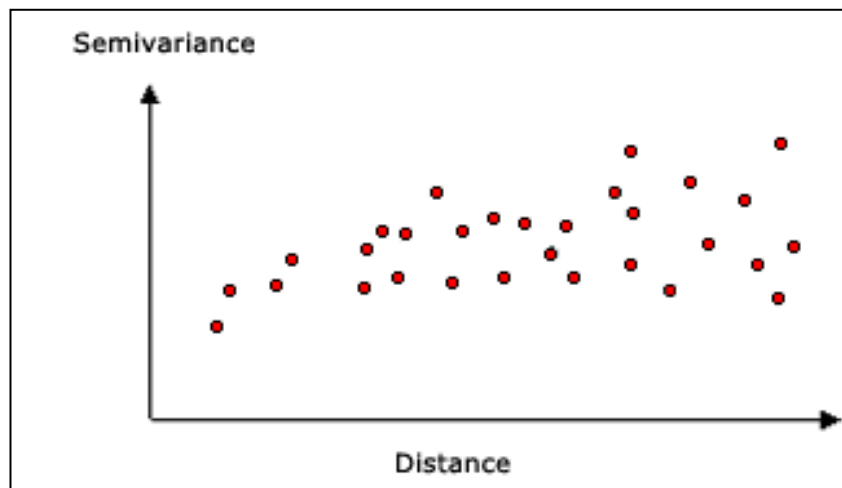


Figure 45 : Exemple de diagramme de semi-variogramme empirique

L'autocorrélation quantifie un principe élémentaire de la géographie : le fait que les points qui sont plus proches se ressemblent davantage que les points qui sont éloignés. Par conséquent, les paires d'emplacements plus proches (c'est-à-dire à l'extrême gauche sur l'axe des x du nuage semi-variogramme) devraient avoir des valeurs similaires (en bas de l'axe des y du nuage semi-variogramme). Plus les paires d'emplacements s'éloignent les unes des autres (déplacement vers la droite sur l'axe des x du nuage semi-variogramme), plus elles deviennent dissemblables et ont un écart mis à l'équerre plus important (déplacement vers le haut de l'axe des y du nuage semi-variogramme).

5.1.4.2.1 Adapter un modèle au semi-variogramme empirique

L'étape suivante consiste à ajuster un modèle selon les points formant le semi-variogramme empirique. La modélisation des semi-variogrammes est une étape clé située entre la description spatiale et la prévision spatiale. Le krigeage est principalement utilisé dans la prévision des valeurs attributaires des emplacements non échantillonnés. Le semi-variogramme empirique donne des informations sur l'autocorrélation spatiale de jeux de données. Toutefois, il n'indique pas les directions et les distances possibles. Pour cette raison, et pour s'assurer que les prévisions de krigeage présentent des écarts de krigeage positifs, il est nécessaire d'ajuster le modèle (c'est-

à-dire, une fonction ou courbe continue) au semi-variogramme empirique. Dans l'abstrait, cette étape est similaire à une analyse de régression dans laquelle une ligne ou courbe continue est ajustée aux points de données.

Pour ajuster un modèle au semi-variogramme empirique, il faut sélectionner une fonction comme modèle, par exemple, une fonction de type sphérique qui s'élève dans un premier temps, puis se stabilise pour des distances plus grandes, au-delà d'une certaine portée (voir l'exemple de modèle sphérique ci-dessous). Les points du semi-variogramme empirique varient par rapport au modèle. Certains points se trouvent au-dessus de la courbe du modèle et certains en dessous. Toutefois, si vous ajoutez la distance séparant chaque point se trouvant en dessus de la ligne et il faut ajouter la distance séparant chaque point se trouvant en dessous de la ligne, les valeurs devraient être similaires. Il existe une grande sélection de modèles de semi-variogramme.

5.1.4.2 Modèles de semi-variogramme :

L'outil Krigeage propose les fonctions suivantes pour modéliser le semi-variogramme empirique :

- Circulaire
- Sphérique
- Exponentiel
- Gaussien
- Linéaire

Le modèle sélectionné influence la prévision des valeurs inconnues, plus particulièrement lorsque la forme de la courbe près de l'origine diffère de façon significative. Plus la courbe décline près de l'origine, plus les voisins les plus proches influenceront la prévision. En conséquence, la surface en sortie sera moins lisse. Chaque modèle est conçu de façon à s'adapter plus précisément à différents types de phénomènes.

Le diagramme ci-dessous (**Figures 46, 47**) illustre deux modèles courants et explique la différence entre les deux fonctions :

➤ **Exemple de modèle sphérique :**

Ce modèle indique une réduction progressive de l'autocorrélation spatiale (équivalant à une augmentation de semi-variance) jusqu'à une certaine distance, au-delà de laquelle l'autocorrélation est de 0. Le modèle sphérique est l'un des modèles les plus fréquemment utilisés.

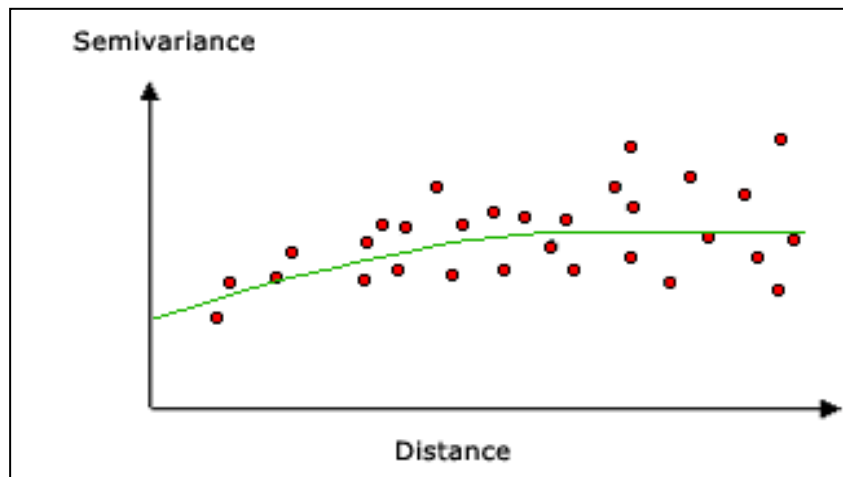


Figure 46 : Exemple de modèle sphérique

➤ **Exemple de modèle exponentiel :**

Ce modèle est utilisé lorsque l'autocorrélation spatiale se réduit exponentiellement avec l'accroissement de la distance. Dans ce cas l'autocorrélation ne disparaît complètement qu'à une distance infinie. Le modèle exponentiel est fréquemment utilisé. Le choix d'un modèle se fait selon l'autocorrélation spatiale des données et la connaissance préalable du phénomène.

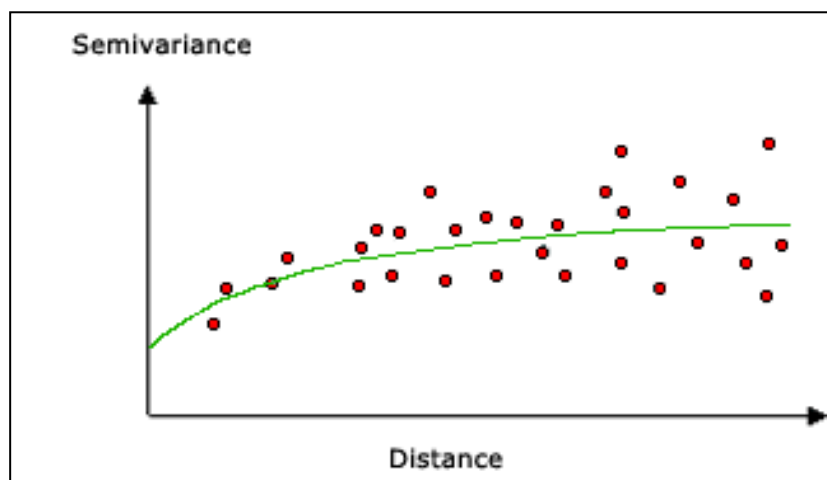


Figure 47 : Exemple de modèle exponentiel

D'autres modèles mathématiques sont illustrés ci-dessous.

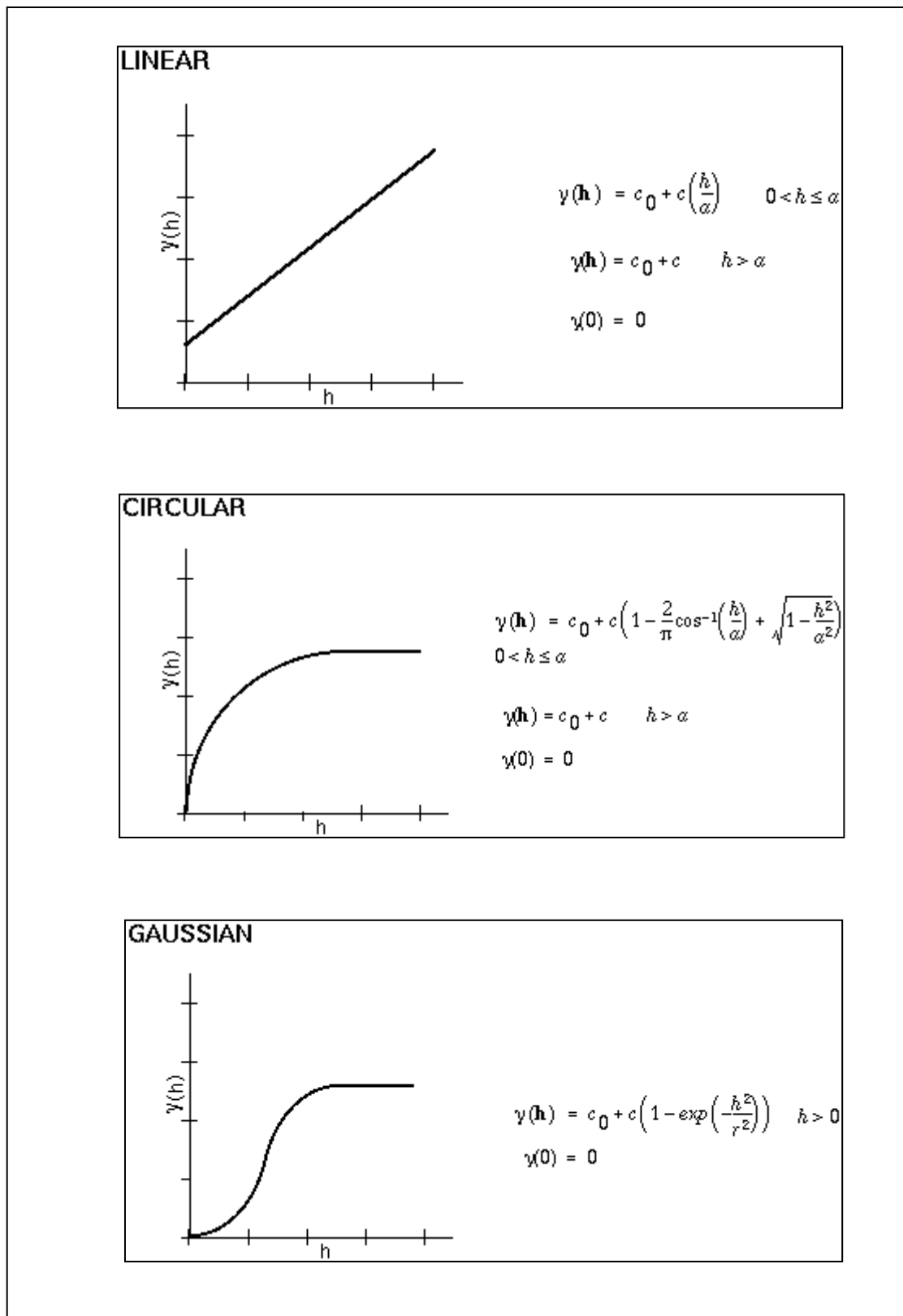


Figure 48 : Autre modèles mathématiques de semi-variogramme.

5.2 Collecte et structuration des données :

L'étude de la variabilité pluviométrique doit obéir aux modèles mathématique et cartographique pouvant formuler la réponse météorologique des effets du changement climatique sur la partie orientale de l'atlas saharien, notamment sur les trois massifs Belezma, les Aurès et Nemamechas. Cette étude est constituée d'une base de données descriptive et une autre cartographique, cette dernière présente un fond vectoriel qui présente la variabilité spatiale des précipitations à travers leur constitutions élémentaires, à savoir les points, les lignes et les polygones (carte topographique, images satellitaires MNT, stations pluviométriques, les limites de la région d'étude).

Les données pluviométriques forment la majeure partie de la composante similaire ; chacun décrit par un enregistrement au niveau de la table attributaire contenant les coordonnées de la latitude, longitude et l'altitude des stations pluviométriques, les valeurs des pluies annuelles, décennales, saisonnières et mensuelles de la période d'étude (1969-2013).

La carte topographique et l'image satellitaire sont utilisées pour l'interprétation des cartes de l'analyse spatiale, le module Arc catalogue facilite la gestion et la manipulation de données à référence spatiale ; il fournit une fenêtre de catalogue utilisée pour organiser et gérer les différents types d'informations géographiques pour ArcGIS desktop. Toutefois, avant d'ajouter les thèmes concernés sur Arc Map, la référence spatiale des différentes couches utilisées au sein du même projet a été définie sur l'interface d'Arc Catalogue (**Figure 49**).

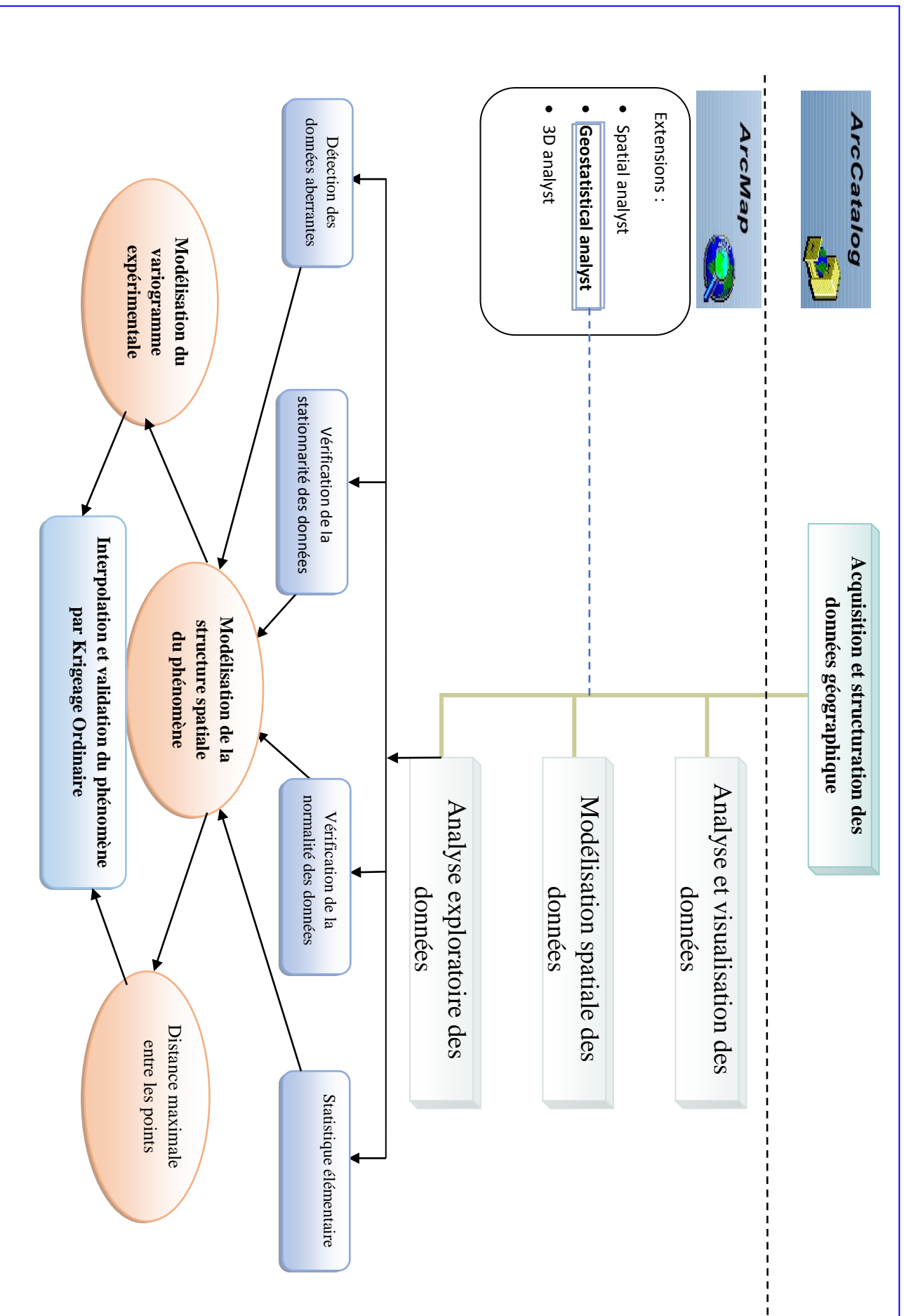


Figure 49 : Schéma général présentant la démarche de l'étude.

5.2.1 Analyse exploratoire des données pluviométriques :

Avant un traitement, il est nécessaire de faire une exploration détaillée des données existantes pour conduire une interpolation qui soit la plus représentative du phénomène étudié (**Thomas, 2003**). L'extension GA (geostatistical Analyst) possède un module d'analyse exploratoire des données spatiale (ESDA) (Exploratory Spatial Data Analysis) qui permet de visualiser et d'analyser les données selon des techniques statistiques. Ce module offre une large gamme de possibilités permettant la détection de tendance ou de dérives des données, la correction des valeurs anormales et l'étude des corrélations spatiale de ces données (**Johnston et al., 2001**).

La carte d'implantation de ces données est tracée avec des symboles proportionnels des stations pluviométriques possédant une certaine continuité spatiale (autocorrélation). En outre, les valeurs faibles se situent au Sud et les valeurs fortes au centre de la zone d'étude surtout les régions montagneuses (**Figure 50. A**).

La distribution des données est illustrée par l'histogramme (**Figure 50 B**), certaines valeurs apparaissant avec une fréquence élevée : cette série statistique est donc plurimodale. De plus, le coefficient d'obliquité qui qualifie la répartition plus ou moins étalée des valeurs de la série à droite ou à gauche de l'histogramme indique une dissymétrie avec un étalement vers les fortes valeurs (droite de l'histogramme).

Par ailleurs, l'outil d'analyse de tendance permet d'identifier la présence d'une dérive qui est considérée comme la tendance moyenne de la variable (**Figure 50 C**) (**Cardenas, 2004**).

En outre, le nuage variographique qui est un outil d'exploration et de description de la variabilité spatiale permet de représenter pour chaque point de nuage la différence au carré entre les mesures obtenues à deux endroits différents. Les valeurs élevées du nuage variographique à petite distance mettent souvent en évidence des échantillons anormaux (**Thomas, 2003**).

La surface variographique est une autre représentation du variogramme expérimentale qui renseigne sur la valeur moyenne de ce dernier pour une direction et une distance donnée ; ce mode de représentation se justifie pour identifier les anisotropies (**Johnston et al., 2001**). L'ampleur de la variabilité est représentée par les couleurs : les faibles valeurs sont en bleu et les valeurs élevées en rouge (**Figure 50 D**).

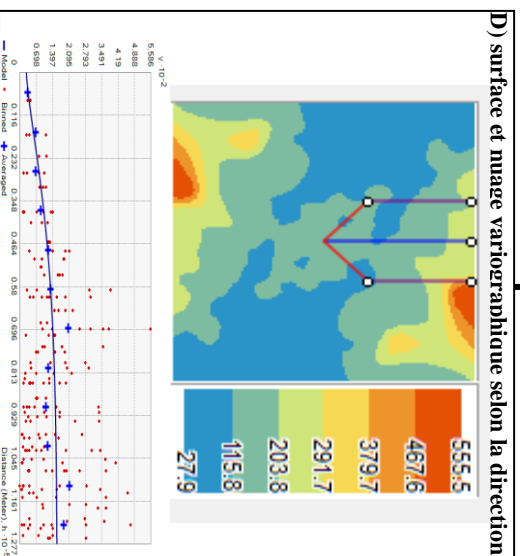
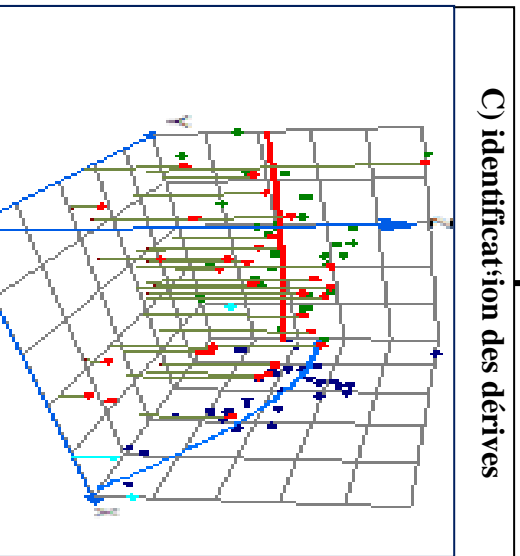
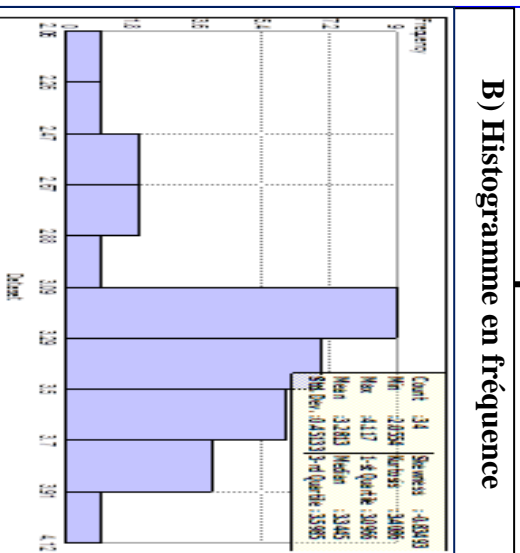
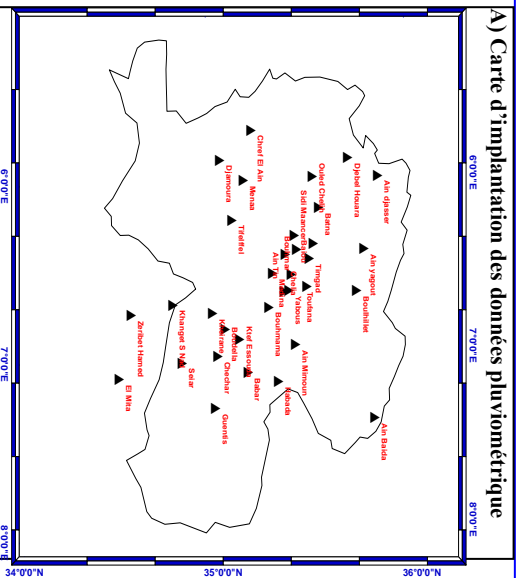


FIGURE 50 : ANALYSE EXPLORATOIRE DES DONNÉES PLUVIOMÉTRIQUES

5.3 Analyse de la Variabilité Spatiale des Précipitations Annuelle

La variabilité spatiale des précipitations estimées par le Krigeage Ordinaire peut être présentée par deux méthodes :

- Évaluation de : la cartographie au moyen de coefficient C_v et la variation des Écart type et des moyenne pluviométrique de chaque échelle (Annuelle, Saisonnière)
- Évaluation et Cartographie des cumuls pluviométrique Annuelles, décennales et Saisonnières des trente-sept stations disponibles dans la zone d'étude.

5.3.1 Analyse de la variabilité absolue des précipitations annuelles

Afin de calculer la dispersion absolue et d'étudier la variabilité structurelle des cumuls pluviométriques annuelles, l'exploitation de l'écart-type est effectuée en premiers temps. Les résultats issus de l'application de cet indicateur sont notés sur le (**Tableau 25**).

Sur la majorité du territoire de la zone d'étude, les valeurs annuelles absolues de l'écart-type révèlent une grande dispersion absolue des pluies annuelles. Elles varient entre 36.5mm à la station de Seair au Sud jusqu'à Ain Yagout de 170mm au Nord. Ces valeurs sont directement proportionnelles au total annuel, ce qui indique que la variabilité absolue est plus importante quand les cumuls pluviométriques sont élevés (**Figure 53**).

L'analyse de ce paramètre dans les différentes régions de la zone d'étude montre que l'intensité et l'ampleur de l'irrégularité absolue des pluies ne sont pas uniformes. En effet, une forte variabilité absolue, dans les régions montagneuses ou l'écart-type dépassant 120mm.

Dans les versants Sud des trois grands massifs, l'ampleur de la dispersion absolue est moindre. Cependant, un contraste entre la partie Nord dont les valeurs de l'écart-type qui dépasse 110mm représenté par la station de Batna 128mm et la partie Sud d'où les valeurs son inférieures à 100mm, les cas de Seair 36mm, Boudella 77mm.

En conclusion, la variabilité :

❖ Décroît du Nord vers le Sud de la zone d'étude sous l'effet de la diminution générale des pluies (effet de l'altitude), mais de l'Ouest à l'Est à cause de faible précipitation dans ces régions.

❖ Augmente avec l'altitude sous l'influence du relief. En particulier, les versants Nord-Ouest avec une forte pluviosité grâce à l'exposition au vent pluvieux du Nord-Ouest.

Donc aux niveaux des montagnes du Belezma et des Aurès, la variabilité absolue atteint les valeurs les plus élevées telle que la station de Djebel Houara 163mm, d' Ain Djasser 128mm et d' Ain Yagout 170mm.

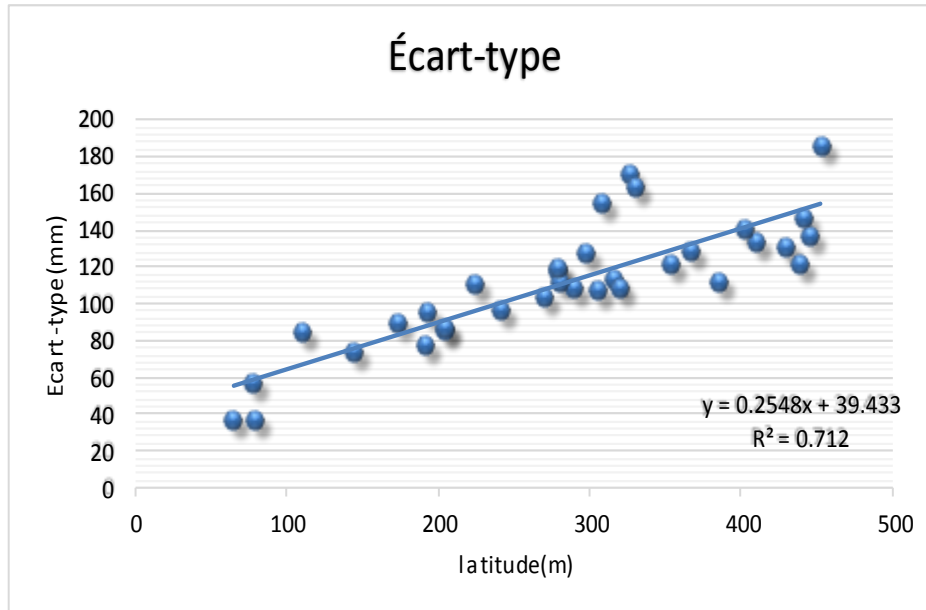


Figure 51: Relation entre Écart type (Et) et la latitude

Les valeurs extrêmes influencent l'écart type et le coefficient de variation qui augmente dans le sens inverse de la moyenne. La carte de variabilité absolue (Et) des pluies annuelles est ainsi l'image inversée de la moyenne. Elle reflète la distribution spatiale de la pluviométrie moyenne : les régions à forte pluviométrie (les régions montagneuses de la zone d'étude) sont dotées d'une faible variabilité (les coefficients de variations sont faibles, au tour de 28% à Ain Mimoun) alors que les régions à faible pluviométrie (la région Sud et Sud-Est de la zone d'étude) sont caractérisées par des coefficients de variation très élevées (autour de 77% à El Mita et Seair).

Pour présenter le degré de variabilité réel de plusieurs stations, nous avons étudié la relation entre l'écart-type (Et) et la moyenne (M) puis nous avons quantifié cette relation par une droite de régression linéaire en utilisant les données annuelles sur toute la période d'étude des 37 stations.

L'équation de cette droite est :

$$Et = 0.2545x + 39.448$$

Tableau 25 : Caractéristiques des pluies annuelles (σ , Cv) des stations retenues

N°	Stations pluviométrique	Altitude (m)	Moyenne annuelle (mm/ans)	Écart-type σ (mm)	Max (mm)	Min (mm)	Coefficient de Variation Cv (%)
1	Ain Baida	384.69	384.70	111.47	653.2	155	29
2	Ain djasser	297.49	297.50	127.88	666	75.9	43
3	Ain Mimoun	438.44	438.44	121	737.3	220.3	28
4	Ain Tin	430.11	430.12	130.75	744.2	158.2	30
5	Ain yagout	326.19	326.20	170.26	521.5	90.4	52
6	Babar	305.22	305.22	107.5	640	112.5	35
7	Baiou	353.94	353.94	122	515	170.2	34.5
8	Batna	366.72	366.73	128.4	666.5	176.4	35
9	Boudella	204.26	204.26	86	407.2	90	42.1
10	Bouhmama	409.63	409.63	134	806.7	178.7	33
11	Bouhmar	307.91	307.91	154.7	704.1	13.6	50
12	Boulhillet	192.86	192.86	95.13	430.5	21.2	49
13	Chechar	278.41	278.42	118	597.5	102.2	42
14	Chelia	453.19	453.19	186	771.2	77.9	41
15	Chref El Ain	270.10	270.11	103.2	468.6	0	38
16	Djamoura	143.3	143.30	74	302.5	31.6	52
17	Djebel Houara	330.02	330.02	163.7	741.3	109.7	49
18	El Mita	109.95	109.96	85	364.44	10.4	77
19	Fou Toub	445.14	445.14	137	741.3	216.9	31
20	Guentis	224.17	224.17	111	500.4	0	50
21	Habada	289.04	289.05	108	583.7	58.1	37
22	Khanget S Nad	77.01	77.01	57	252.7	7.8	77
23	Kheirane	203.62	203.63	87	429.9	56.6	43
24	Ktef Essouda	191.64	191.65	77	406.3	74.4	40
25	Medina	441.87	441.88	147	896.4	225.1	33
26	Menaa	241.12	241.12	96	529.7	101.7	40
27	Merouana	1000	322.8	126	641.8	91.3	39
28	N'Gaous	750	246.89	104	466.6	16.6	42
29	Oued El Ma	1001	307.8	161	731.9	47.3	52

30	Ouled Chelih	315.63	315.64	113	516.5	93.3	35.8
31	Seiar	64.30	64.30	36.5	162.2	20	56.76
32	Sidi Maancer	320.17	320.18	108	550.2	140.8	34
33	Tifelffel	172.34	172.35	89	559.3	48	52
34	Timgad	280.78	280.78	112	486.9	61.5	39.88
35	Toufana	279.23	279.24	119	651.4	99	43
36	Yabous	402.34	402.34	140.5	920.5	138.8	35
37	Zeribet Hamed	78.7875	78.79	37.42	150.3	9.5	47.49

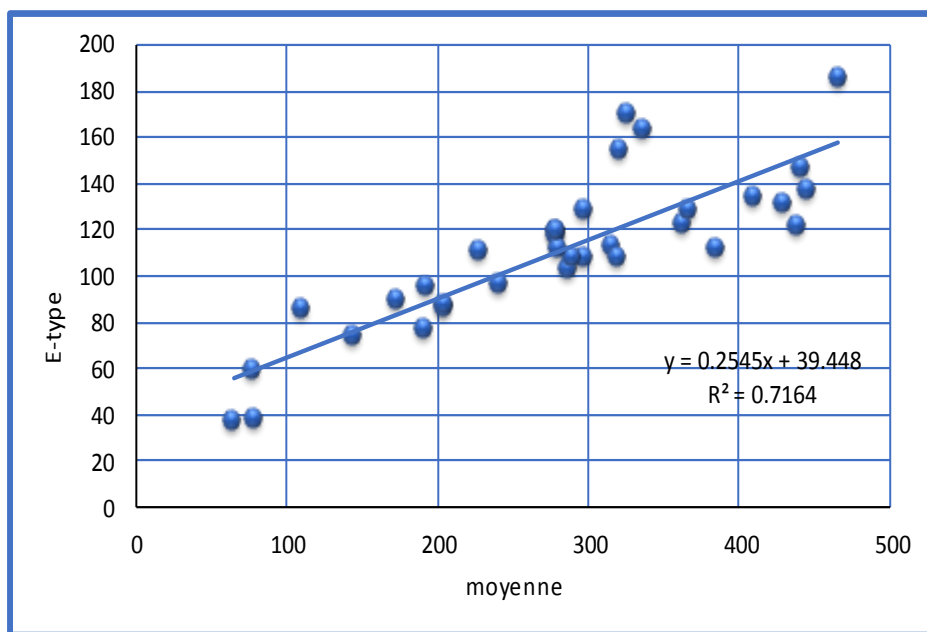


Figure 52 : variation de l'Écart-type en fonction de la moyenne

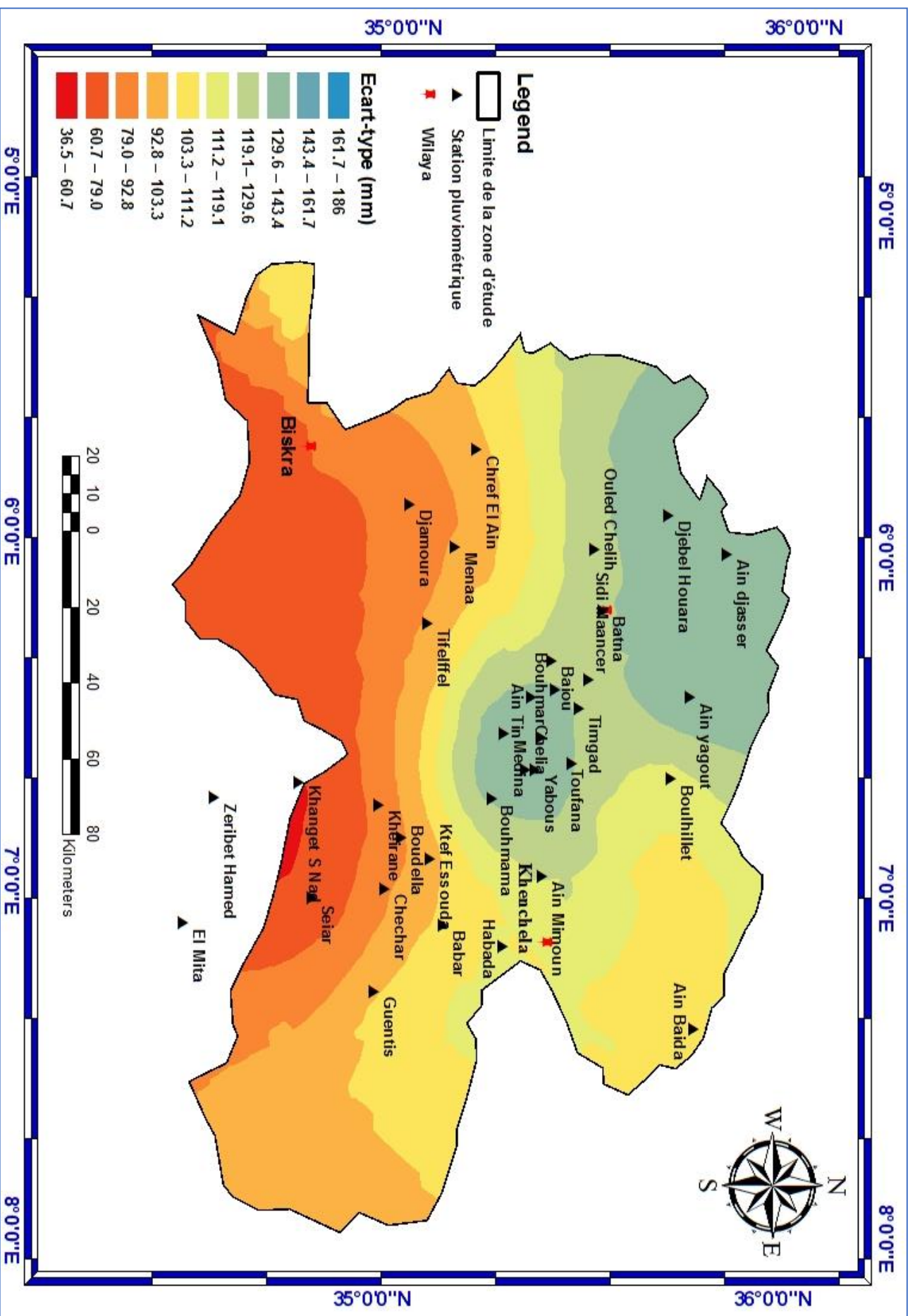


Figure 53 : répartition spatiale de la variabilité absolue des précipitations annuelles de la région d'étude

5.3.2 Analyse de la variabilité relative des précipitations annuelles

Pour l'ensemble des stations retenues, le coefficient de variation **Cv** annuel est compris entre 28% à la station d'Ain Mimoun et Seair. Les valeurs les plus faibles sont enregistrées dans les stations septentrionales de la zone d'étude, notamment, les stations inter montagnardes : Ain Tin 31%, Sidi Maancer 34% et Ouled Chelih 36%. En revanche, les valeurs les plus élevées sont observées dans le Sud et Sud-Est de la région d'étude *massif de Nemamechas*, avec 57% à Seair, 50% à Guentis, 52% à Tifelffel, 40% à Mena.

D'une manière générale, la variabilité relative croit quand la pluviométrie diminue (**Figure 55**). Cela montre que l'irrégularité pluviométrique est d'autant plus importante que le climat est plus aride. Ainsi, des coefficients de variabilités faibles dans les parties humides du Nord de la zone d'étude sur la dorsale montagneuse. Par contre qu'on s'avance vers le Sud et Sud-Est plus aride, on constate que l'irrégularité pluviométrique devient plus élevée, ainsi, nous notons, une forte variabilité relative aux pluies annuelles, dans des stations comme celles de Seair 50%, Tifelffel 52%, Gentis52%.

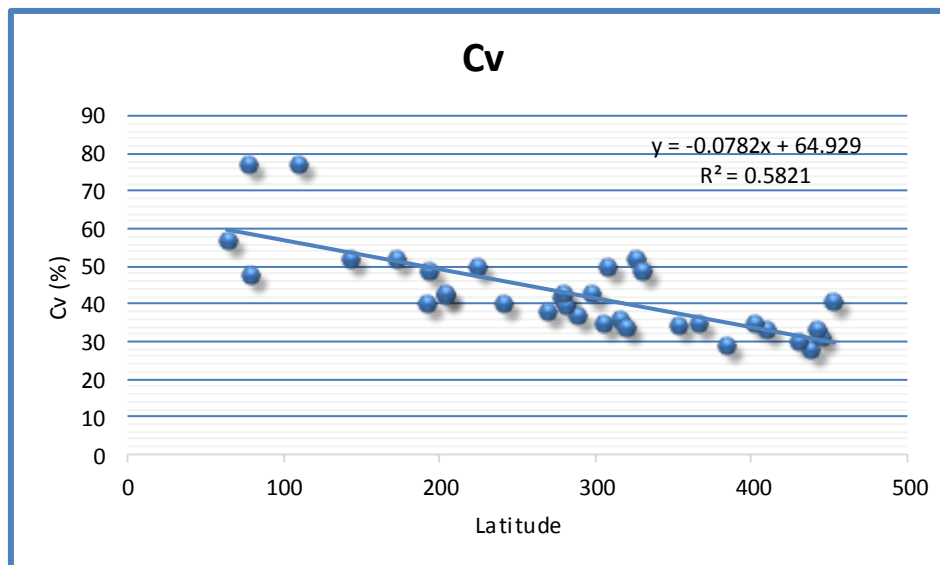


Figure 54 : Relation entre le coefficient de variation et (Cv) et la latitude

Dans la zone d'étude, l'ampleur de cette variabilité varie d'une région à l'autre sous l'influence de plusieurs facteurs. En se dirigeant vers le Sud de la zone d'étude, l'effet de la latitude exprimé par le coefficient de variation (**Figure 54**) ; se manifeste par une augmentation progressive des valeurs du Cv pour Ain Mimoun 28%, Ain Tin 31% et Sidi Maancer 34%. Tandis que l'influence de l'altitude combinée avec l'exposition des versants, montre une dissymétrie des valeurs du Cv entre les versants orienté Nord-Ouest *Massif de Belezma*et les versants orientés Sud à Sud-Est *Massif de Nemamechas*. En conséquence, la variabilité

pluviométrique diminue avec l'altitude dans les versants orientés Nord, Nord-Est et reste élevée dans les versants orientés Sud, Sud-Est.

En fait, les régions montagneuses de la zone d'étude caractérisées par des altitudes plus élevées et par l'abondance des précipitations reçoivent des quantités annuelles dépassant les 450mm. Cette abondance des pluies atténue l'irrégularité relative des pluies annuelles dans les versants où les influences liées au vent humide est dominante. Par contre, au Sud de la région saharienne, le massif de Nemamechas, situé au-dessous de l'isohyète 50mm, la variabilité relative atteint son maximum et dépasse le seuil de 50% (Seiar 57%).

En conclusion, il apparaît que la variabilité spatiale des pluies annuelles dans la zone d'étude dépend de trois facteurs principaux : la latitude, l'altitude et l'exposition. L'irrégularité pluviométrique augmente du Nord vers le Sud et diminue en Altitudes puis elle augmente vers le Sud-Est en s'éloignant des massifs. Ainsi, on peut individualiser trois grands domaines dont la variabilité pluviométrique est relativement homogène :

1. La région montagneuse avec les massifs de Belezma, Aurès et Nemamechas dans l'axe Nord-Ouest/Sud-Est,
2. La région du centre de la zone d'étude
3. La région Sud-Est de la zone d'étude

Ces mêmes domaines sont pratiquement les domaines climatiques de la zone d'étude ; humide, moyennement humide et sec.

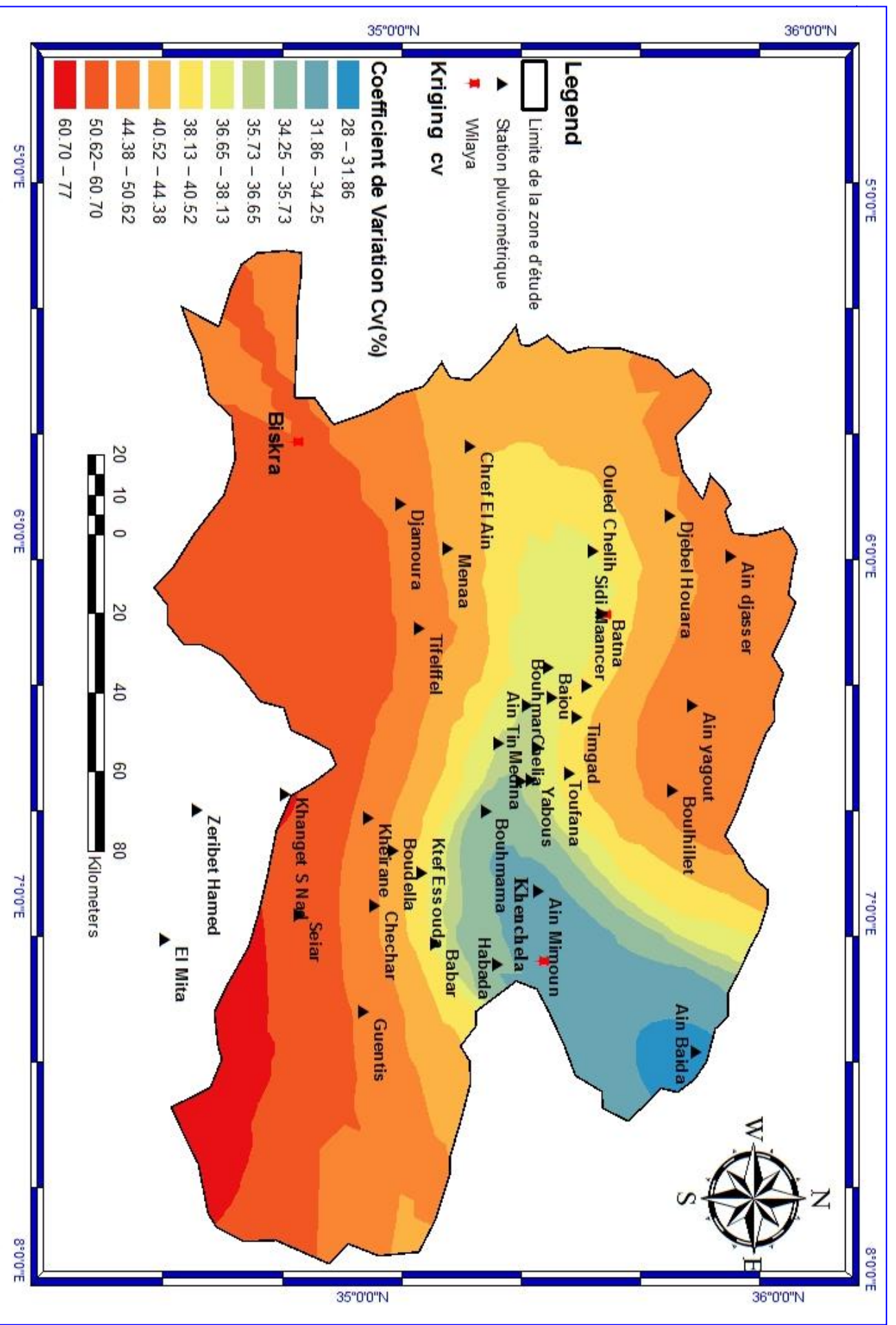


Figure 55 : répartition spatiale de la variabilité relative Cv des précipitations annuelles de la région d'étude.

5.4. Analyse de la distribution spatiale des précipitations

5.4.1 Analyse de la distribution spatiale des cumules interannuelle des précipitations

5.4.1.1 Le gradient altimétrique des précipitations

L'analyse des valeurs moyenne (1969-2013) fait apparaitre une inégalité dans la distribution spatiale de la pluviométrie dans la région d'étude (**Figure 15**). Une décroissance des hauteurs annuelles et du nombre de jours de pluies annuelles est observée du Nord vers le Sud suivant un axe (ou gradient) Sud-Ouest/ Nord-Est.

Pour connaître d'une manière tout au moins approximative la quantité de pluie qui tombe dans les principaux massifs montagneux, nous avons recherché la loi suivant laquelle la hauteur de pluie augmente avec l'altitude. Pour cela nous avons vérifié sur le graphe les hauteurs de pluie en fonction d'altitude. La courbe présente un gradient d'accroissement moyen des pluies annuelles avec l'altitude (**Figure 56**).

Le calcul du gradient pluviométrique de notre région d'étude, pour la période (1969-2013) consiste à évaluer verticalement la décroissance des précipitations en fonction de l'altitude pour un intervalle de 100m de dénivellation et d'établir l'équation de la droite de régression qui confère directement la valeur des précipitations cherchée en fonction de l'altitude connue.

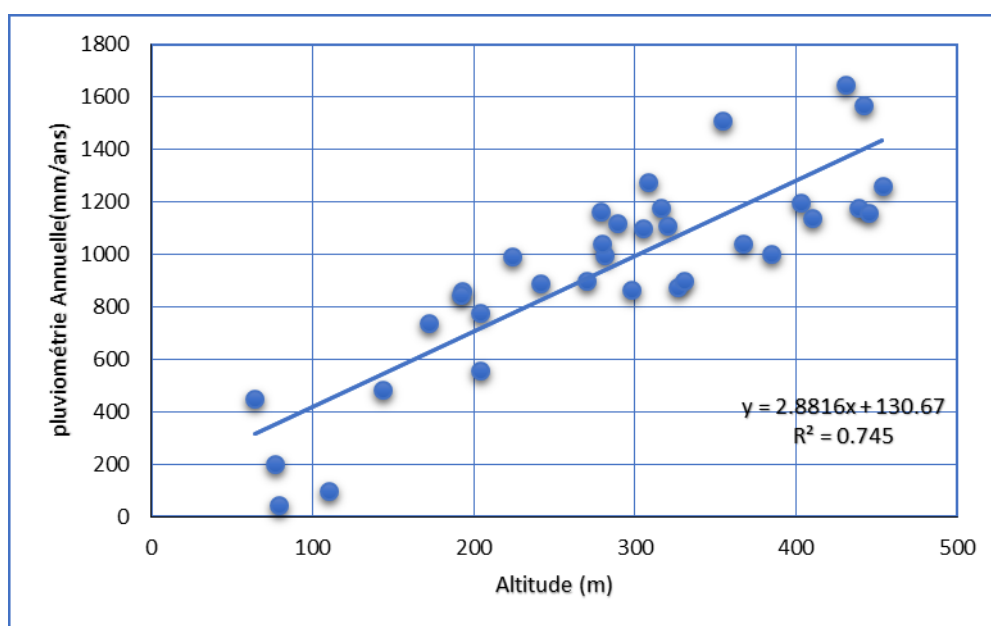


Figure 56 : Courbe (Gradient) d'accroissement de la pluie avec l'altitude

La carte de la répartition spatiale des cumules annuelles rappelle celle de l'hypsométrie de la région d'étude, ce qui confirme le caractère orographique de ce phénomène. Les pluies diminuent du Nord au Sud parallèlement à l'altitude. La partie Nord de la région d'étude avec des altitudes élevées reçoivent des quantités moyennes annuelles supérieures à 800mm. Cette gamme caractérise surtout les sommets des massifs des Aurès comme Yabous 920.5mm, Medina 896.4mm et Bouhmama 806.7mm. Le massif de Belezma reçoit aussi des quantités importantes des pluies supérieures à 600mm (Djebel El Houara 741.3mm, Oued El ma 731.9mm et Merouana 641.8mm). Au pied de ces montagnes, la pluviométrie n'est que 500 à 600mm à Ouled Chelih 516.5mm, Sidi Maancer 550.2mm et Ain Yagout 521.5mm. Au Sud de la région d'étude, s'étend un espace dont la pluie décroît lentement du Nord au Sud : les sommets du massif de Nemamechas reçoivent des quantités de 500 à 600mm/ans, Chechar 597.5mm et Guentis 500mm. Au pied de Nemamechas vers le Sud et à la retombée Aurasienne la pluviométrie décroît avec l'altitude jusqu'à moins de 200mm/ans. Cette diminution de la pluie du Nord au Sud est illustrée par la (Figure 56) si dessus.

Cependant, ce caractère (diminution du Nord au Sud) ne reflète que d'une manière relative ce phénomène. La disposition du relief joue un grand rôle dans la répartition spatiale des pluies (Figure 57). En effet, orienté du NE au SW, verticalement à l'origine des pluies dominantes, ce relief crée une dissymétrie entre les versants exposés au Nord et les versants exposés au Sud. Les premiers *masquent* les seconds. Les versants masquant sont ceux exposés au Nord et par conséquent les plus arrosés que les versants *masqués* exposés au Sud.

Cette disposition du relief est aussi à l'origine de décroissance des pluies d'Ouest en Est.



Figure 57 : Profile de décroissement d'altitude du Nord au Sud de la région d'étude

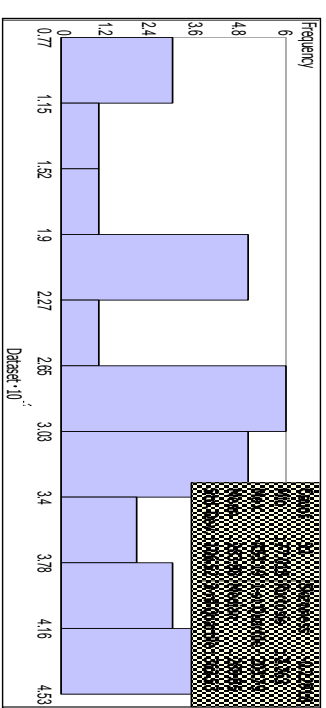
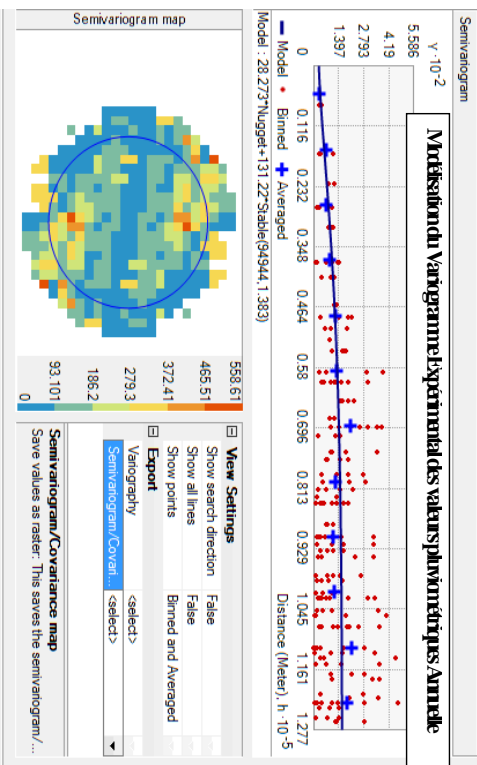
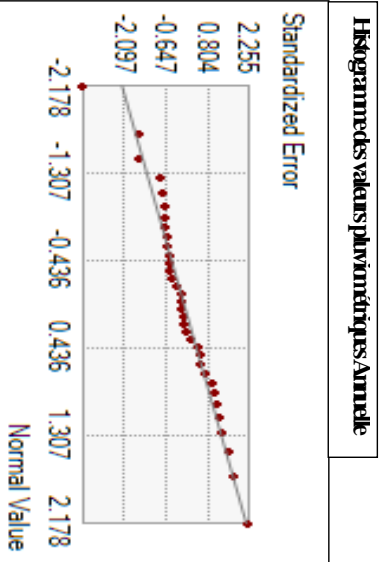
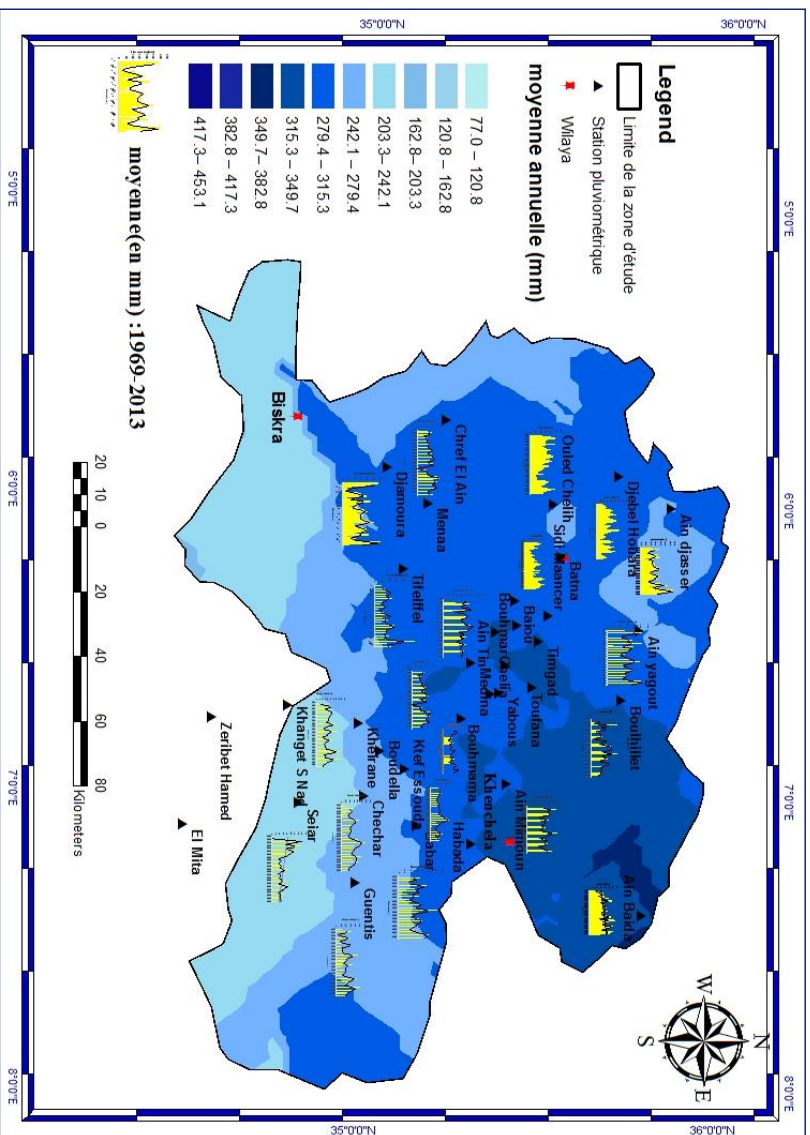


Figure 58 : répartition spatiale du régime pluviométrique annuelle (1969-2013)

Selon **Seltzer (1946)**, l'examen de la carte de pluie annuelle montre que la répartition des pluies en Algérie obéit à trois lois suivantes :

- 1) La hauteur de pluie augmente avec l'altitude mais elle est plus élevée sur les versants exposés aux vents humides que sur les autres
- 2) Elle augmente d'Ouest à l'Est
- 3) Elle diminue à mesure qu'on s'éloigne du littoral.

Notre région d'étude (la partie orientale de l'Est Algérien) est regroupée à la première loi de Seltzer, cette loi est applicable sur toutes les pluies d'origine orographique.

.

5.4.2 Analyse de la distribution spatiale des cumules inter-décennale des précipitations :

D'après les cartes présentées précédemment (**Figure 60**) on a remarqué qu'il y a une grande variation du régime pluviométrique notamment du Nord vers le Sud, pour analyser la variation le long de la période d'étude, il faut réaliser des cartes par décennies on divisant la période d'étude en quatre décennies de même durée (10ans) en plus les cinq ans derniers (2009-2013).

- ✚ Durant **la décennie 1969-1978**, à travers la carte de cette décennie, les pluies diminuent du Nord vers le Sud parallèlement avec l'altitude, le Nord avec une altitude élevée reçoit des quantités moyennes annuelles supérieures à 450 mm. Cette gamme caractérise surtout les sommets de Khenchela et Chelia. Au pied de ces montagnes, la pluviométrie n'est que 200 à 300 mm. Le Sud de la zone d'étude enregistre des valeurs minimales, il contient deux parties ; la partie Sud-est ou le massif des Nemmemchas reçoit des valeurs de 200 mm à 100 mm/ans comme la station de Chachar 200 mm et Guentis 152 mm, des valeurs moins de 100mm sont enregistré dans les stations El Mita avec 50mm et Ketef Essouda avec 80mm.
- ✚ Durant **la décennie 1979-1988**, une augmentation plus au moins remarquable dans les valeurs des précipitations, surtout dans les zones de plaines Nord et Sud (Sud- Ouest) est observée avec des valeurs entre 250mm et 490mm.
- ✚ Durant **la décennie 1989- 1998**, une augmentation importante des valeurs des pluies minimales et maximales, mais la région arrosée est très limitée par rapport à la décennie précédente, les valeurs maximales sont limitées dans les régions avec des altitudes supérieur à 1500m comme le cas de Djebel Chelia qui reçoit 534mm. La zone de plaine Nord- Est a enregistré des valeurs importantes avec 350mm.
- ✚ **La décennie 1999-2008**, est pluvieuse par rapport aux décennies (1969- 1978, 1979- 1988) avec des valeurs importantes de 500mm comme valeur maximale dans les zones montagneuses ,400mm dans les zones des plaines Nord- Est, des valeurs moyennes dans le Nord- Ouest avec 300mm et des valeurs minimales de 75mm dans le Sud- Est.
- ✚ Durant **les cinq dernières années (2009- 2013)**, la partie Sud a enregistré des valeurs importantes des précipitations par rapport au quatre décennies précédentes avec des valeurs moyennes et maximales dans la partie Sud-Ouest, la région de Tifelffel avec une valeur de 550mm, Chelia avec 400mm, les autres parties ont des valeurs moyenne de 350mm et le Sud- Est a enregistré les valeurs minimales de 59mm.

Une analyse générale des cartes d'interpolations montre l'importante de variation spatiale des précipitations dans notre zone d'étude, traduisant ainsi une baisse de la pluviométrie générale celle-ci s'observe en particulier de Nord vers la Sud.

Des Variogrammes expérimentaux estimées par Krigeage Ordinaire sont présentes dans la (Figure 59).

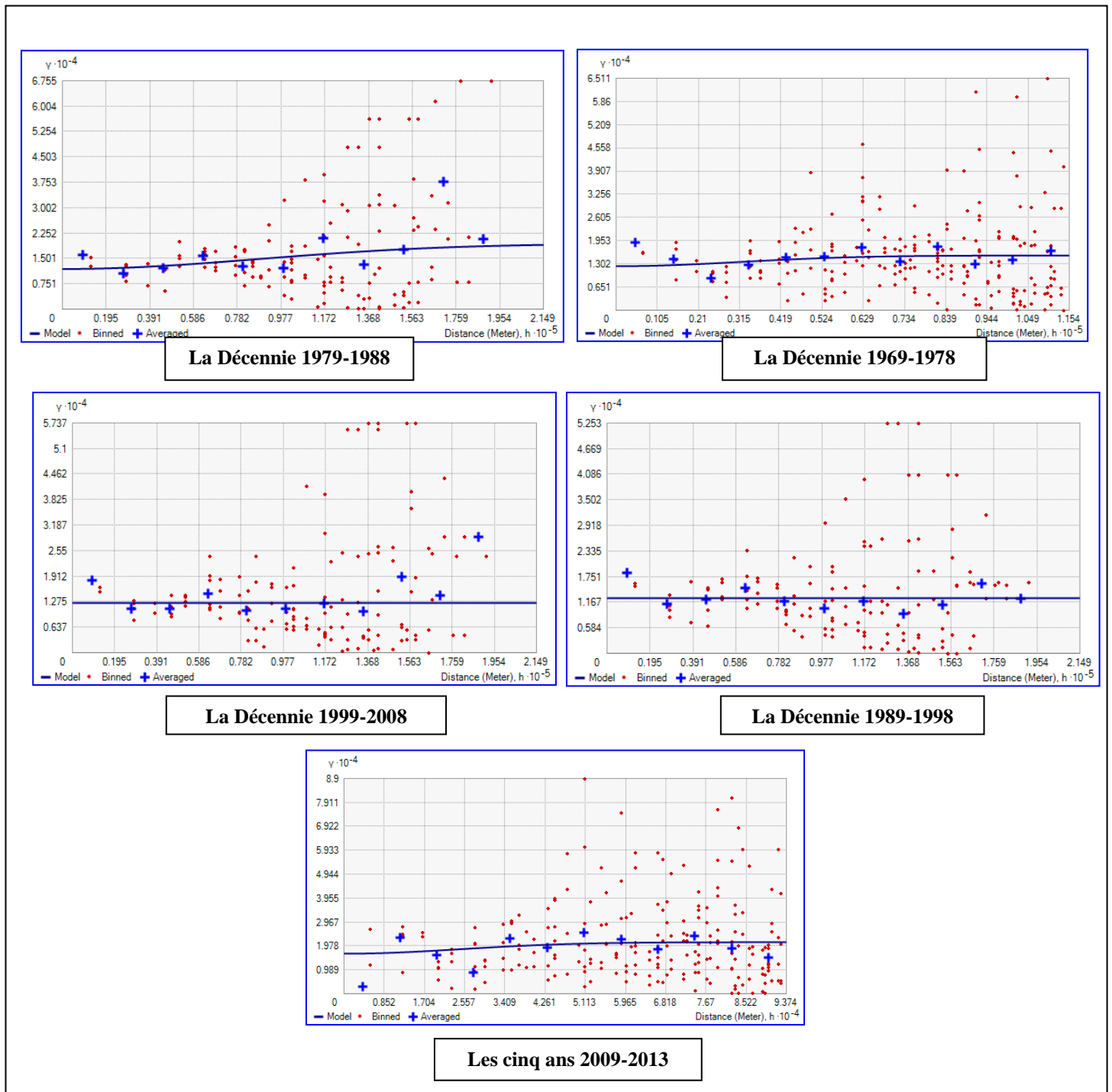
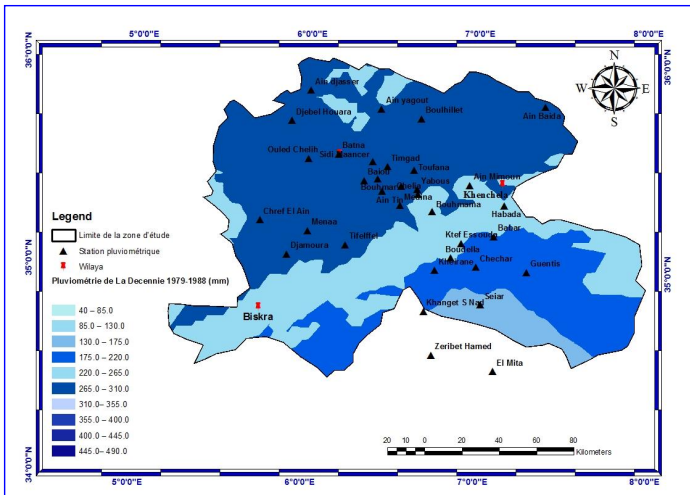
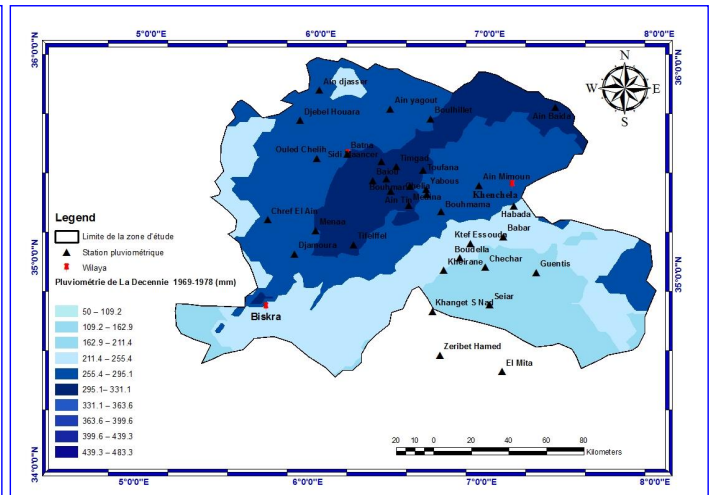


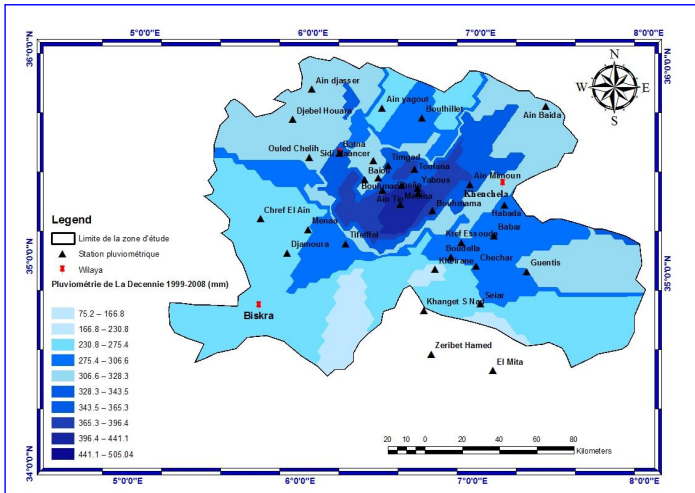
Figure 59 : Variogrammes expérimentaux du régime pluviométrique interdécennale



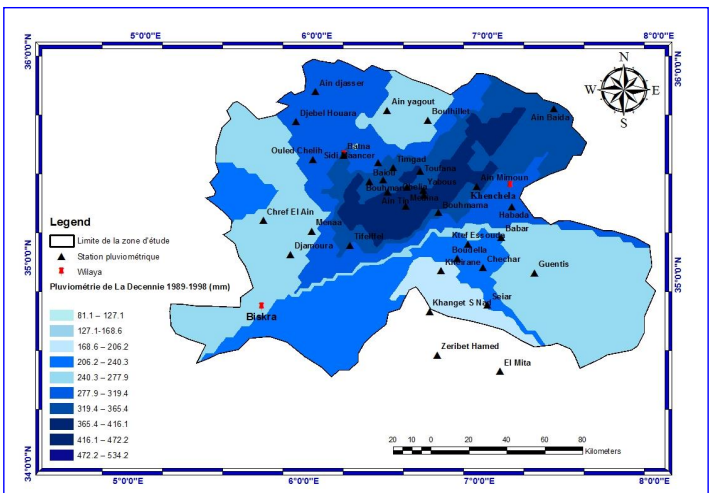
La Décennie 1979-1988



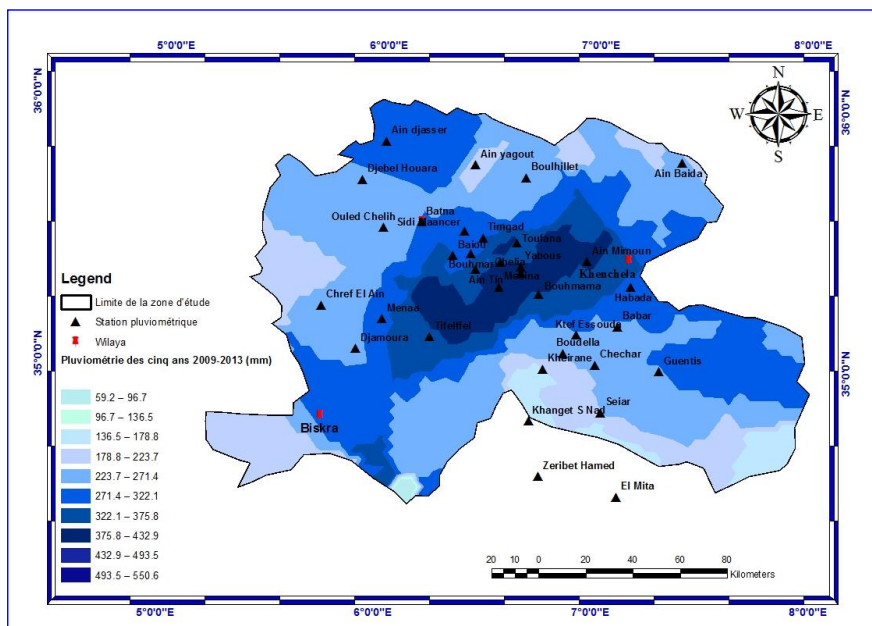
La Décennie 1969-1978



La Décennie 1999-2008



La Décennie 1989-1998



Les cinq ans 2009-2013

Figure 60 : répartition spatiale du régime pluviométrique Inter-décennale

5.5 Analyse de la Variabilité Spatiale des Précipitations saisonnière :

L'importance de la variation saisonnière des précipitations concorde avec son rôle primordial de régisseur des secteurs sensibles telles que : les activités agricoles et le mode de vie.

Pour mieux comprendre le régime Pluviométrique saisonnière, nous avons employé la méthode qui consiste à *diviser l'année en quatre trimestres astronomiques, de sorte que les mois initiaux de chaque trimestre contienne soit un solstice, soit un équinoxe* (**Halimi, 1980**).

Cette méthode définit quatre saisons de manière à ce que :

- L'Automne est défini comme la période de Septembre à Novembre (S-O-N) ;
- L'Hiver comporte les mois : Décembre, janvier, février (D-J-F) ;
- Le Printemps quant à lui intègre les mois : Mars, Avril et Mai (M-A-M) ;
- L'Été les mois de Juin, Juillet et Août (J-J-A).

5.5.1 Analyse de la variabilité relative des précipitations saisonnières :

La variabilité des précipitations saisonnières évaluées par le coefficient de variation **Cv** dans la région d'étude présentés dans le (**Tableau 26**), indiquent que l'irrégularité des totaux saisonniers est plus intense que celle des pluies annuelles. Néanmoins, il faut signaler que l'ampleur de la variabilité saisonnière varie considérablement, d'une saison à l'autre, et d'une région à l'autre.

5.5.1.1 Analyse de la variabilité relative des précipitations Automnales :

Selon (**Sebbar ,2013**), l'automne du climat méditerranéen(le cas de l'Algérie) correspond au début de la saison pluvieuse. Dans la région d'étude (**Tableau 26**), le coefficient de variation des pluies Automnales se caractérisent par des contrastes régionaux. L'illustration (**Figure 61**) révèle que la partie Sud de la région d'étude est soumis à une variabilité relative pendant l'Automne, les valeurs maximales sont enregistrées dans les stations de Khanguet sidi nadjji 334%, El mita 323%, Seiar 320% et Djamourah 2.88%, on remarque également l'extrême irrégularité des pluies d'automne dans la région centre de la zone d'étude (régions montagneuse des Aurès) ou les valeurs de Cv sont comprises entre 240% et 290%, ainsi, ce coefficient atteint 290% à Toufana, Baiou 281%, Ain Tin 267% et Chelia 249%.

Tableau 26 : Variabilité relative des précipitations saisonnière de la région d'étude

Stations	Cv HOTO MNE (%) S- O -N	Cv Hiver (%) D-J-F	Cv Printemps (%) M-A-M	Cv Été (%) J-J-A
Ain Baida	24.86	25	23.5	25.65
Ain djasser	258	288	252	334
Ain Mimoun	233	273	248	276
Ain Tin	267	260	249	287
Ain yagout	253	271	250	271
Babar	258	273	265	273
Baiou	281	231	235	294
Batna	249	240	259	294
Boudella	270	286	264	299
Bouhmama	248	251	246	268
Bouhmar	390	264	267	362
Boulhillet	298	306	278	339
Chechar	228	274	266	256
Chelia	249	250	253	287
Chref El Ain	248	234	252	301
Djamoura	288	360	332	439
Djebel Houara	250	241	285	366
El Mita	323	381	390	512
Fou Toub	240	247	243	287
Guentis	251	269	279	341
Habada	248	263	264	286
Khanget S Nad	334	421	425	631
Kheirane	272	284	306	329
Ktef Essouda	264	283	264	264
Medina	240	244	259	293
Mena	259	363	288	381
Ouled Chelih	244	236	247	327
Seiar	320	322	337	696
Sidi Maancer	264	247	77	319
Tifelffel	279	288	324	354
Timgad	277	255	245	319
Toufana	291	259	256	342
Yabous	247	252	251	297
Zeribet Hamed	293	337	346	443

Malgré l'ampleur de l'irrégularité des pluies automnales, la région Nord-Ouest présente des coefficients de Variations variant entre 240% et 270%. Des valeurs de 244% à Ouled Chelih, 250% à Djebel El Houara et 258% à Ain Djasser, les mêmes degrés sont enregistrés dans les plaines du Nord et du Nord Est de la zone d'étude, en particulier, à Batna 249% et Ain Yagout 253%. Mais l'exception est la station d'Ain Baida qui enregistre une valeur minimale de 24.86%.

La règle générale déjà vue dans l'étude des pluies demeure valable même pour les pluies automnales (**Figure 61 A**). Effectivement, nous constatons que la variabilité relative se distingue par deux aspects :

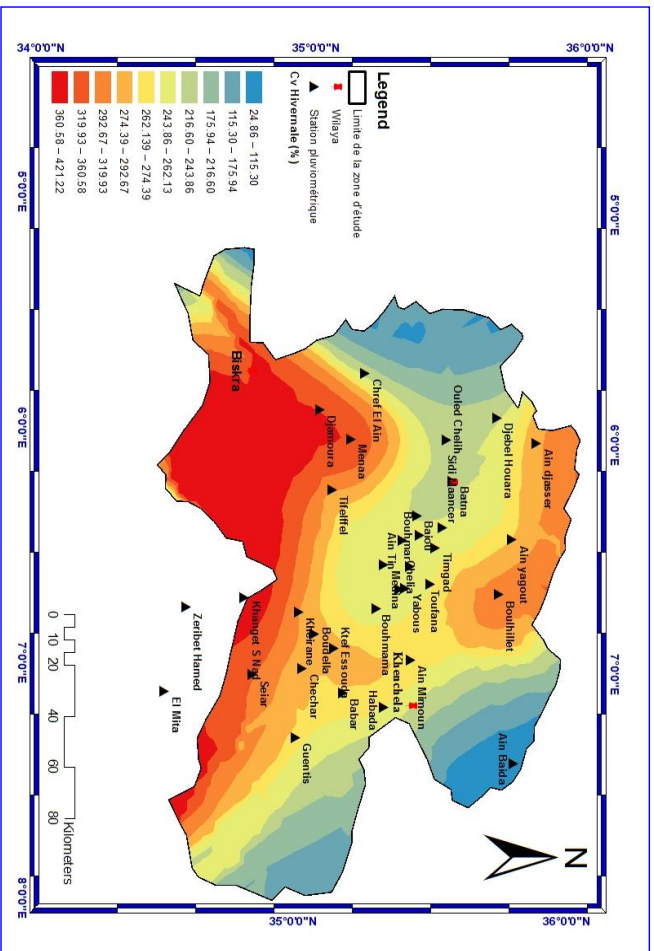
- L'intensité de la variabilité relative augmente progressivement du Nord vers le Sud de la région d'étude.
- L'ampleur de cette variabilité diminue quand l'altitude intervient. Ainsi, les régions montagneuses se caractérisent par des coefficients moins élevés par rapport aux autres régions de la zone d'étude.

5.5.1.2 Analyse de la variabilité relative des précipitations Hivernales :

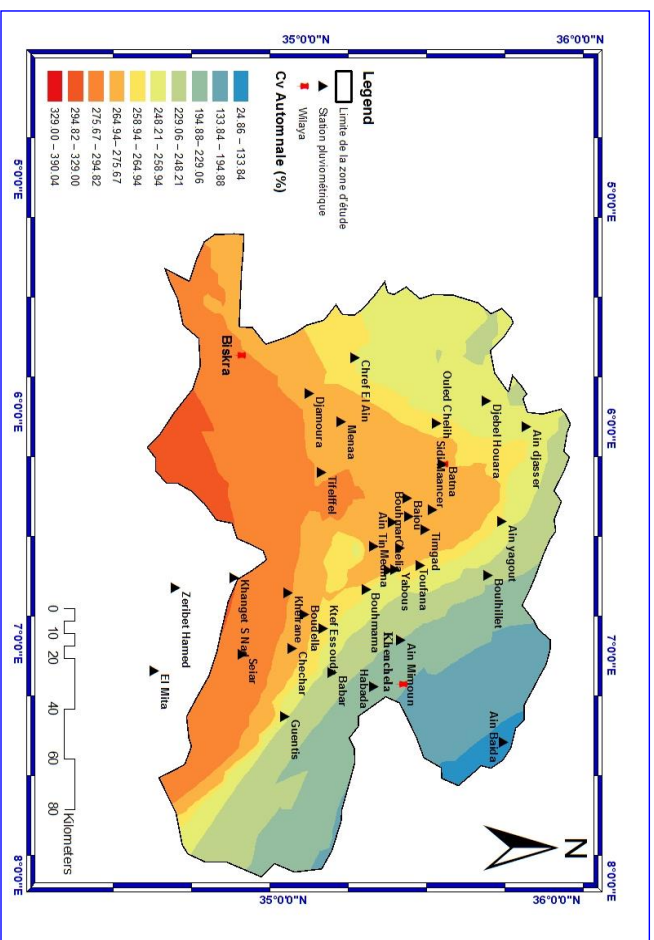
En générale et durant l'hiver, la région d'étude reçoit des précipitations relativement abondantes, notamment, sur la dorsale montagneuse et la partie Sud de la zone d'étude. D'après le (**Tableau 26**), on remarque que les pluies hivernales subissent une importante variabilité relative, si on la compare à celle des totaux annuels. Ainsi, les coefficients de variation de l'hiver demeurent assez élevés. Ils dépassent le seuil de 400% (**Sebbar, 2013**). Cette irrégularité relative d'hiver se distingue par quelques particularités (**Figure 61 B**) :

- Dans la partie Nord-Est de la région d'étude, les coefficients de variation en hiver sont des valeurs relativement plus faibles que celles des autres saisons. Ainsi, les accidents pluviométriques sont moins redoutables durant l'hiver.
- La règle générale selon laquelle les Cv augmentent progressivement du Nord au Sud de la région d'étude, demeure valable pour la saison d'hiver (**Figure 61 B**).

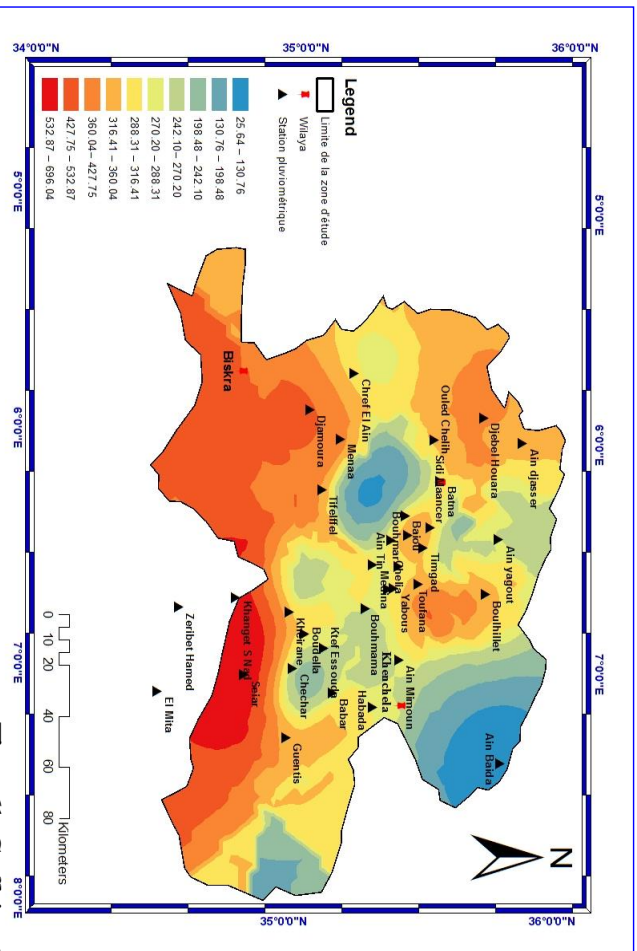
Cependant, la répartition spatiale des coefficients de dispersion relative se caractérise pendant l'hiver par quelques changements par rapport à l'automne. En effet, la zone de forte variabilité observée sur la partie Sud et Sud-Est de la région d'étude. Les montagnes et le Nord-est constituent une bande de faible variabilité où les Cv ne dépassent guère 25% à 100%. Par contre, le Sud est toujours soumis à la plus forte dispersion relative aux pluies hivernales, les Cv dépassent 400% : à Khanguet Sidi Nadji 421%, ils atteignent 381% à El Mita et 337 % à Zeribet Hammed. Par conséquent, les accidents pluviométriques sont fréquents.



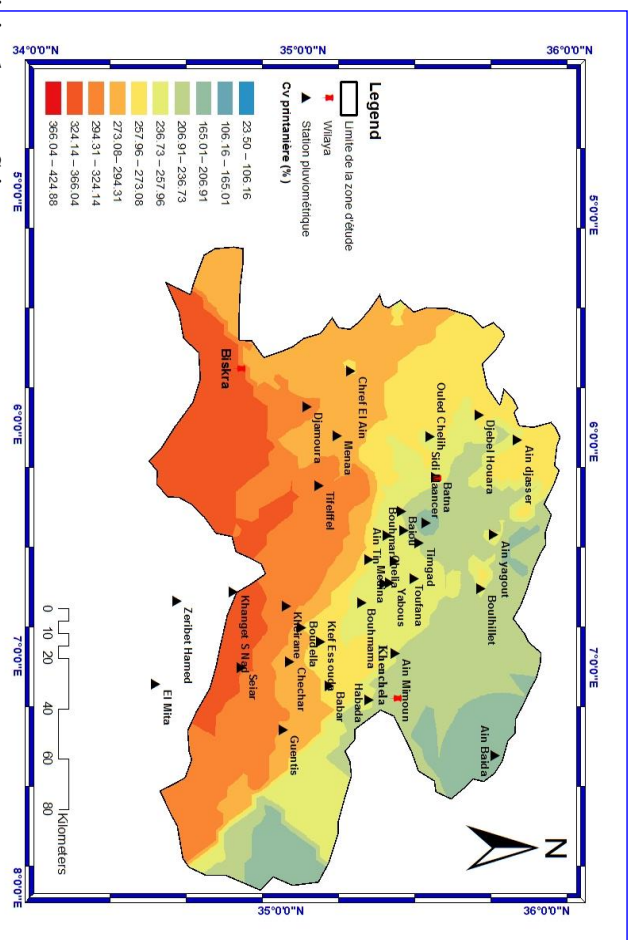
B) Coefficient de Variation Hivernale



A) Coefficient de Variation Automnale



D) Coefficient de Variation Estivale



C) Coefficient de Variation Printanier

Figure 61 : Coefficient de Variation des quatre Saisons

5.5.1.3 Analyse de la variabilité relative des précipitations Printanières :

Le printemps est considéré comme la dernière saison de la période pluvieuse en Algérie comme il a occupé le premier rang pour le régime pluviométrique de la partie Sud-Ouest jusqu'au Sud-Est et le deuxième rang dans les régions montagneuses de la zone d'étude (massif de Belezma, les Aurès). Les pluies sont faibles dans la région des plaines du Nord-est et ses limitrophes.

La (**figure 61 C**) montre l'irrégularité relative des pluies du printemps et trois grandes régions homogènes sont distinguées :

- La zone des plaines Nord-Est qui forme un espace uniforme dont le coefficient de variation demeure sensiblement faible et les C_v oscillent entre 100 et 200 % ;
- La région montagneuse au centre de la zone d'étude qui représente une zone de transition, ses pluies se caractérisent par une irrégularité qui se maintient au-dessus de 300 % et des coefficients de variations varient entre 200 et 300% ;
- Les régions sahariennes au Sud de la région d'étude affichent une irrégularité relative intense qui dépasse nettement le seuil de 300 %.

5.5.1.4 Analyse de la variabilité relative des précipitations Estivales :

Dans la région d'étude, le caractère le plus original de l'été est sa sécheresse. Par conséquent, les pluies estivales sont généralement très faibles. Elles sont presque nulles en juillet et en août. Les moyennes saisonnières sont en dessous de 40 mm. Ces pluies convectives d'origines orageuses deviennent plus actives en été surtout sur les régions montagneuses et favorisent l'ascendance de l'air (**Sebbar, 2013**).

Les pluies estivales sont importantes dans les montagnes en particulier dans les massifs des Aurès et Belezma mais parfois dans le massif de Nemamechas et dans les régions avoisinantes comme les zones sahariennes au Sud de la région d'étude (**Figure 61 D**).

Pendant l'été, l'intensité de la variabilité relative devient forte (**Tableau 26**). Les C_v atteignent des valeurs excessivement élevées. Ils dépassent le seuil de 500 % : les stations de Seiar 696 %, Khanguet Sidi Nadji 631 % et El Mita 512 %. Tandis que les valeurs les plus faibles ($C_v < 100$ %) sont enregistrées sur la région des plaines Nord-Est (Ain Baida avec 25.65 %). Or, l'irrégularité relative en été n'affecte pas de la même intensité tout le territoire (**Figure 61 D**). Hormis les stations inter montagnardes, toutes les régions sont soumises à de forte variabilité relative du fait que les pluies estivales se distinguent par un caractère extrêmement aléatoire.

D'après cette analyse générale entre les différentes saisons, nous remarquons que dans la région montagneuse, la variabilité des précipitations demeure modérée durant les quatre saisons. Tandis que dans les régions Sud de la zone d'étude, l'irrégularité saisonnière atteint son paroxysme. Toutefois il faut indiquer que la variabilité du régime saisonnier est d'autant plus forte là où règne le régime automnal et printanier. C'est-à-dire dans les régions caractérisées par les pluies chaudes et torrentielles et généralement de courte durée. Enfin, la saison sèche d'été présente des valeurs de Cv excessivement élevées.

Une variabilité plus importante dans les régions pré-désertiques et sahariennes car les événements de pluies sont moins nombreux et moins volumineux. Il s'agit des événements climatiques accidentels, rares et aléatoires et des pluies chaudes d'orages ou de convection.

Dans ce contexte, pour avoir une idée en étudiant la variabilité et son importance, il faudra s'acquitter du volume pluviométrique total et trouver une méthodologie plus fiable. Ce qui représente l'une des perspectives de notre travail.

5.6 Analyse de la distribution spatiale des cumules pluviométriques saisonnières :

À l'échelle saisonnière, l'analyse de la distribution spatiale permettra de détecter le changement spatial par rapport à la régionalisation globale (échelle annuelle) et déterminer ainsi la saison et la région la plus affectée par la sécheresse. Pour cela nous avons opté à une analyse spatiale de chaque saison avec leur variogramme expérimental.

Sur la partie orientale de l'atlas saharien, la climatologie du cycle saisonnière moyen des précipitations peut se résumer en quelques grandes phases :

1) Les premières pluies apparaissent sur la région d'étude durant la saison d'Automne au mois d'octobre et Novembre et sur un gradient Nord-ouest/Sud (**Tableau 27**). Les valeurs saisonnières enregistrées sont entre 7mm et 61mm. La partie sud est la plus affecté de la sécheresse.

2) Les pluies diminuent en hiver durant les mois de décembre et de janvier, par la suite le printemps enregistre une augmentation en intensité sur les mois de mars et avril avec des valeurs maximales restant toutefois localisés principalement sur les régions montagneuses ayant les altitudes les plus élevé à titre d'exemple à Belezma (Aurès) , djebel houara avec des valeurs de 63mm et Chelia avec 49mm (**Figure 62**).

3) Durant les mois de juin et juillet (été) se produit de fortes précipitations orageuses à l'intérieur de la région d'étude même au sud, déjà représenté par la carte de la distribution spatiale, avec des valeurs de 23mm à Medina, 22mm à Chelia et 18mm à Ain Baida. En effet, durant les mois de juin et Août, cette zone restant quasi stationnaire à cette position. Le mois de juillet est la période qui correspond à la saison sèche dans toute la zone d'étude. La diminution des précipitations en été est liée à la stabilité atmosphérique relative sur la région d'étude sauf quelque jour de la saison.

Dans l'ensemble, les cumuls saisonnières simulés sont assez proches des observations, même si la variabilité spatiale des précipitations semble plus marquée dans le modèle. Dans la zone d'étude (**Figure 62**), le modèle reproduit un cycle saisonnier à deux pics de précipitation correspondant aux saisons de pluies, l'Automne et le printemps, intersaison pluvieuse à cause des pluies orageuse en juin et Août. De manière générale, on observe régionalement que le cycle saisonnier est simulé avec une sous-estimation des précipitations.

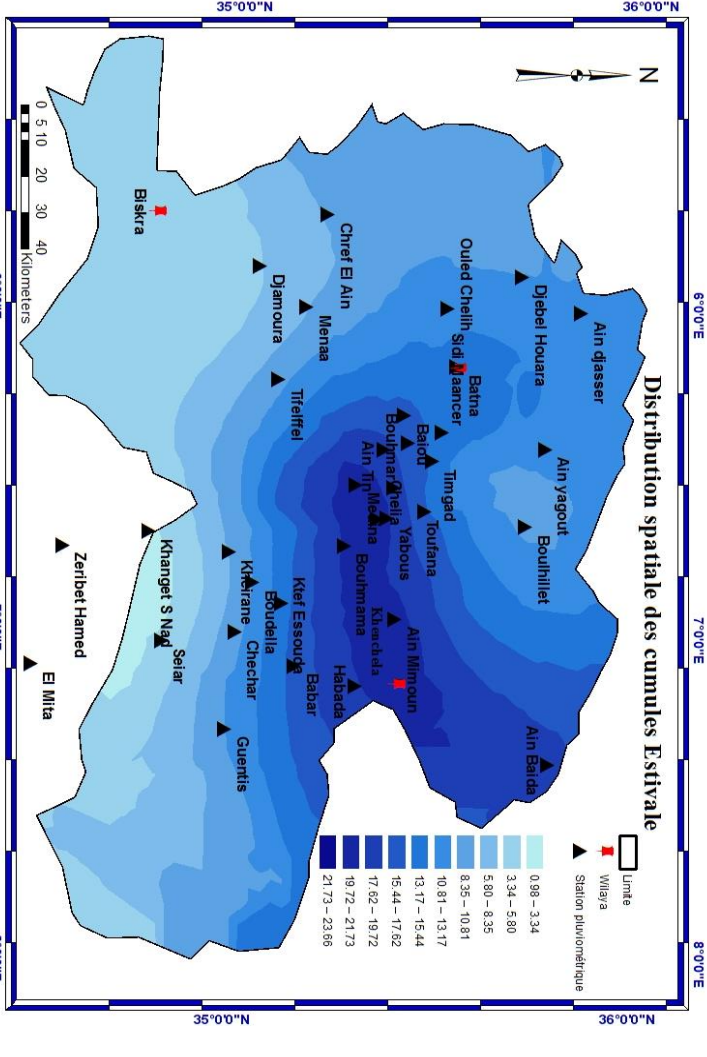
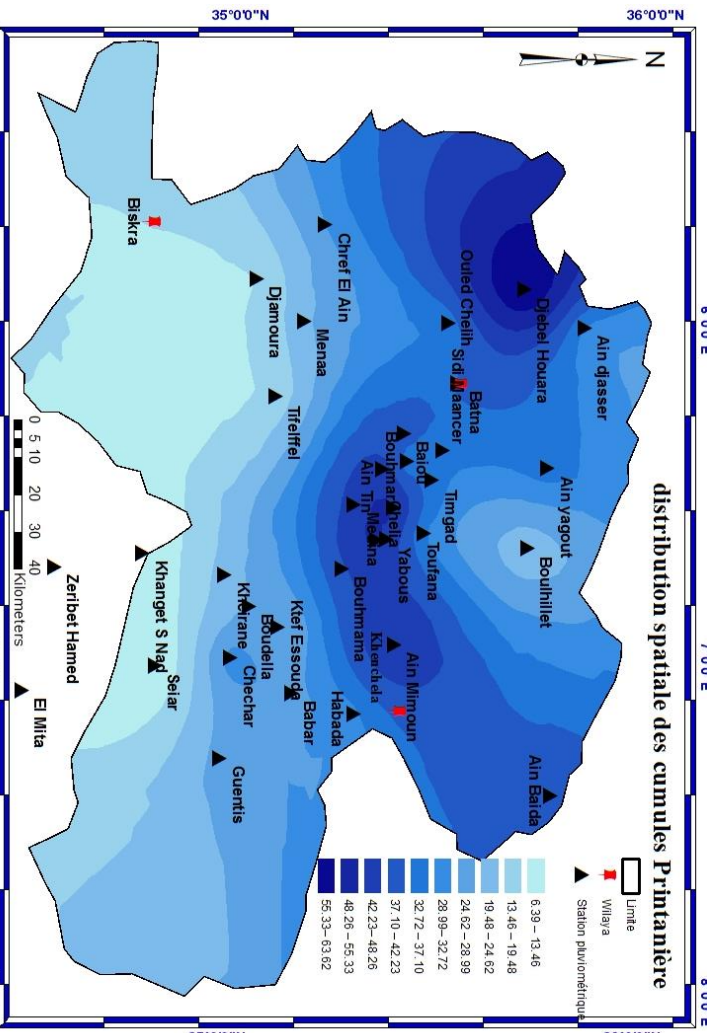
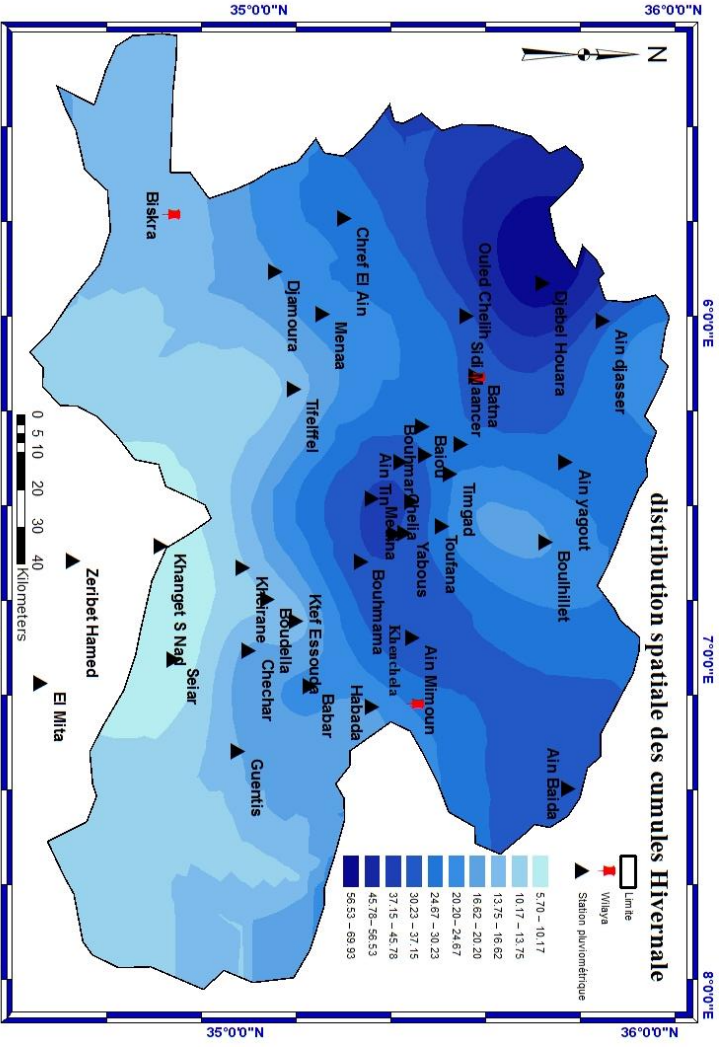
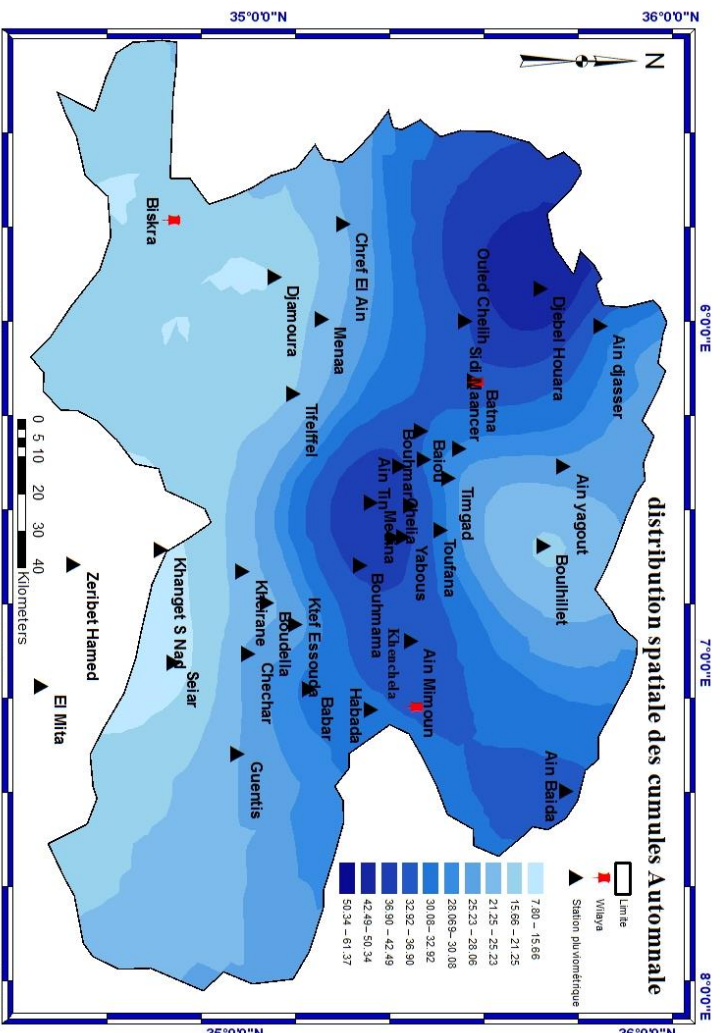
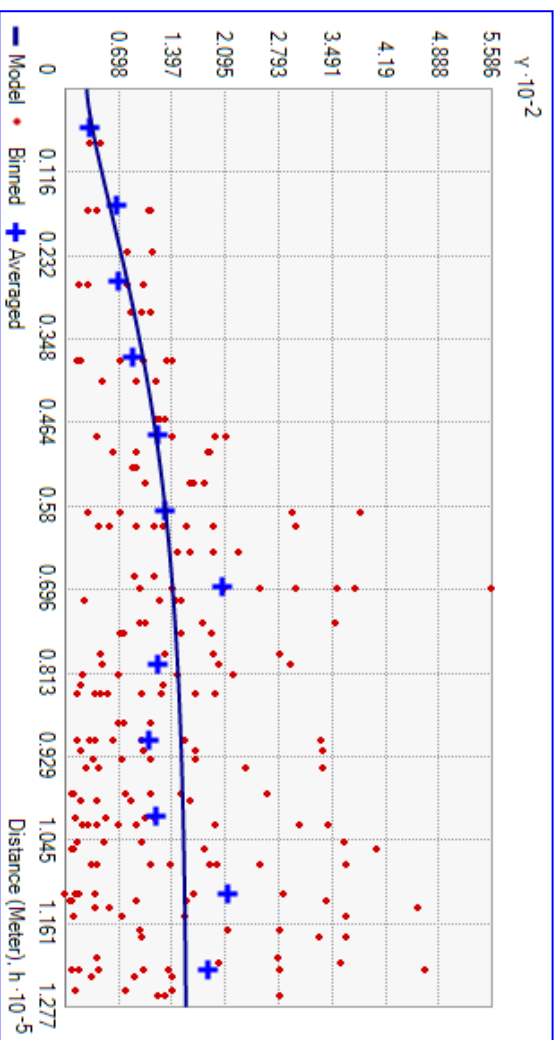


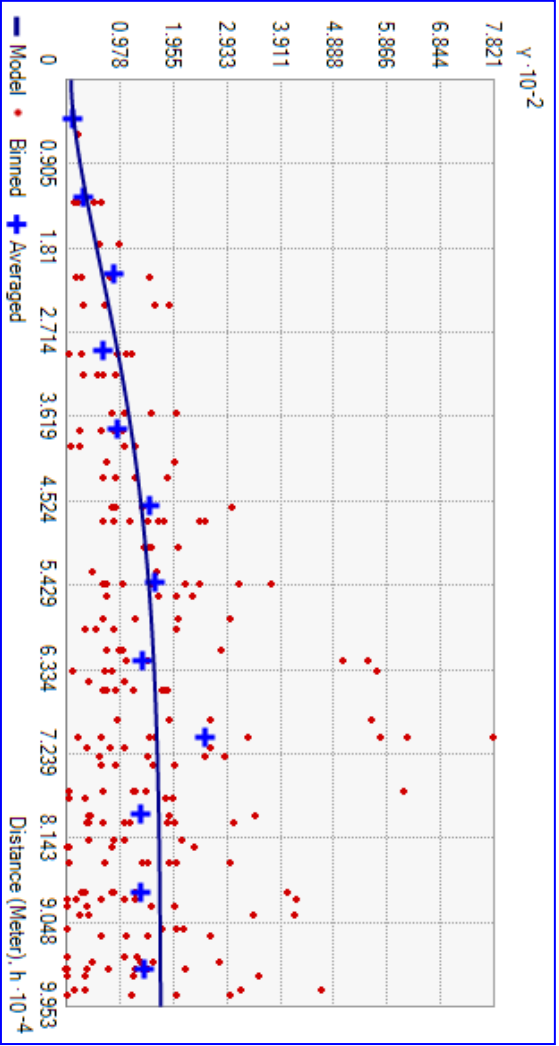
Figure 62 : distribution spatiale des cumules Saisonnières

Tableau 27 : précipitations moyenne saisonnière (mm).

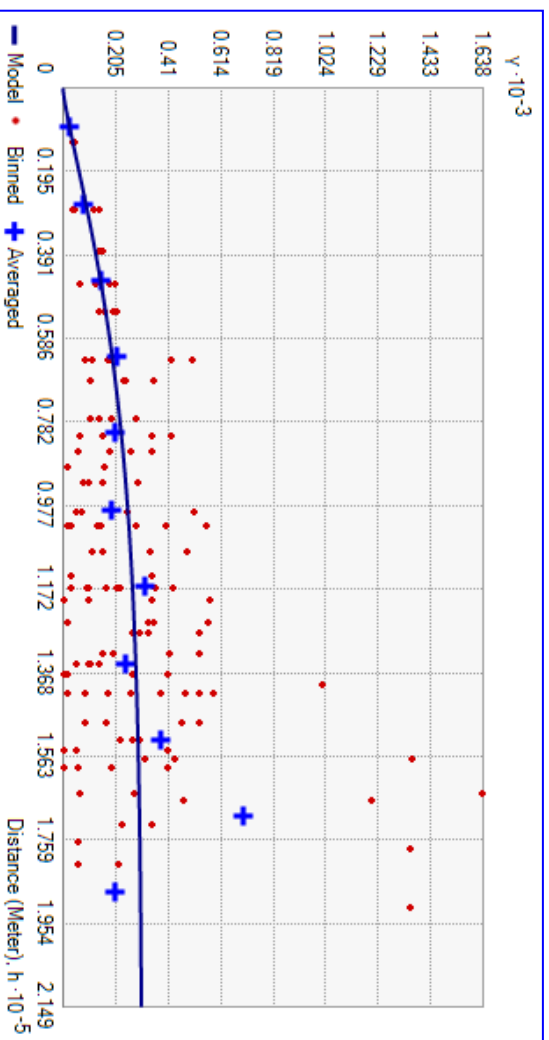
STATIONS	Moy Saiso(mm) Automne	Moy Saiso(mm) Hiver	Moy Saiso(mm) Printemps	Moy Saiso(mm) Été
Ain Baida	34.99	36.75	40.24	18.71
Ain djasser	26.21	29.84	31.80	11.56
Ain Mimoun	38.54	37.41	48.81	21.39
Ain Tin	44.82	36.19	45.29	22.61
Ain yagout	29.09	28.44	34.78	12.92
Babar	32.07	22.51	28.09	19.54
Baiou	35.27	28.06	40.07	17.27
Batna	36.54	32.87	37.26	15.57
Boudella	21.95	13.95	25.08	8.65
Bouhmama	38.83	36.66	41.39	22.84
Bouhmar	24.37	28.91	34.26	11.56
Boulhillet	16.45	19.28	21.74	8.25
Chechar	32.35	19.49	31.15	13.67
Chelia	42.54	39.81	49.32	22.83
Chref El Ain	24.90	26.52	29.09	9.65
Djamoura	12.31	19.70	13.70	3.42
Djebel Houara	61.38	69.93	63.63	10.34
El Mita	14.64	9.71	11.55	2.34
Fou Toub	41.01	40.04	49.37	21.41
Guentis	25.46	16.14	26.23	9.07
Habada	31.09	18.07	31.67	19.71
Khanget S Nad	11.20	6.17	7.60	2.43
Kheirane	25.95	13.61	21.79	7.82
Ktef Essouda	22.12	11.42	22.79	10.21
Medina	44.59	37.73	44.65	23.67
Mena	25.34	23.25	23.57	8.22
Ouled Chelih	32.85	32.50	34.05	11.32
Seiar	7.81	5.71	6.39	2.01
Sidi Maancer	29.58	30.96	34.65	14.02
Tifelffel	18.51	13.71	15.81	9.42
Timgad	26.80	21.88	34.63	12.36
Toufana	27.62	23.65	32.71	11.31
Yabous	38.12	34.06	46.07	18.79
Zeribet Hamed	12.28	6.54	7.60	0.98
Σ Moy	987.58	871.47	1066.84	435.85



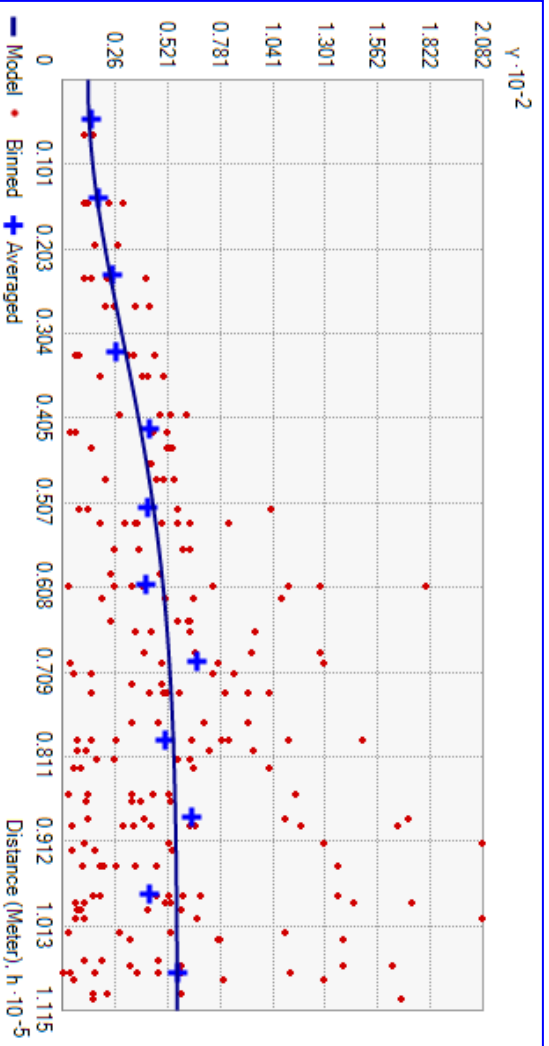
Variogramme expérimentale d'Automne



Variogramme expérimentale d'Hiver



Variogramme expérimentale de Printemps



Variogramme expérimentale d'Été

Figure 63 : variogramme expérimentale des quatre saisons.

Conclusion :

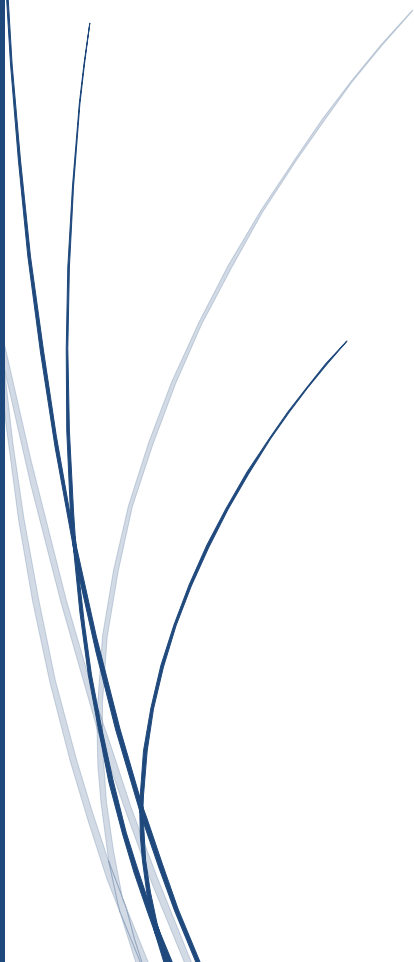
L'étude géostatistique des précipitations a été faite pour établir des cartes de précipitations par krigeage ordinaire pour les pluies annuelles, décennales et saisonnières. Les cartes des pluies annuelles proposées sont des cartes "provisoires". Elles paraissent les meilleures car elles tiennent compte de toute l'information disponible sur un intervalle de temps limité et dans un espace bien déterminé. Toute élimination des stations limitrophe de la zone d'étude représente une perte d'information à l'intérieur de la zone d'étude soit pour :

- La disponibilité des stations au niveau de l'ANRH avec l'absence sur le terrain de réseaux des stations pluviométriques.
- Accessibilité difficile au niveau de certaines antennes de l'ANRH pour des raisons inconnues.
- Qualité des informations qui restent incertaines et contiennent beaucoup de lacunes, particulièrement dans le Sud.

Donc, il est nécessaire d'installer des nouvelles stations afin de renforcer le réseau de détection des données pluviométriques, couvrir toutes les régions déficitaires et augmenter les durées d'observation.

CHAPITRE VI

**ESTIMATION ET MODELISATION
DES TEMPERATURES DE
SURFACE À PARTIR DES IMAGES
SATELLITAIRES LAND SAT 8**



Introduction

La température est l'une des variables physiques et environnementales les plus importantes pour comprendre une variété de phénomènes, tels que la pollution de l'eau, les incendies de forêt et les changements de température actuels de l'environnement. Dans la zone d'étude, les stations météorologiques sont très rares par rapport aux stations de précipitations, à cette raison les techniques de la télédétection thermique (TIR) ont été appliquées dans les études environnementales spécialement pour l'extraction de la température de surface. Ces techniques constituent la seule approche possible pour l'extraction de la température de surface (**Coll et al. 2005**). La température comme information, avec une bonne couverture spatiale et temporelle est une clé pour répondre à la plupart de ces questions et peut fournir des informations importantes sur les propriétés physiques de surface et le climat (**Dousset & Gourmelon, 2003**).

La température de surface du sol (LST) peut être estimée pour une région avec l'utilisation des données de télédétection infrarouge thermique. Il peut enregistrer la température apparente de la surface de la terre en mesurant l'énergie rayonnante sortant de sa surface. Avec l'avènement des images satellites et des logiciels de traitement d'images numériques, il est maintenant possible de calculer LST. Dans cette étude, nous avons présenté un algorithme mono-Window (MW) pour la récupération de la température de surface terrestre à partir de Landsat 8 tirs. MW a besoin d'éclat spectral et d'émissivité des bandes infrarouges thermiques comme entrée pour la dérivation LST. La Radiance spectrale a été estimée à l'aide de la bande 10, et la valeur d'émissivité de surface a été obtenue à l'aide de paramètres de la proportion de la végétation et de l'aire de répartition pour lesquels on a utilisé les bandes 5 et 4 de l'Oli (résolution de 30 m).

6.1 La température de surface ; un paramètre clé pour de nombreuse étude :

Au cours de la dernière décennie, beaucoup d'efforts ont été consacrés à l'extraction de la température de surface (Ts) à partir des données de télédétection. Les capteurs thermiques à bord de satellites et d'avions offrent la possibilité d'obtenir des données Ts distribuées spatialement. Les plates-formes d'orbite polaires tels que NOAA-AVHRR, Landsat TM / ETM+, Terra/Aqua Terra MODIS et ASTER fournissent des images à différentes échelles pour des applications dans les processus de la surface terrestre (**Zhou et al., 2012**). Le sujet de température de surface a intéressé plusieurs auteurs (**Barton I. J., 1992**), (**Lagouarde et al., 1995**), (**Qin et Karnieli, 1999**), (**Dash et al., 2002**). La demande extensive de la température de surface pour les études environnementales et les changements climatiques a fait de la télédétection de la température de surface un sujet académique important durant les deux dernières décennies (**Qin et Karnieli, 1999**). Elle est le paramètre clé dans la physique des processus terrestres à cause du rôle qu'elle joue dans l'énergie et le bilan d'eau entre l'atmosphère et la surface terrestre (**Coll et al., 2005**). C'est l'un des paramètres les plus importants dans toutes les interactions terre-atmosphère et les flux d'énergie entre le sol et l'atmosphère, ainsi qu'un bon indicateur de l'équilibre énergétique à la surface de la Terre (**Abdellaoui et al., 1986**). Ainsi, l'information de la température de surface (Ts) est importante pour une grande variété d'applications climatiques, hydrologiques, écologiques, agricoles et biogéochimiques (**Barton, 1992**), (**Qin et Karnieli, 1999**), (**Dash et al., 2002**), (**Caselleset Sobrino, 1989**), (**Vining et Blad, 1992**), (**Kimura et Shimiru, 1994**), (**Hénon, 2008**) et (**Coudert, 2006**). Elle est également essentielle pour de nombreux modèles environnementaux telle la prévision numérique du temps et la prévision du climat (**Valor et Caselles, 1996**). La température de surface (Ts), y compris la température de surface de la mer (SST) est une variable géo-biophysique principale à récupérer à partir des données de télédétection infrarouge thermique TIR puisque la plupart de l'énergie détectée par le capteur dans cette région spectrale est directement émise par la surface terrestre (**Jimenez Munoz et Sobrino, 2008**).

6.1.1 Techniques d'extraction de la Température de surface (Ts) :

6.1.1.1 présentation de la méthode de calcul

- **La méthode de canal unique :**

Le but principal de la méthode du canal unique (Mono-Window) est d'obtenir un algorithme pour l'extraction de la température de surface à partir d'un seul canal thermique du capteur. La radiance mesurée par le capteur du satellite dans un seul canal est généralement choisie dans une fenêtre atmosphérique. La correction des absorptions résiduelles avec un modèle radiatif dans lequel la description de l'état de l'atmosphère (les profils atmosphériques de la pression, la température et l'humidité relative) doit être donnée soit par des sondeurs verticaux du satellite et des données climatologiques. L'estimation de LST avec seulement mono-Window (MW) est le principal avantage pour les méthodes canal unique. Par exemple, il s'agit de la seule méthode qui peut être appliquée à la plate-forme Landsat avec un canal thermique (mappeur thématique, bande 6). Traditionnellement, le principal inconvénient de cette méthode est que certains paramètres atmosphériques sont nécessaires, généralement par la moyenne d'un radiosondage. Notre objectif principal dans cette étude est de proposer un algorithme généralisé mono-canal qui peut être appliqué à différents capteurs à bord d'un satellite. Cet algorithme utilise les mêmes données d'entrée minimales que les algorithmes Double-Channel, Double-angle et suppose que l'émissivité de surface terrestre est connue à travers : la longueur d'onde effective du capteur, la teneur en vapeur d'eau atmosphérique et les données du capteur (luminosité de la température ou du capteur).

6.1.1.2 objectif de la méthode

La méthode de mono-Window (MW) a été proposée par **Qin et coll. (2001)** pour déterminer le LST de la série Landsat précédente comme (TM et ETM+). Une variété d'algorithmes de MW améliorés a été adaptée pour extraire LST pour les données du capteur infrarouge thermique Landsat 8 (TIRS). Dans cette étude, nous avons utilisé les données Landsat 8 et les SIG pour montrer comment l'analyse et la distribution spatiale du LST pour la zone naturelle peuvent être réalisées à partir de l'algorithme MW amélioré par **Wang et al (2015)** à l'aide de l'exemple de la partie orientale de l'Atlas Saharien (Nord de l'Algérie).

Pour la récupération de LST, il faut entamer tout d'abord le calcul de la température de luminosité puis on estime les paramètres requis de (transmission atmosphérique, émissivité de surface terrestre et indice de végétation différentielle normalisé) pour l'algorithme MW et

finalement, une combinaison de ces étapes à la cartographie de la température de surface du sol afin d'identifier les types de structure naturelle.

6.1.1.3 Choix de satellite et de période d'étude :

Dans cette étude, l'objectif principal est d'extraire les changements de LST dans la zone d'étude. Landsat 8 est le dernier de la série Landsat de NASA. Ses données sont disponibles sur le site Internet Earth Explorer, sans frais. Les données satellitaires de télédétection provenant de Landsat 8 tirs (**tableau 28**) ont été acquises dans le cadre des travaux sur la caractérisation : des températures de surface des quatre saisons de l'année 2016 et le calcul de la température de l'air à partir de celle de la de surface mesuré par le satellite. Le choix des dates différentes de chaque saison est approuvé afin éviter le problème de nuage de pixels, pour cette raison, les images de janvier 2016 pour l'hiver, Mai 2016 pour le printemps, juillet 2016 pour l'été et novembre 2016 pour automne étaient les plus convenable pour obtenir des résultats pertinents. De plus, **Wang et al (2015)** ont indiqué que les données de la bande 11 de tirs Landsat 8 sont incertaines et ils ont suggéré l'utilisation des données de la bande 10 de tirs comme une seule bande spectrale pour l'estimation LST également que plusieurs travaux actuels. De même, cette étude vise à tester la capacité des capteurs thermiques Landsat à détecter la température de surface de la zone d'étude.

Images Landsat 8 tirs et OLI avec métadonnées (MTL) pour la zone d'étude (chemin/rangée – 193 194/35, 36) sont téléchargées à partir de site Web Earth Explorer. Les images ont déjà été rectifiées à WGS-1984-UTM-Zone_31N, 32N. La prochaine étape est la conversion du DN (numéro numérique) à une mesure physique du haut de la réflectance atmosphérique (TOA) donnée dans le fichier de métadonnées et de la bande thermique à la température de luminosité au satellite. Le fichier avec l'extension MTL fourni dans l'ensemble d'images Landsat 8 contient les constantes thermiques nécessaires pour convertir les données tirs à la température de luminosité au satellite. Les données de la bande tirs sont utilisées pour convertir l'éclat spectral en température de luminosité en traitant les constantes thermiques fournies dans le fichier de métadonnées (**tableau. 28**).

Tableau 28: métadonnées Landsat 8 de de la région d'étude.

Détails des métadonnées de tirs et Oli (Landsat 8)		
Capteur	Imageur de terre optique	Capteur infrarouge thermique
Date d'acquisition	14/01/2016 30/05/2016 08/07/2016 13/11/2016	
Chemin/ligne	193-35,36 194-35,36	
Bandes	4-5	10-11
Résolution	30m	100m
Radiance- Mult-Band-10	/	3.3420
Radiance-Mult-Band-11	/	3.3420
Radiance-Add-Band-10	/	0.10000
Radiance-Add-Band-11	/	0.10000
K1 de Band 10	/	774.89
K1 de Band 11	/	480.89
K2 de Band 10	/	1321.08
K2 de Band 11	/	1201.14

6.1.2 Détermination des paramètres

La détermination des algorithmes d'estimations de la température de surface (Ts) est basée sur un ensemble de paramètres ; certains peuvent être calculés suivant des méthodes à savoir :

6.1.2.1 Radiance spectrale TOA :

Le rayonnement spectral TOA (haut de l'atmosphère) a été calculé en multipliant le facteur de redimensionnement radiométrique multiplicative des bandes tir par la bande tir correspondante et en ajoutant un facteur de redimensionnement additif où :

$$L_{\lambda} = M_L Q_{cal} + A_L \quad (1)$$

Où :

L_{λ} : Radiance spectrale TOA (watts/ (m² * DSER * μm))

M_L : facteur de redimensionnement multiplicative spécifique à la bande à partir des métadonnées (RADIANCE_MULT_BAND_x, où x est le numéro de la bande)

A_L : facteur de redimensionnement additif spécifique à la bande à partir des métadonnées (RADIANCE_ADD_BAND_x, où x est le numéro de la bande)

Q_{cal} : quantifier et étalonner les valeurs de pixel de produit standard (DN) pixel de produit de la bande 10.

6.1.2.2 Température de luminosité :

La température de luminosité (TB) est l'éclat de rayonnement de micro-ondes voyageant vers le haut du dessus de l'atmosphère de la terre. Le processus d'étalonnage a été effectué pour convertir les valeurs de DN thermique des bandes thermiques de tir en TB. Pour trouver TB d'une région, le sommet de l'éclat spectral (TOA) de l'atmosphère (L_λ) était nécessaire. La TB pour les deux bandes TIRS a été calculé en adoptant la formule suivante :

$$T = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_\lambda} + 1\right)}$$

Où :

T = température de luminosité au satellite (K)

L_λ = Radiance spectrale TOA (watts/ (m² * DSER * μM))

K1 = constante de conversion thermique spécifique à la bande à partir des métadonnées (K1_CONSTANT_BAND_x, où x est le numéro de la bande thermique)

K2 = constante de conversion thermique spécifique à la bande à partir des métadonnées (K2_CONSTANT_BAND_x, où x est le numéro de la bande thermique)

6.1.2.3 Émissivité de surface terrestre :

L'émissivité de la surface terrestre (ϵ) est un paramètre important aussi bien pour la caractérisation des températures de la surface et pour des méthodes de correction atmosphérique. Dans ce sens, ϵ doit être connue afin d'estimer avec précision la température de surface T_s à partir de mesures de radiance.

L'estimation de la température de surface T_s à partir des données de télédétection nécessite la connaissance de l'émissivité de surface. L'absence de l'information sur cette dernière peut introduire une erreur sur T_s de 0.2 à 1.4 pour $\epsilon = 0.98$ pour une hauteur par rapport au sol de 0 km et une erreur rangée de 0.8°K à 4.8 K pour une émissivité de $\epsilon = 0.93$ en appliquant la méthode du canal unique (Dash et al., 2002). L'estimation de l'émissivité de surface doit avoir une précision de ± 0.005 pour obtenir une erreur de T_s en dessous de 0.4°K (Sobrino et al., 1991). Zhang et al (2014) ont présenté un ensemble de formules pour estimer l'émissivité de la ville et de la surface naturelle où :

$$(\epsilon)_{ville} = 0.9608420 + 0.0860322Pv - 0.0671580Pv^2 \quad (3)$$

$$(\varepsilon)_{\text{nature}} = 0.9643744 + 0.0614704P_v - 0.0461286P_v^2 \quad (4)$$

Où :

P_v : représente la végétation, proportion obtenue selon (Carlson & Ripley 1997) :

$$P_v = (\text{NDVI} - \text{NDVI}_{\min} / \text{NDVI}_{\max} - \text{NDVI}_{\min})^2 \quad (5)$$

NDVI : indice de végétation différentiel normalisé, calculé comme la combinaison de la bande proche de l'infrarouge et rouge :

$$\text{NDVI} = \text{Rouge} - \text{NIR} / \text{Rouge} + \text{NIR} \quad (6)$$

Avec :

NIR : valeur du pixel dans le canal proche infrarouge

Rouge : valeur du pixel dans le canal rouge.

NDVI_S (ou NDVI_{min}) est l'espace de sol, dans notre zone d'étude égale à - 0,58

NDVI_V (ou NDVI_{max}) est NDVI de la végétation égale à 0.4

Ce paramètre peut être mesuré directement ou estimé par divers algorithmes. Il y a un certain nombre de techniques de mesure d'émissivité pour des données thermiques multi-bandes telles que les méthodes NEM (Normalized Emissivity Method) (Gillespie A., 1995), Thermal Spectral Indices (Becker and Li, 1990), Spectral Ratio (Watson, 1992), Alpha residual (Kealy et Gabell, 1990); (Hook et al., 1992), classification-bas ed Estimation (Snyder et Wan, 1998), Température Emissivity Séparation (Gillespie et al., 1998) et celles basées sur le NDVI (Van de Griend et Owe, 1993) et (Valor et Caselles, 1996).

6.1.2.4. Le seuil de l'indice normalisé de végétation (NDVI) :

Différentes approches ont été utilisées pour prévoir l'émissivité de surface à partir des valeurs de NDVI (Van de Griend et Owe, 1993) et (Valor et Caselles, 1996). La méthode du seuil de NDVI (NDVITHM) a été introduite la première fois par (Sobrino et Raissouni, 2000) pour des données AVHRR, puis comparée avec d'autres méthodes et adaptée à d'autres capteurs. Les bandes 2, 3, 4 et 5 d'OLI ont été empilées en couches et l'utilisation de l'ERDAS IMAGINE Software a été calculée. La valeur de sortie de la gamme de produits d'impression varie entre -1 et 0,59. Pour obtenir des NDVI_V, l'image est reclassifiée dans le sol et la végétation ; les données classifiées ont été utilisées pour trouver FVC. Après avoir généré LSE pour les deux bandes de tir, la moyenne et la différence LSE a été trouvé comme suit :

$$\varepsilon = (\varepsilon_{10} - \varepsilon_{11}) / 2 \quad (7)$$

$$\Delta\varepsilon = \varepsilon_{10} - \varepsilon_{11} \quad (8)$$

Où :

ε : LSE

$\Delta\varepsilon$: LSE différence ε_{10} et ε_{11} -LSE de la bande 10 et 11.

Enfin, le LST en Kelvin a été déterminé à l'aide de l'algorithme SW.

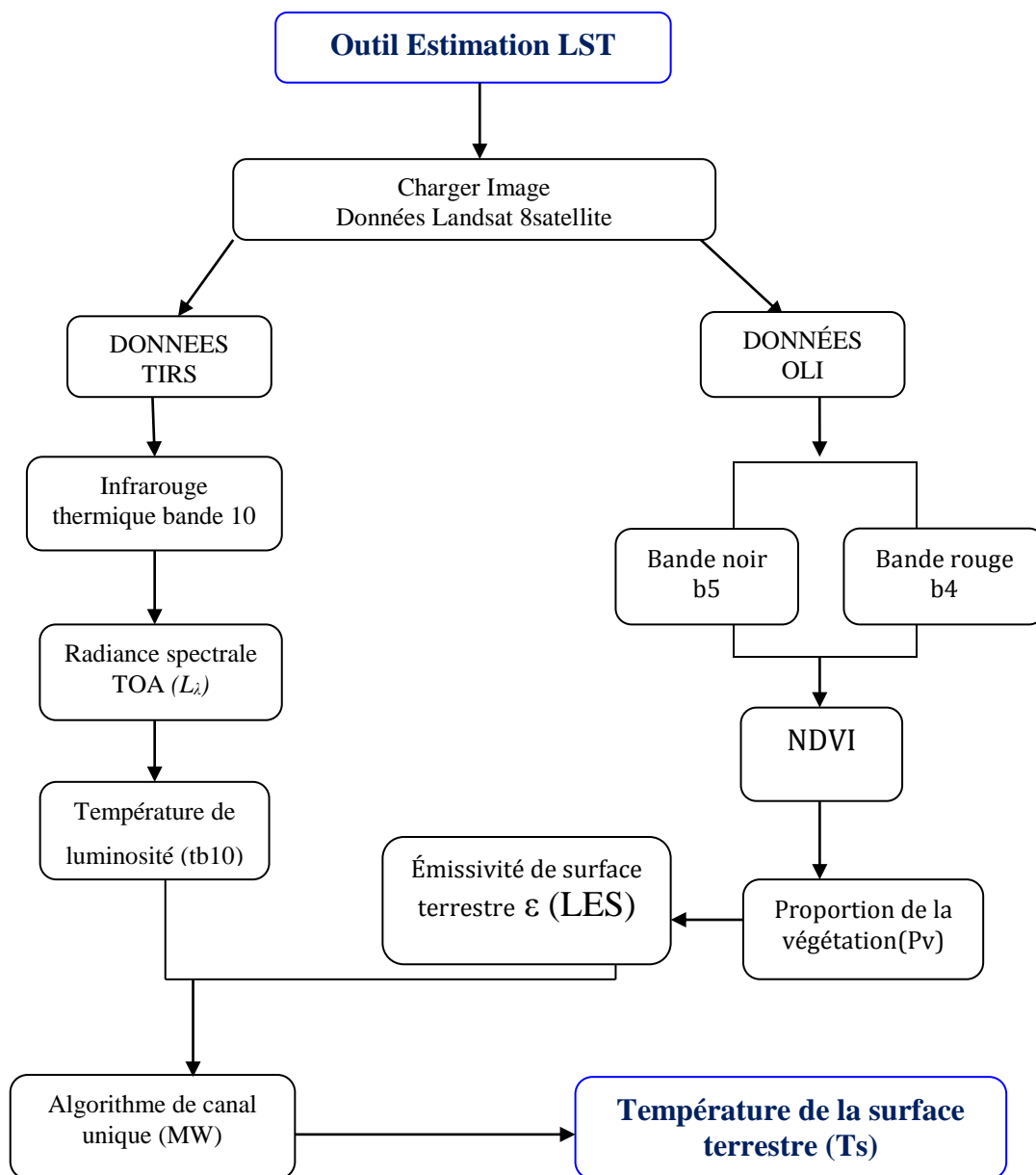


Figure 64 : L'organigramme principal de la récupération de LST à partir de l'image Landsat 8.

6.1.2.5 Température de surface terrestre :

Les capteurs Landsat 8 tirs acquièrent des données de température et stockent ces informations sous la forme d'un numéro numérique (DN) d'une portée comprise entre 0 et 255. La procédure détaillée étape par étape pour le calcul de la température de surface du sol (LST) est donnée ci-dessous :

$$LST = BT / (1 + W * (BT/p) * \ln(e)) \quad (9)$$

Où :

BT = à la température du satellite

W = longueur d'onde de l'éclat émis (11,5 μM)

p = h * C/S (1.438 * 10⁻² MK)

h = constante de Planck (6.626 * 10⁻³⁴ JS)

s = constante de Boltzmann (1,38 * 10⁻²³ J/K)

C = vitesse de la lumière (2,998 * 10⁸ m/s)

p = 14380

Tableau 29 : montre les caractéristiques spectrales de Landsat 8.

Landsat 8 Imageur terrestre opérationnel (OLI) et capteur infrarouge thermique (tirs)	Bandes	Longueur d'onde (Micromètres)	Résolution (m)
	Band 1 – Aérosol côtier	0.43 – 0.45	30
	Band 2 – Bleu	0.45 – 0.51	30
	Band 3 – vert	0.53 – 0.59	30
	Band 4 – Rouge	0.64 – 0.67	30
	Band 5 – Nir Infrarouge(NIR)	0.85 – 0.88	30
	Band 6 – SWIR 1	1.57 – 1.65	30
	Band 7 – SWIR 2	2.11 – 2.29	30
	Band 8 – Panchromatique	0.50 – 0.68	15
	Band 9 – Cirrus	1.36 – 1.38	30
	Band 10 – Thermique Infrarouge (TIRS) 1	10.60 – 11.19	100 * (30)
	Band 11 – Thermique Infrarouge (TIRS) 2	11.50 – 12.51	100 * (30)

Source: USGS

6.1.3 Exploitation :

6.1.3.1 Présentation de l'interface utilisateur réalisée :

L'interface assure le dialogue entre l'utilisateur et l'application. L'architecture générale de L'interface réalisée est illustrée par la Figure 2 suivante. Elle dispose de modules accessibles à partir d'onglets et de sous onglet. L'interface de premier niveau comprend :

- Fenêtre de l'Arc Map : permet d'accéder aux données satellitaires, à savoir la radiance et la température au niveau du capteur.
- Raster calculator : assure le calcul de la radiance, NDVI, de l'émissivité, la température de surface terrestre avec les différentes équations.

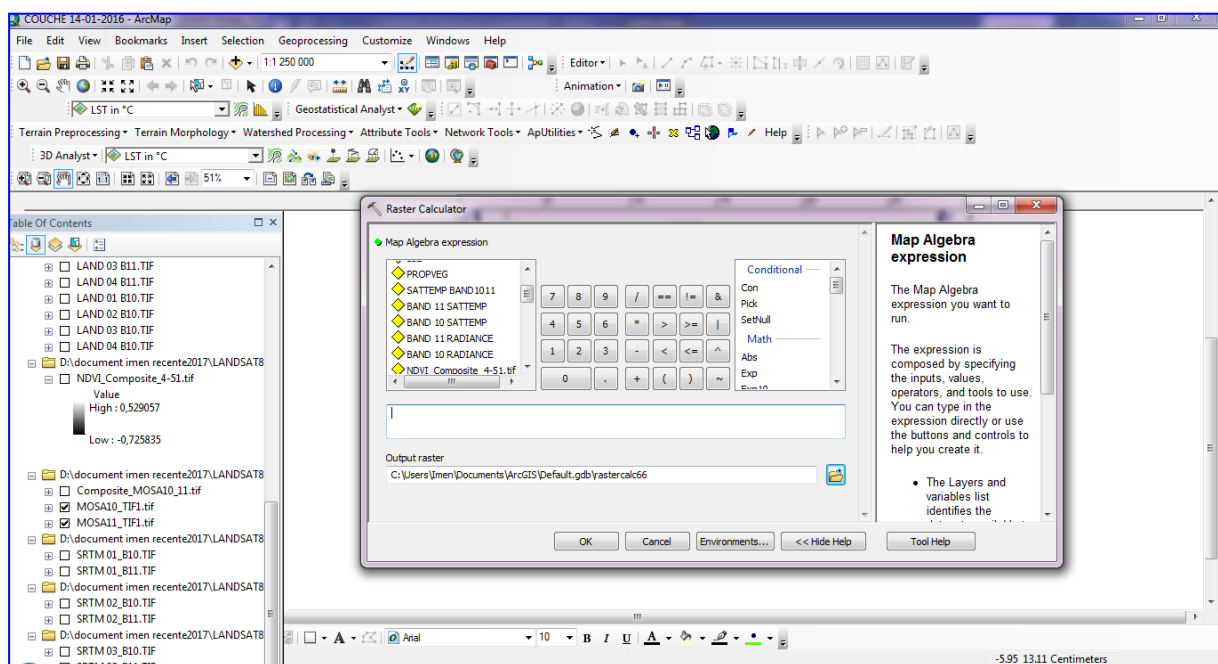


Figure 65 : Interface de l'application utilisateur.

6.1.3.2 Chargement des paramètres d'entrée et connexion à des bases de données externes

La figure 3 donne un aperçu des modules développés et constituant l'application réalisée. Elle montre en particulier :

- i) L'accès à la plateforme d'images (Mosaic des images satellitaire)
- ii) Le chargement des paramètres d'entrée (band 10/band11)
- iii) Les modules de calculs, chaque paramètre avec son équation)

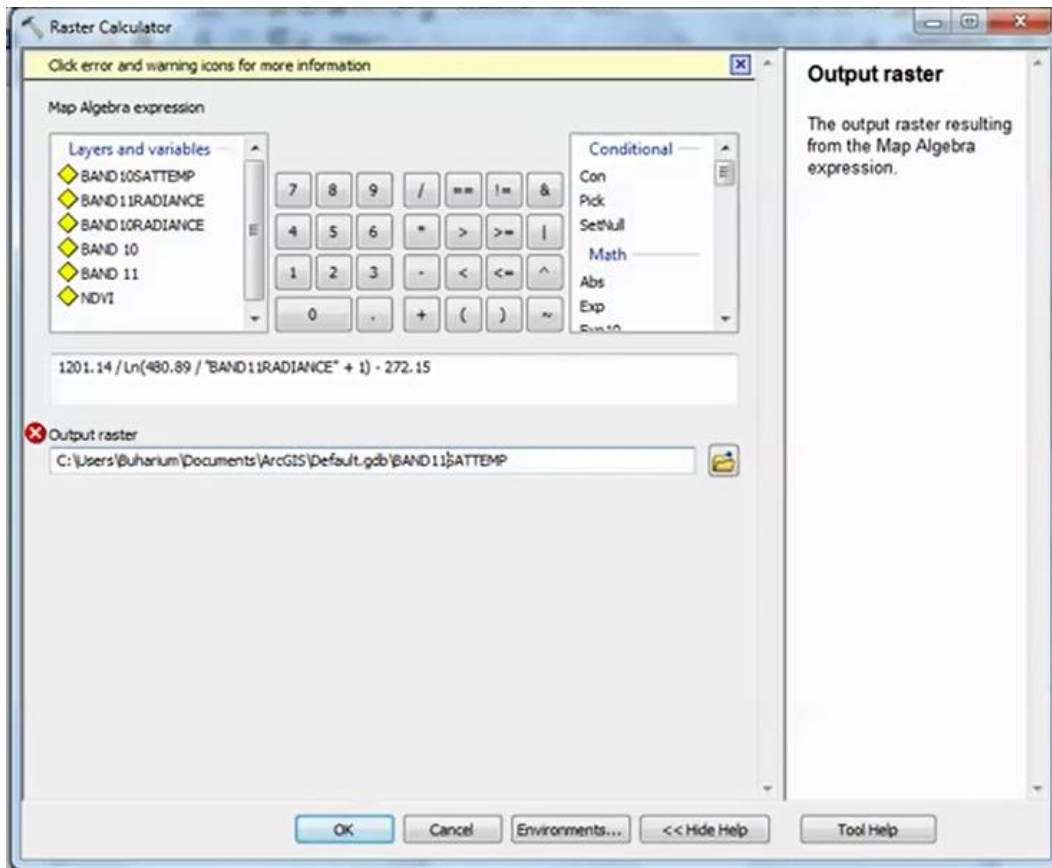


Figure 66 : Chargement des paramètres d'entrée de l'interface réalisée.

6.1.4 Traitements :

Les calculs se font en mémoire et les résultats sont stockés en forme d'image GeoTIF (*.tif) qui ont les mêmes dimensions que les données d'entrées. C'est l'utilisateur qui choisit le répertoire de sortie. Pour estimer la température de surface, plusieurs paramètres doivent être déterminés au préalable comme le montre les figures suivantes (67 et 68).

6.1.4.1 Calcul de la Radiance au niveau du capteur :

Le calcul des données au niveau du capteur regroupe le calcul de la radiance ainsi que la température au niveau du capteur. Certaines images comme le type ASTER et MODIS donnent la radiance sous forme de produits ; qui sont des données déjà traitées et enregistrées sous forme de radiance, par contre pour Landsat, le produit de la radiance n'est pas disponible, il faut le calculé par leur équation. Ce paramètre est illustré par la figure 67 :

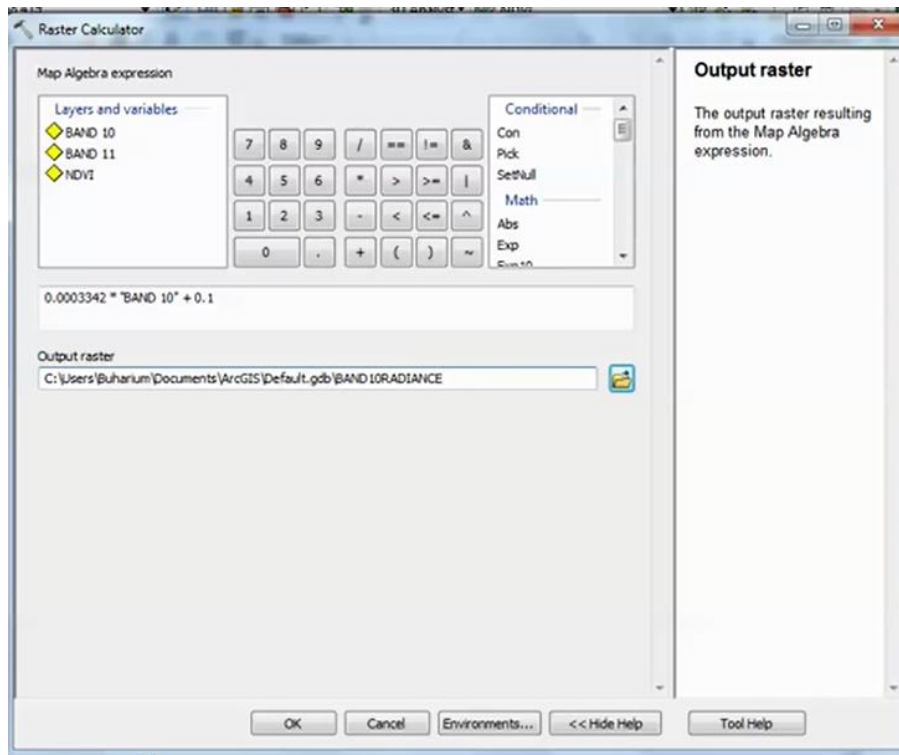


Figure 67 : Module de calcul de la radiance au niveau du capteur.

6.I.4.2 Calcul de l'émissivité basé sur le seuil de NDVI :

On se basant sur les valeurs seuil de l'NDVI pour distinguer entre les valeurs des pixels d'un sol nu et de la végétation, la figure 68 illustre les différents paramètres d'entrée à savoir l'NDVI et l'émissivité du sol nu et de la végétation et la réflectance du canal rouge.

- ouvrir Arc toolbox on ArcMap, dans Arc toolbox ouvrir Raster calculator (Arc toolbox > Spatial Analyst tool > Map Algebra tool > Raster Calculator too).

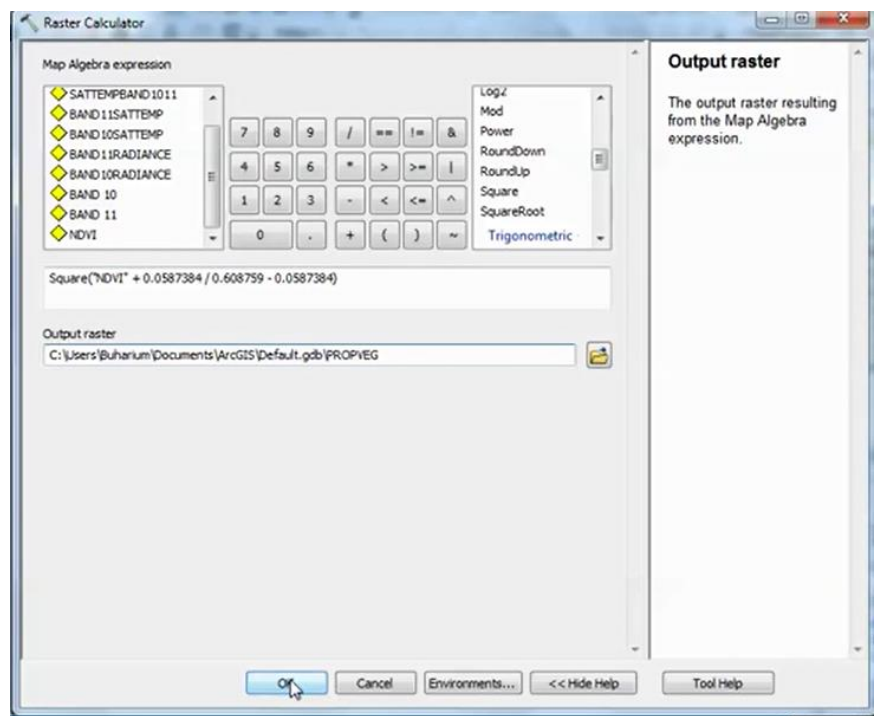


Figure 68 : Interface de calcul de l'émissivité basée sur le seuil de NDVI.

6.2. Résultats et interprétations :

✚ Description des données de la zone d'étude :

La région d'étude est située dans le Nord-est de l'Algérie, dans la partie orientale de l'atlas saharien, Elle se trouve approximativement dans la fourchette des coordonnées géographiques suivantes : $5^{\circ}57,8$ - $7^{\circ}15,7$ Est et les latitudes $35^{\circ}00,00$ - $35^{\circ}52,31$ Nord (Figure.69) avec une superficie de 27180 km². Elle connaît deux type de climats, continentale aride et saharien. La zone d'étude contient trois principaux types de reliefs et par conséquent de couverture végétale. Les zones montagneuses situées au Nord-ouest sont représentés par les forêts denses de Chelia, le désert de Khanguet Sidi Nadji est situé dans la partie sud-est et sud-ouest et la plaine d'El Maadhère est localisée en milieu de la région d'étude (Figure 69).

Le temps d'acquisition et les conditions météorologiques ne sont pas exactement semblables pour les quatre images Landsat 8. Les valeurs en pixels des cartes LST ont été normalisées en utilisant la différence maximale avec la méthode de normalisation avant une analyse poussée.

Le LST normalisé des cartes (Figure 72, 74, 76,78) illustrent clairement les schémas spatiaux de l'environnement thermique en quatre saisons de l'année 2016 dans la région d'étude. L'estimation de la température de surface permet d'estimer les valeurs de la température de l'air à travers l'équation de gradient tracé pour chaque saison (figure 73, 75, 77,79).

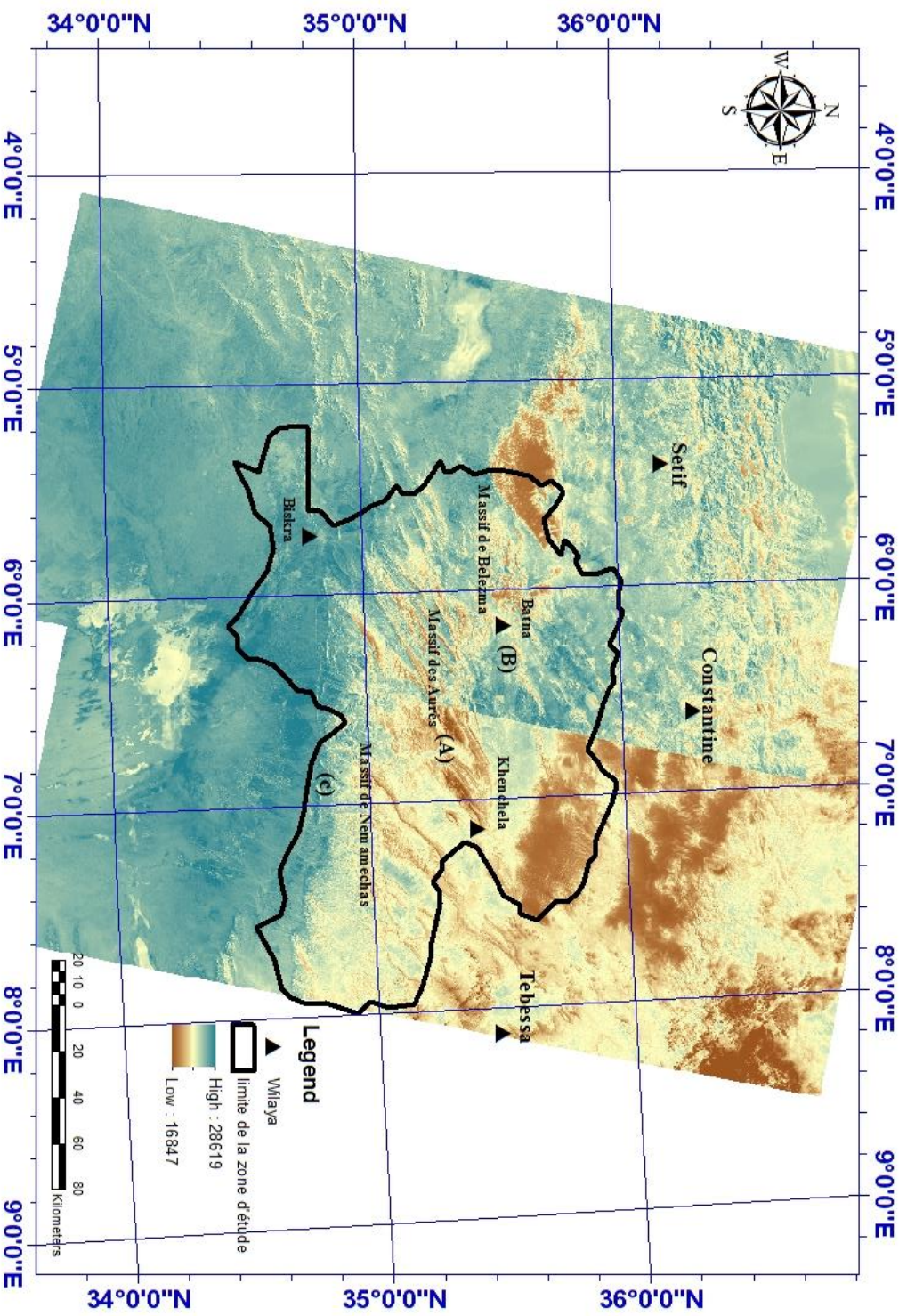
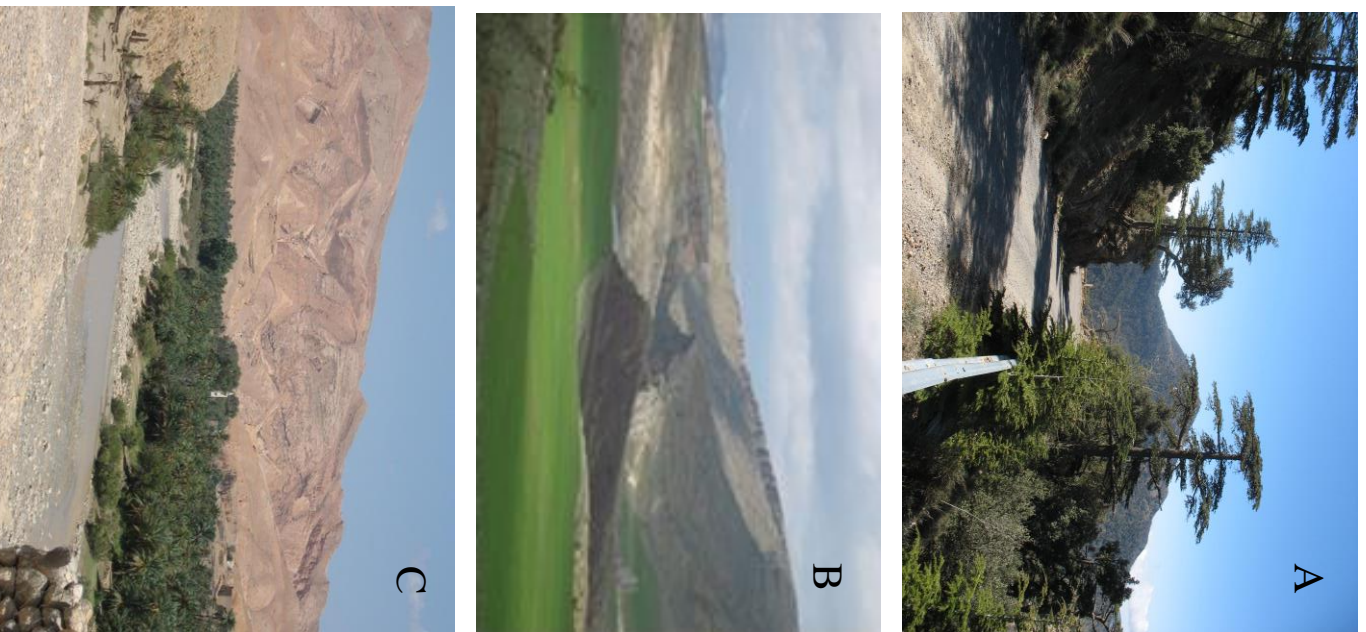


Figure 69 : localisation de la région d'étude dans les quatre images satellitaires Landsat 8 (bandes 10) avec les trois sites exemplaires (A, B, C)

6.2.1 Cartographie des températures de surface terrestre des quatre saisons :

La cartographie de la température de surface terrestre au cours des saisons humides et sèches a pour but d'évaluer spatialement les amplitudes de changements à l'échelle annuelle. Pour réaliser cette tâche il faut calculer et cartographie les principaux paramètres de détermination des températures de surface terrestre de chaque saison ; le LES (émissivité de surface terrestre) et le NDVI (indice de végétation normalisé).

6.2.1.1 Variation spatiale de l'émissivité (LES) :

C'est la première validation de la méthode d'observation de canal-unique (Mono-Window) des quatre saisons sur la plateforme Landsat 8 tirs (de Janvier 2016 à Novembre 2016). Elle est interprétée par l'intermédiaire d'émissivité, de l'indice de végétation normalisé et de température de surface saisonnière de la région d'étude.

À titre d'exemple, la (**Figure 70**) montre les moyennes obtenues pour l'émissivité de surface terrestre calculer par un seul canal de satellite Landsat 8 pour un mois de chaque saison à étudier de l'année 2016. L'analyse spatiale de ces cartes montre des valeurs d'émissivités les plus élevées dans les régions montagneuses que dans les zones plates et sahariennes. Qualitativement, ces résultats sont en accord avec la nature de terrain observé.

Les zones des plaines et sahariennes sont caractérisées par des valeurs d'émissivités faibles comme la zone Sud et Sud-est de la région d'étude (Biskra, Khanguet Sidi Nadji, chechar, Seiar), les zones montagneuses du Nord et de centre de la région d'étude sont clairement identifiés tel que Massif des Aurès, Belezma, dont les émissivités comprises de 0.90 à 0.99 plus que pour les régions purement sableuses.

En générale, les valeurs d'émissivités des quatre saisons sont très proches comme montre le (**Tableau 30**), mais en peut caractériser les zones de différentes altitudes sur la base de la carte d'analyse spatiale.

Tableau 30 : valeurs d'émissivité des quatre saisons

Classe	LES (14/01/2016)	LES (30/05/2016)	LES (08/07/2016)	LES (13/11/2016)
Forêt dense	0.9892	0.9882	0.9874	0.9890
Végétation	0.9880	0.9872	0.9870	0.9884
Sol nu	0.9870	0.9868	0.9868	0.9875
Bâti	0.9878	0.9870	0.9867	0.9877

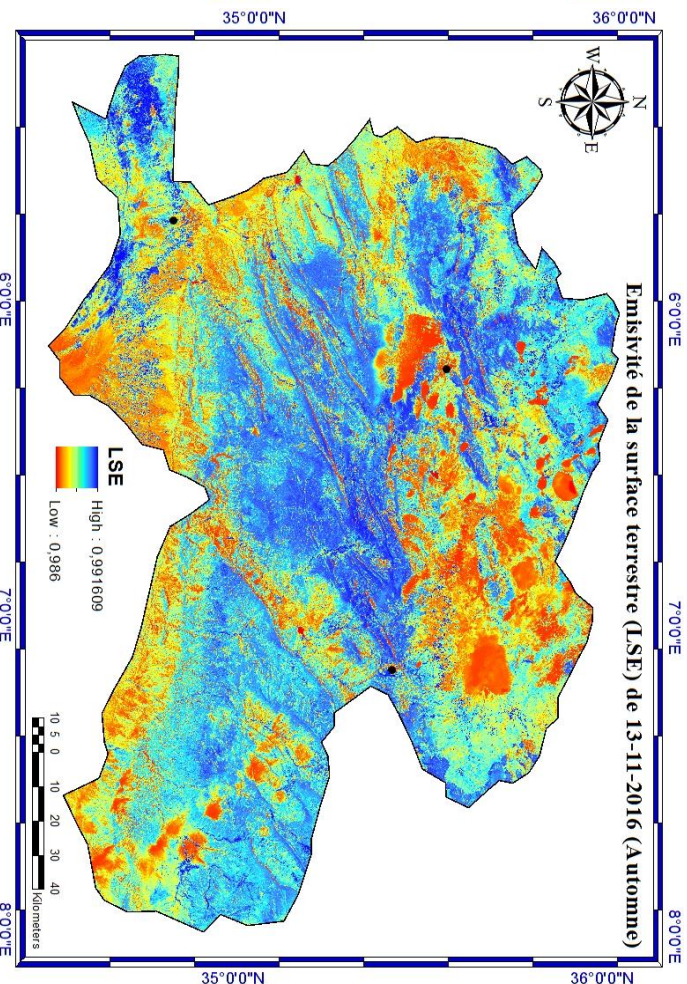
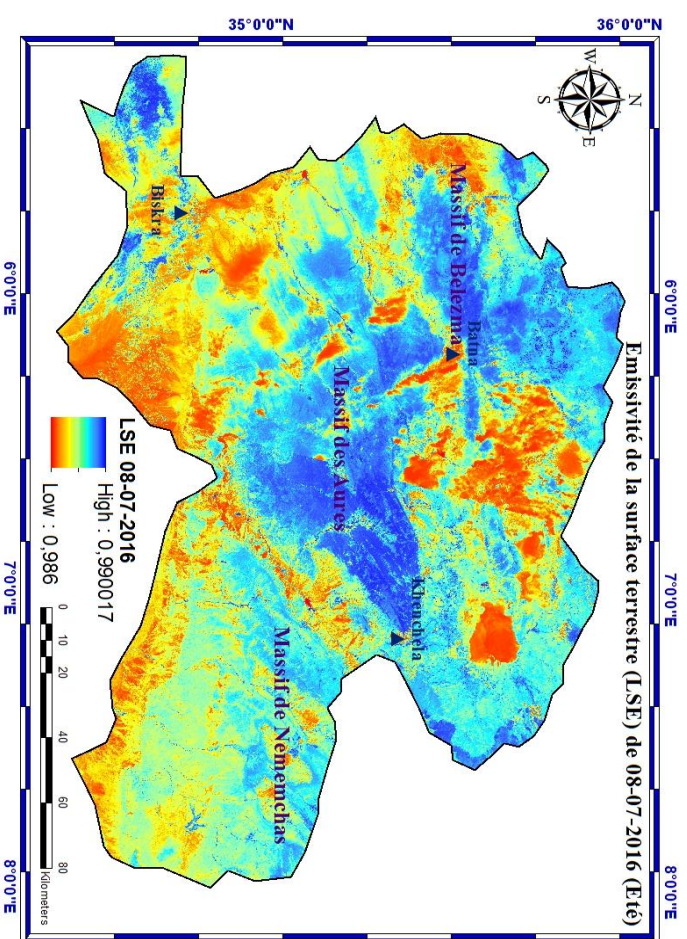
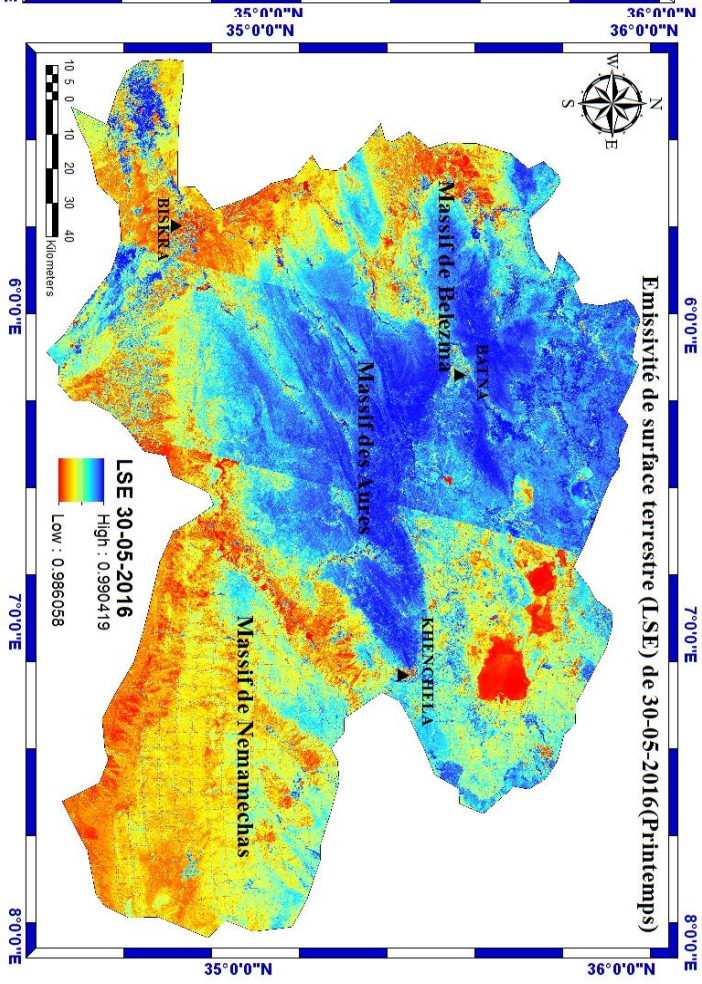
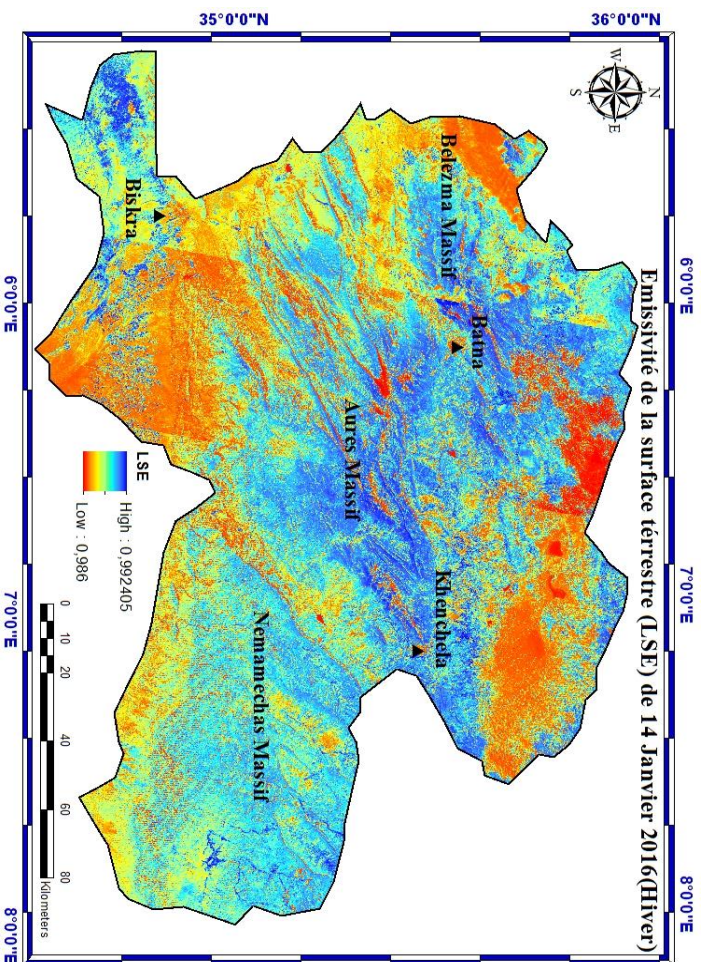


Figure 70 : distribution spatiale de l'emissivité de la surface terrestre des quatre saisons dans la région d'étude

6.2.1.2 Répartition spatiale de l'indice de végétation normalisé (NDVI) :

Le tableau 31 montre les valeurs de réflectance de NDVI de l'un des types de couvertures typiques. L'eau a généralement une valeur de moins de 0, les sols nus entre 0 et 0,1 et la végétation de plus de 0,1. Dans notre cas, nous utilisons l'image Landsat acquise à partir de l'USGS Earth Explorer. Les données sont au format géo Tiff avec une résolution radiométrique de 16 bits (allant de 0-65535). Les images Landsat 8 Opérationnel Land Imager (OLI) et le capteur infrarouge thermique (TIRS) se composent de neuf bandes spectrales avec une résolution spatiale de 30 mètres pour les bandes 1 à 7 et 9. La résolution pour la bande 8 (panchromatique) est de 15 mètres. En outre, il a également deux bandes IR thermique avec une résolution spatiale de 100M. Avant de calculer l'information, les données DN doivent être converties en réflectances en utilisant les équations indiquées dans leur site Web. Ici, les bandes rouges et NIR sont respectivement 4 et 5.

Tableau 31 : les valeurs d'indice de végétation normalisé dans les zones typiques (NDVI)

Classe	NDVI (14/01/2016)	NDVI (30/05/2016)	NDVI (08/07/2016)	NDVI (13/11/2016)
Forêt dense	0.3054	0.4657	0.2982	0.2739
Végétation	0.2330	0.4180	0.2376	0.1931
Sol nu	0.0535	0.1182	0.1070	0.0981
Bâti	0.1215	0.1343	0.065	0.0477
Eau	-0.0694	-0.1077	-0.031	-0.0965

L'indice de végétation (différence normalisée) a été calculé pour les classes de végétations de NIR et de bandes rouges. L'élément de mesure est l'indicateur sans dimension qui varie entre (-1 et 1). L'environnement de la végétation est plus élevé pour la végétation dense (les forêts des massifs) et plus faible pour la végétation clairsemée. On a utilisé le classement de Tableau 4 à savoir la densité dense, modérée et clairsemée des zones de la région d'étude. La classe « dense » est assignée pour laquelle l'indice est plus élevé que 0,45, « modéré » 0,30-0,45 et « clairsemé » à un niveau inférieur à 0,30. L'identification des végétations est basée sur le fait que chaque type de végétation a une signature spectrale unique. La réponse spectrale typique des végétations montre une absorption due à des pigments dans la région visible (0,4-0,7 μm), une forte réflectance dans la région proche infrarouge en raison des structures cellulaires internes des feuilles et l'absorption à 1,45, 1,95 et 2,6 μm bandes spectrales en raison de la teneur en eau.

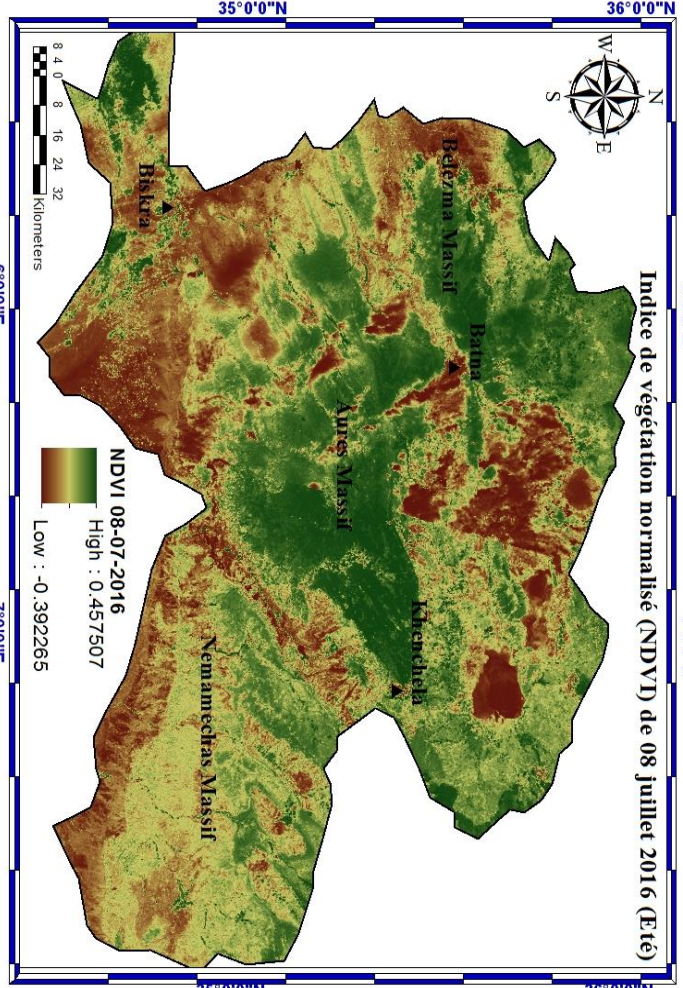
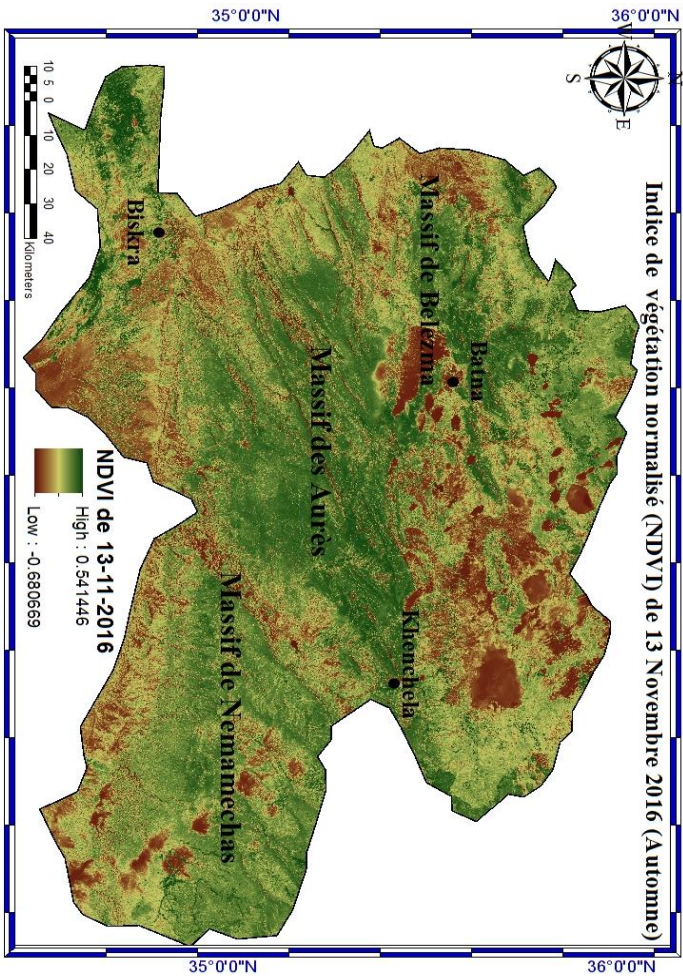
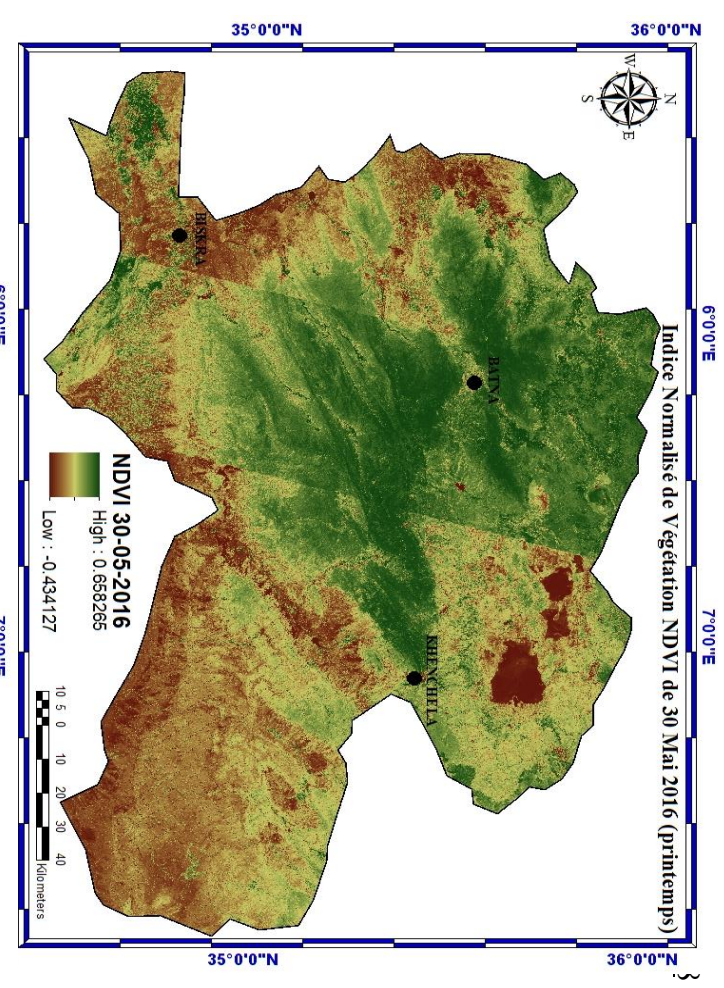
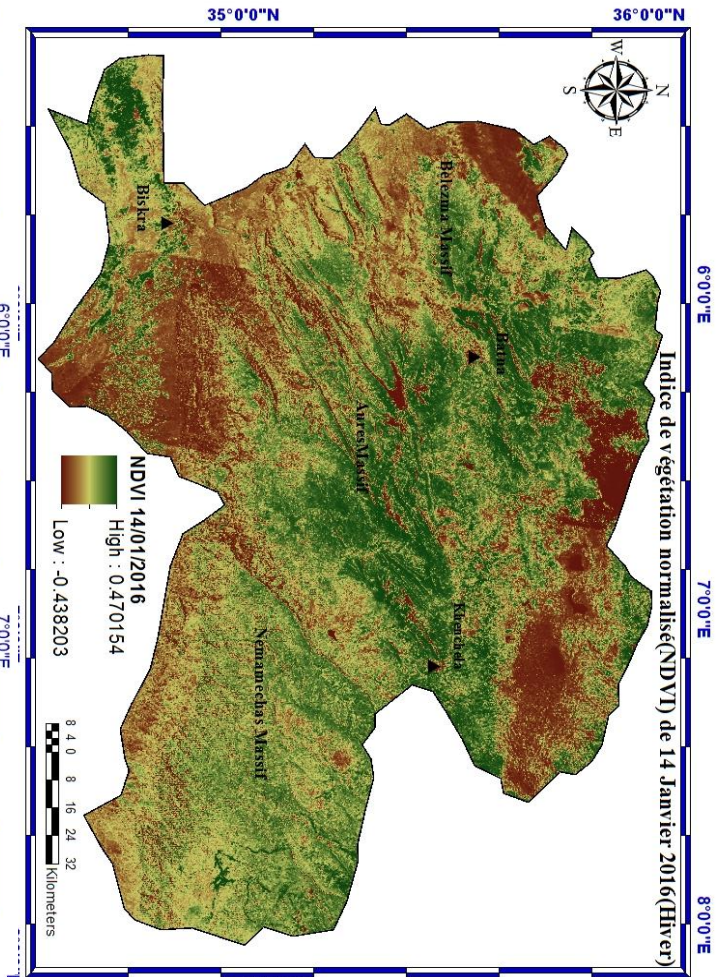


Figure 71 : distribution spatiale de l'indice de végétation normalisé des quatre saisons de la région d'étude

6.2.1.3 Répartition spatiale de la température de surface (LST) saisonnière :

La température de la surface du sol (LST) est un aspect important dans les études de changements régionaux durant le contrôle du changement climatique et de l'équilibrage de la température élevée. L'urbanisation est l'un des facteurs influençant l'augmentation de la température atmosphérique de la surface terrestre par l'émission de gaz de types CO₂, NO et le méthane sous l'effet de serre. Dans la présente étude, LST a été dérivé de Landsat-8 de données multi temporelle fixe pour analyser la structure spatiale de l'environnement thermique de la région d'étude par rapport aux caractéristiques de surface et la couverture terrestre. LST est influencée par les gaz et le CO₂ joue un rôle important dans l'augmentation de la température de la surface de la terre. Les deux bandes thermiques (10 et 11) de Landsat-8 ont été utilisées pour calculer avec précision la température de surface du sol de la zone d'étude.

A. Répartition spatiale de la température de surface (LST) d'Hiver :

La Figure 72 représente la répartition spatiale de la température de surface du sol en termes de différents types d'utilisation et de couverture des terres. Le Tableau 32 montre les Altitudes, les températures moyennes de surface terrestre, les températures de l'air. Il ressort clairement de la Figure 9 que les zones montagneuses ont là la plus basse température de surface suivie par les zones d'agricoles et de végétations, suburbaine et urbaine tandis que les zones désertiques ou sahariennes ont marqué la plus haute température de surface.

La distribution spatiale des températures de surface enregistre des valeurs entre -3 et 7 °c dans les zones qui ont des altitudes très élevés comme les montagnes de Belezma au Nord-ouest et Chelia au centre de la région d'étude, les valeurs moyennes sont enregistrées dans les zone des plaines ou les vastes terres plates, comme la région de Ain Baida et Ain Djasser au Nord-est et Khenchela et chechar au Sud-est, avec des valeurs entre 11-14 et 14-17°c. Le LST le plus élevé a été observé dans la zone de sable ou saharienne comme la région de Djamorah et Biskra au Sud et El mita et Khanguet sidi Naji au Sud est où le l'évapotranspiration tend à zéro en raison de l'absence de végétation, avec des valeurs entre 17 et 27 °c.

Le tableau 5 présente les valeurs de la température de l'air estimer à partir de la température de la surface du sol calculer, le gradient tracé dans la figure 10 indique la forte corrélation entre les deux dans la saison d'Hiver, $R^2=0.98$, de cette façon on peut calculer la température de l'air à partir de la température de surface du sol dans les régions qui n'avaient pas des stations météorologiques.

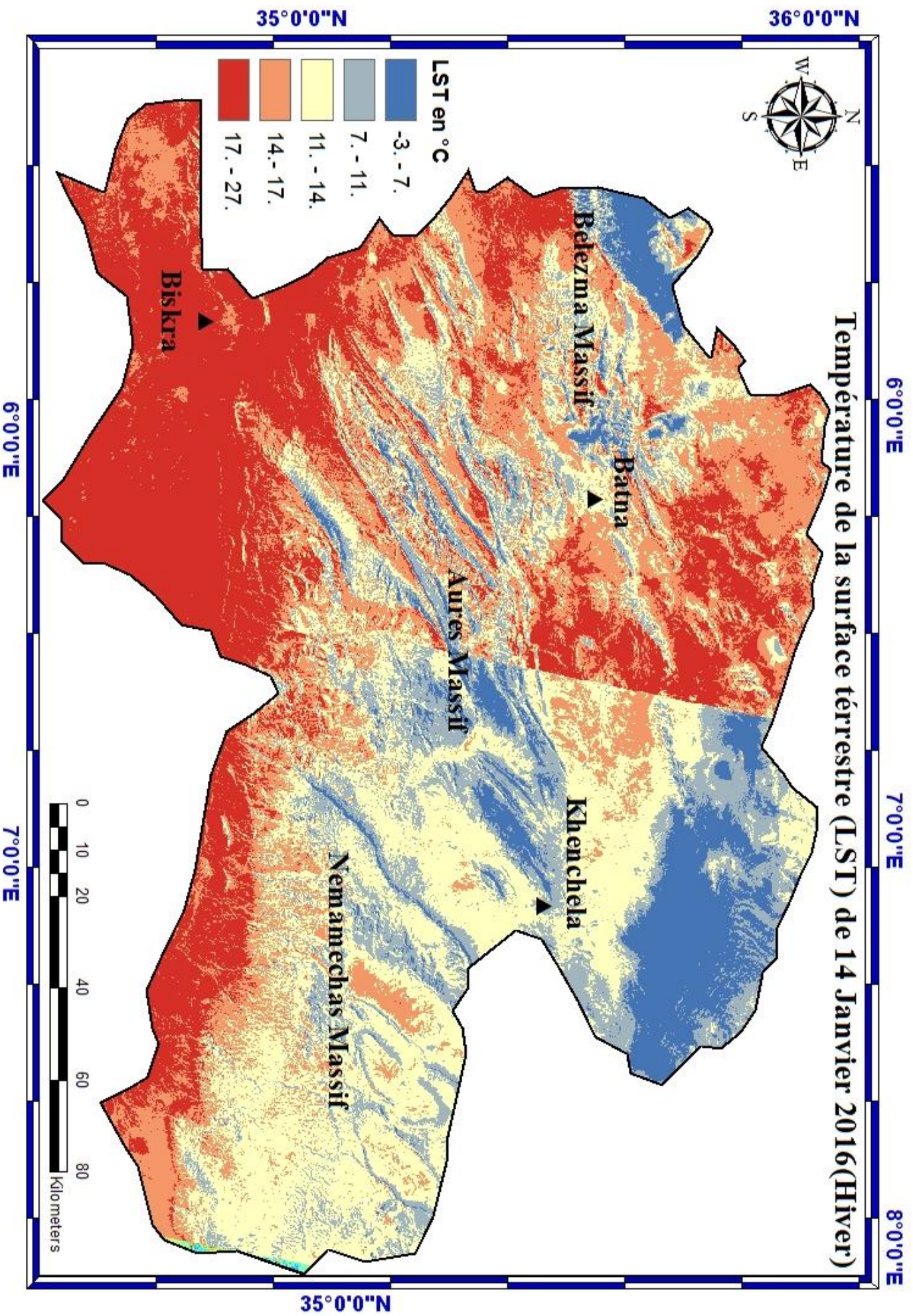


Figure 72 : distribution spatiale de la température de surface de l'Hiver dans la région d'étude

Tableau 32: Valeurs des températures de surface de sol et températures de l'air de L'Hiver.

Altitude(m)	Ts (°c)	Tair (°c)
1052	11.81	7.50
87	18.97	13.20
694	15.64	7.80
1038	11.52	7.80
813	11.84	9.00
913	16.58	10.50
1432	17.14	10.82
2088	-0.04	0.86
1916	2.56	2.36
834	4.11	3.26
1974	4.60	3.55
1010	12.37	8.05
866	17.19	10.85
1171	10.12	6.75
978	20.21	12.60
1049	13.72	8.84
585	18.62	11.68
-19	20.61	12.83
138	16.92	10.69
273	19.57	12.23
844	12.46	8.11
1262	9.21	6.22
1953	-0.05	0.85
1535	3.70	3.03
1636	6.37	4.57
1835	4.65	3.58
1126	19.32	12.09
965	10.35	6.88
1423	5.35	3.98
966	13.38	8.64
4	20.22	12.61
-26	19.55	12.22

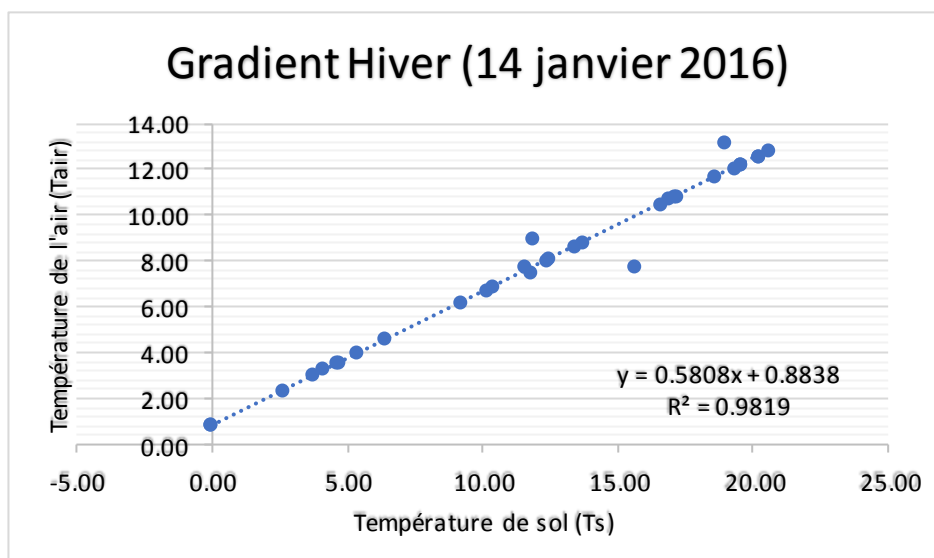


Figure 73 : Gradient thermique des températures **Ts** et **Tair** de l'hiver

B. Répartition spatiale de la température de surface (LST) de Printemps :

La résolution de 30 m de la bande thermique permet de déterminer le schéma spatial et l'ampleur de la distribution LST dans la région d'étude. On voit clairement dans la Figure 74 que la diversité de la géométrie de surface génère un intervalle de 13° c à la température LST de 30 Mai 2016. Le Nord-est de la zone d'étude subit un excédent de chaleur important en raison de la construction de superficiel imperméable (Garaat Tarf à Ain Baida), les valeurs maximales sont enregistrées dans cette région de 36°c et plus. La surface de la température diminue rapidement, donc le LST le plus bas se trouve dans les régions forestières (massif de Belezma, les Aurès) avec des valeurs de 7°c à 23°c. Les valeurs moyennes sont enregistrées dans les piémonts des montagnes et les régions plates surtout à l'Ouest et Sud-ouest de la région d'étude avec 23°c à 29°c de température de sol. À partir de La carte de la distribution spatiale des températures de sol on distingue trois types principaux de surface terrestre, les montagnes, les plaines et les surfaces imperméables.

Au printemps, la variation des températures du sol est moins par rapport à l'hiver et le coefficient de corrélation égale à 0.759 (Figure 75).

Dans le Tableau 6, les valeurs de température T_s et T_{air} sont très rapprochées malgré les altitudes différentes de Nord vers le Sud, de l'Ouest à l'Est.

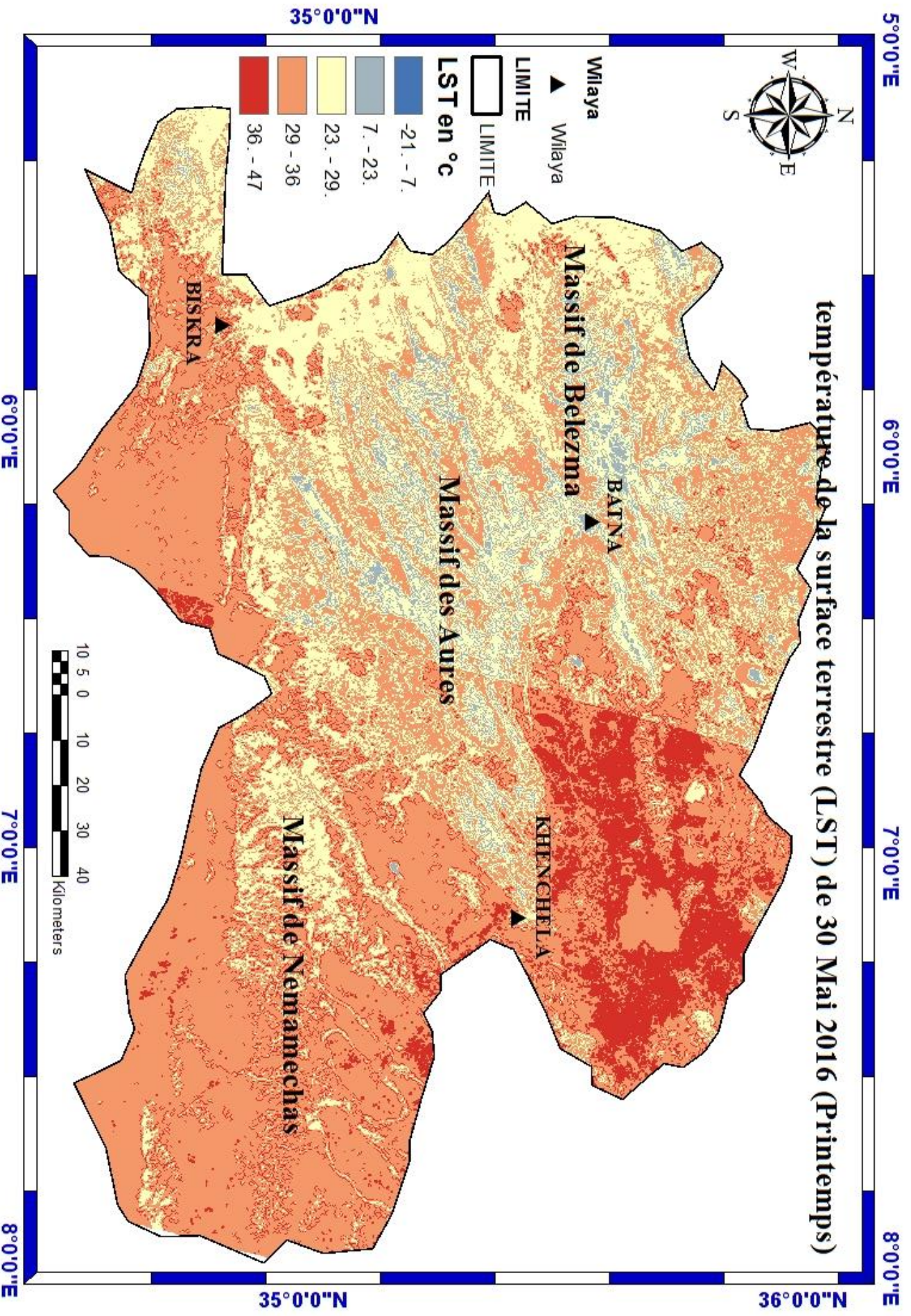


Figure 74 : distribution spatiale de la température de surface de Printemps dans la région d'étude

Tableau 33 : Valeurs des températures de surface de sol et températures de l'air de Printemps.

Altitude (m)	Ts (°c)	Tair (°c)
1052	22.98	30.00
87	30.00	34.00
694	29.87	28.20
1038	23.00	26.40
813	36.19	31.20
662	36.20	32.01
1635	22.99	28.54
1467	29.82	30.33
860	42.19	33.58
1126	23.00	28.54
504	29.77	30.32
50	36.15	31.99
66	42.21	33.58
1201	29.74	30.31
1427	22.98	28.53
552	36.19	32.00
82	42.21	33.58
1893	23.00	28.54
1055	22.96	28.53
2231	23.02	28.55
1070	36.23	32.01
1529	22.90	28.51
1382	29.86	30.34
258	36.14	31.99
1337	36.23	32.01

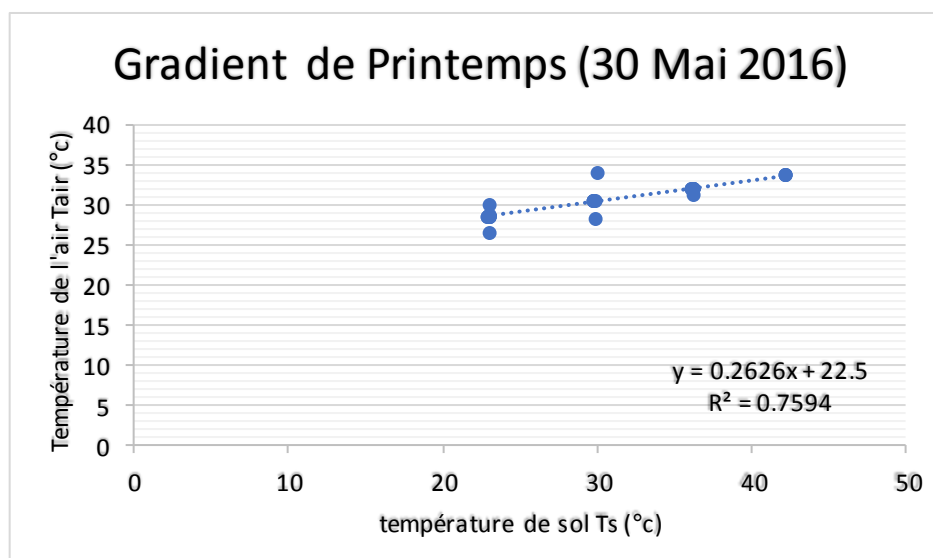


Figure 75 : Gradient thermique des températures **Ts** et **Tair** de Printemps

C. Répartition spatiale de la température de surface (LST) de l'Été :

Les résultats quantitatifs suggèrent que le LST le plus élevé était de 35 – 47 ° c provoquant une vaste charge thermique de la zone d'étude. LST 42 ° c et 15 ° c se sont avérés être les températures les plus extrêmes enregistrées dans la région d'étude (**Tableau 34**). Selon la carte de distribution spatiale (**Figure 76**) la partie Nord-est de la région d'étude représente la partie la plus chaude en raison de surface nue et/ou formation de sol imperméable mais la partie Nord-ouest et les zones montagneuses des grandes altitudes sont plus fraîches en raison des zones agricoles et forêts denses.

Selon la (**Figure 76**), la partie la plus chaude qui regroupe la formation nue et imperméable est représentée par la couleur rouge. La couleur bleu tonique représente les terres agricoles couvertes de végétation verte et les surfaces d'eau et la couleur jaune représente les zones des piémonts ou des oasis.

Le gradient tracé dans la (**Figure 77**) représente une corrélation très significative entre les températures du sol et les températures de l'air, le R2 égale à 0.809 dans la saison d'été.

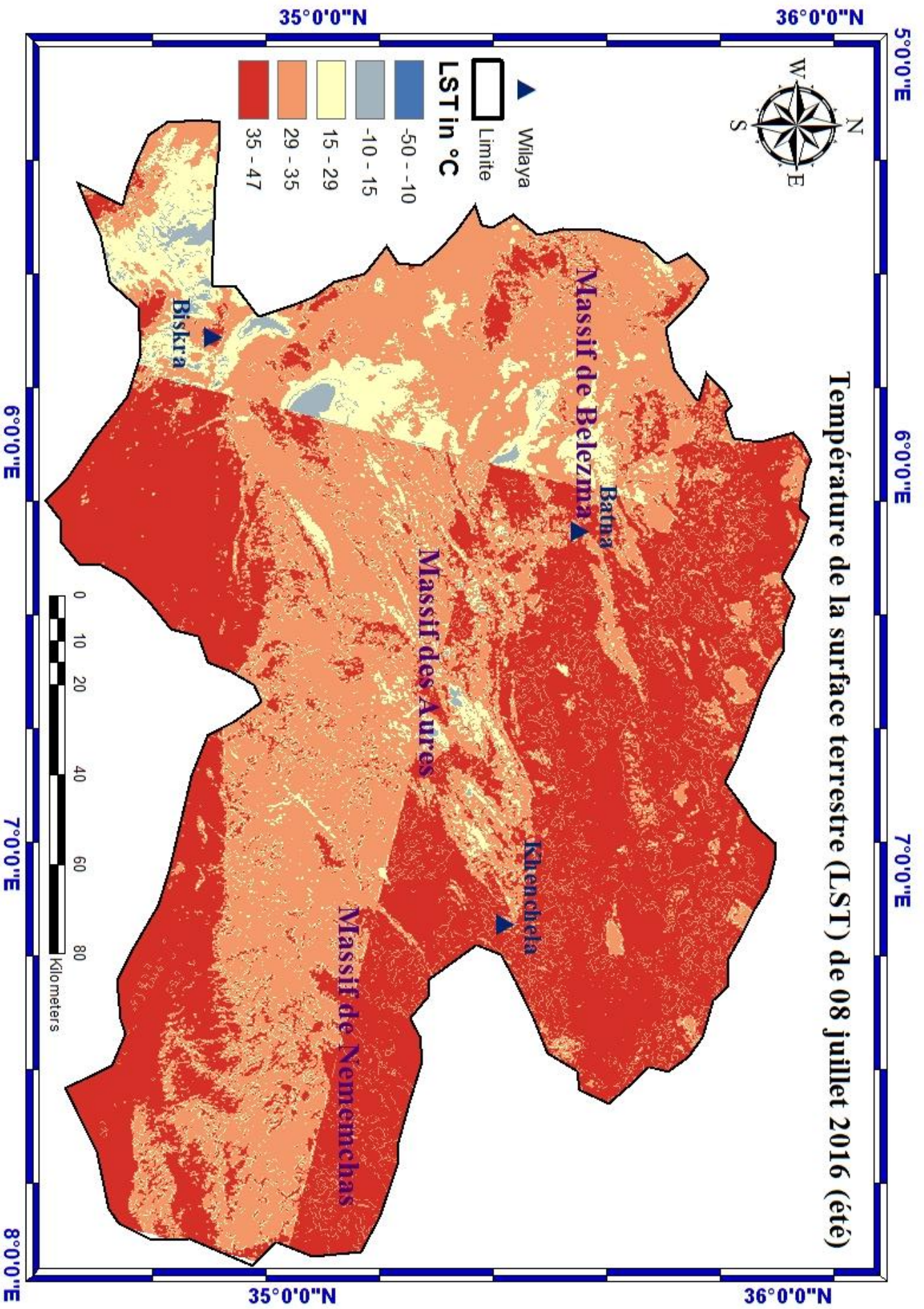


Figure 76 : distribution spatiale de la température de surface d'été dans la région d'étude

Tableau 34 : Valeurs des températures de surface de sol et températures de l’air d’été.

Altitude	Ts	Tair
1052	36.15	31.00
87	36.14	33.00
694	36.12	33.00
1038	15.68	30,8
813	36.12	30,6
50	36.12	32.23
1363	29.70	31.50
874	42.13	32.95
1268	15.70	29.78
709	22.90	30.65
1554	15.67	29.80
2041	15.69	29.78
1430	7.82	28.80
1112	36.07	32.17
1200	36.14	32.18
1265	22.93	30.61
1406	29.73	31.42
1369	36.15	32.18
1633	7.81	28.82
134	36.10	32.17
974	42.16	32.89

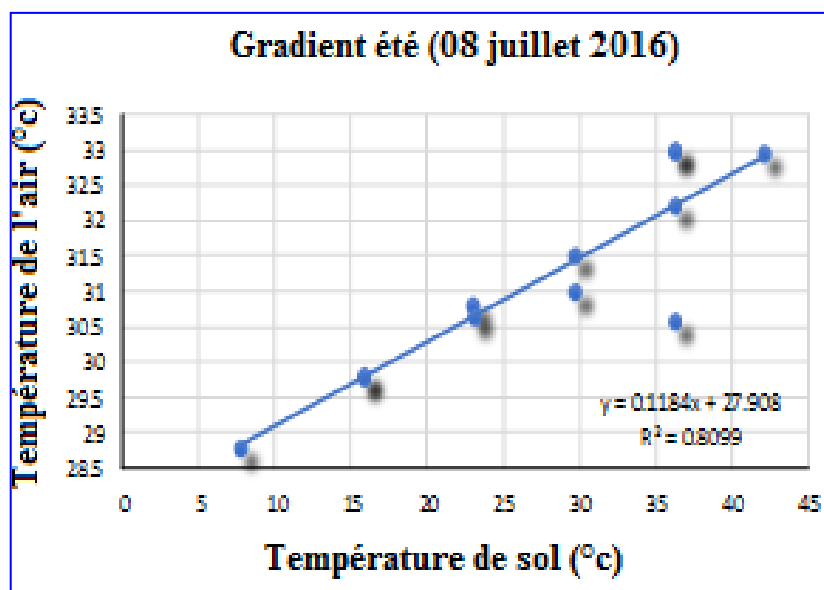


Figure 77 : Gradient thermique des températures Ts et Tair d’été.

D. Répartition spatiale de la température de surface (LST) d'Automne :

Durant cette saison, la caractérisation de la température de surface est très nette par rapport aux saisons précédentes, les valeurs variables des températures de sol sont en fonction de relief, de l'altitude et de l'exposition des versants. Ce dernier joue un rôle très important dans la distribution spatiale des températures. Les régions des massifs enregistrent des valeurs entre -2 à 9 °c et de 9 à 15°c (**Tableau 36**). Les températures enregistrées sont : moins de 9°c dans la zone montagneuse, entre 9°c à 19°c dans les régions ouvertes (les terres agricoles et les plaines) et plus de 19°c dans les zones sahariennes.

Les caractéristiques de la répartition spatiale de la température de surface terrestre selon la température de sol estimé par les algorithmes montrent une corrélation très forte, le R2 est égal à 0.99. Les résultats indiquent que les valeurs de température de l'air obtenu par l'équation de la température de sol est très proche aux valeurs des stations météorologiques (**Figure78**).

Généralement, la corrélation entre les températures de sol mesurés et les températures de l'aire estimé est très forte dans les quatre saisons, ces résultats sont importants pour trouver la bonne solution d'estimation des températures de l'air dans les zones dépourvues des stations météorologiques. Le (**Tableau 35**), présentes les équations des coefficients de corrélations de chaque saison.

Tableau 35 : coefficient de corrélation entre Ts et Tair des quatre saisons de l'année 2016.

Saison	Équation	R	R ²
Hiver	$Y=0.5808x+0.8838$	R=0.99	R ² =0.9819
Printemps	$Y=0.2626x+22.5$	R=0.87	R ² =0.7594
Été	$Y=0.1184x+27.908$	R=0.89	R ² =0.8099
Automne	$Y=1.3538x-10.564$	R=0.99	R ² =0.9911

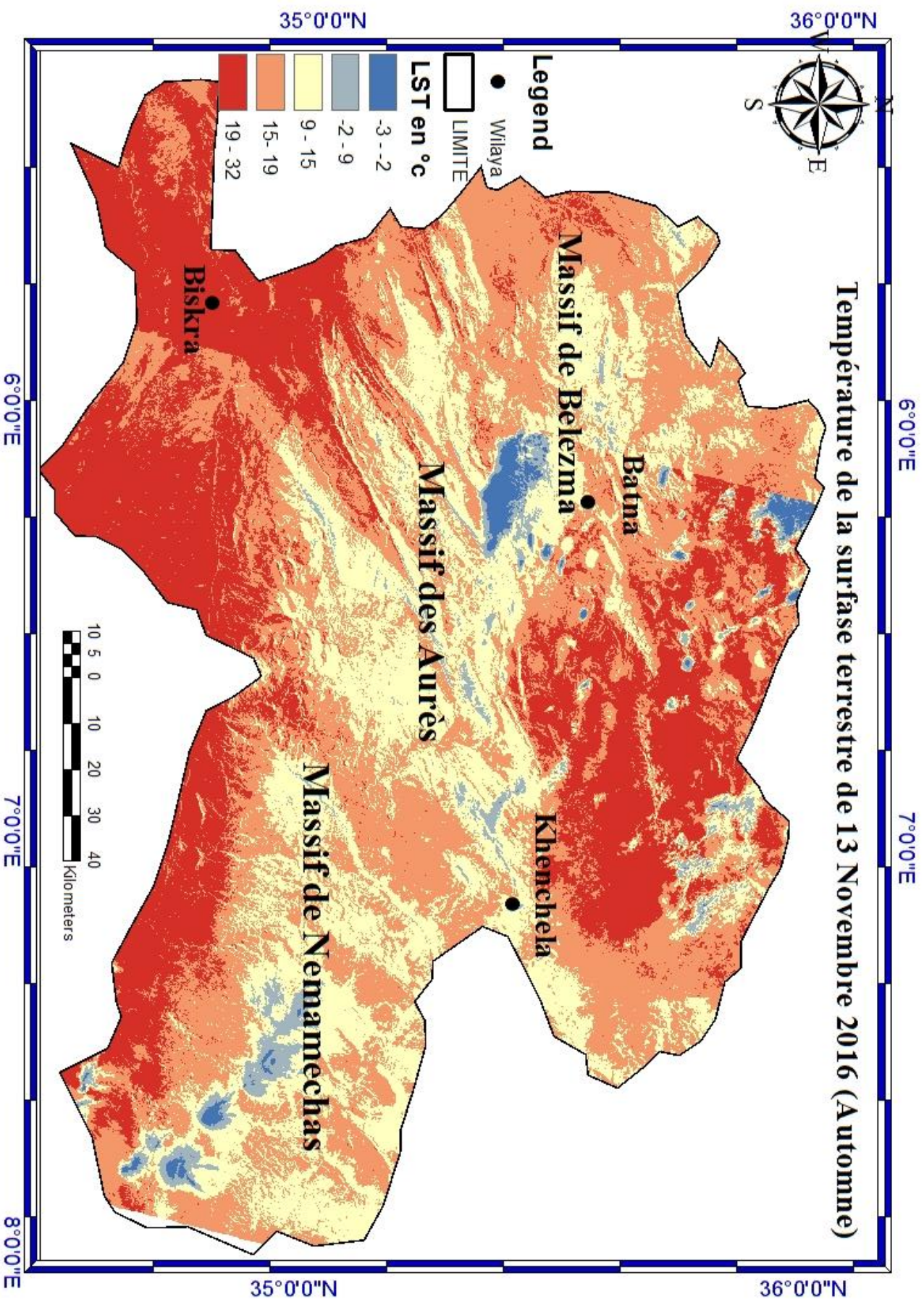


Figure 78 : distribution spatiale de la température de surface d'Automne dans la région d'étude

Tableau 36 : Valeurs des températures de surface de sol et températures de l’air d’Automne.

altitude	Ts	Tair
1052	14.66	7.70
87	20.88	17.60
694	14.96	11.30
1038	16.67	11.10
813	16.68	13.00
858	18.34	14.26
992	12.86	6.85
1054	13.59	7.83
1233	9.00	1.62
1109	15.84	10.88
1199	14.47	9.03
1831	8.64	1.13
1563	6.12	-2.28
2024	6.94	-1.17
1436	10.17	3.20
1131	17.74	13.45
1160	21.43	18.45
1326	12.29	6.07
40	23.17	20.80

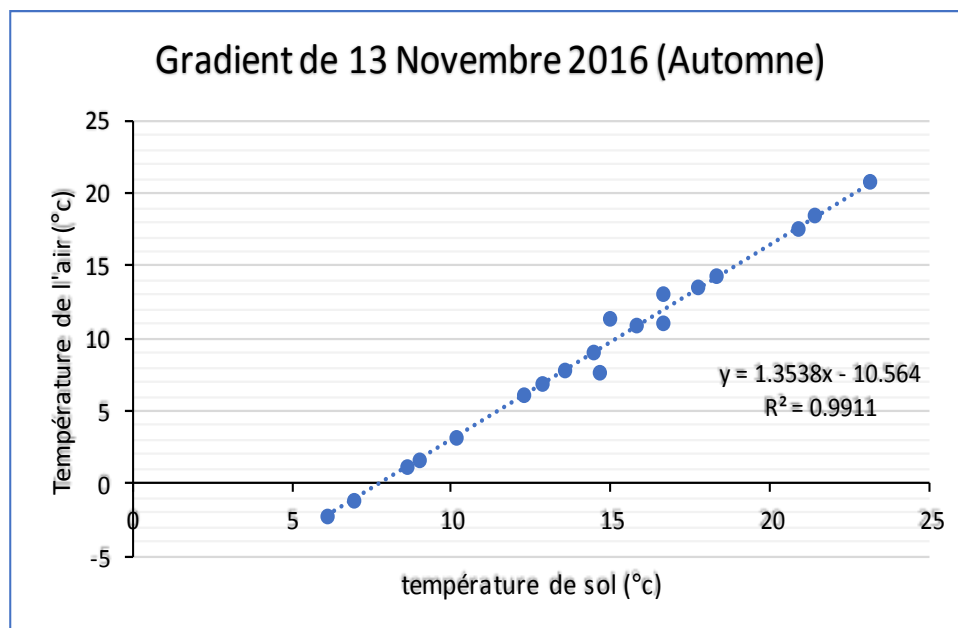


Figure 79 : Gradient thermique des températures **Ts** et **Tair** d’Automne.

Conclusion :

Le principal objectif de ce chapitre est l'élaboration d'un outil pratique d'extraction de la température de surface à partir d'images satellitaires et son exploitation dans le suivi de l'évolution des paramètres de terrain (en particulier température de surface, émissivité et NDVI) ainsi que l'estimation des températures de l'air à partir des températures de surface de sol. On a pu développer un outil software qui utilise des algorithmes de calcul de la température du surface à partir des données satellitaires à savoir la méthode du canal unique, split-window et TES.

Une analyse de résultat de température de la surface du sol pour le même type d'image (LANDSAT 8) en utilisant l'algorithme du canal unique est effectué.

Les images Landsat associées aux valeurs de température du sol obtenues par l'algorithme du canal unique (MW) appliquées aux bandes 4, 5, 10,11 de l'image Landsat des quatre saisons sont fortement corrélées avec des coefficients de corrélation de 0.87 à 0.99.

La température de surface et les types de couverture terrestre peuvent être directement dérivés des données de télédétection qui fournissent un moyen puissant pour surveiller l'environnement urbain et rurale et les activités humaines. Cette information améliore notre compréhension de la distribution spatiale des températures sur l'espace géographique et peut encore être utilisé pour améliorer la qualité de l'environnement et les stratégies de planification pour la réduction des îlots de chaleur.

Il s'avère à travers cette étude que l'utilisation de la méthode du canal unique donne de résultats acceptables pour les images de Landsat 8. La validation avec des données in situ serait intéressante mais dans notre cas et en raison de l'absence de données selon des dates voisines de celles de l'acquisition des images satellitaires, la tâche est devenue impossible. De ce fait, ces obstacles font partie de nos préoccupations et perspectives.

CONCLUSION GÉNÉRALE

À la lumière de ce travail de recherche qui a pour but principal de définir l'impact des changements climatiques sur la variabilité spatiotemporelle des précipitations dans la partie orientale de l'Atlas saharien, une analyse de l'évolution du climat a été évaluée à travers un paramètre très importants ; les précipitations sur une période d'observations de quarante-quatre ans (1969-1967/2012-2013).

La méthodologie adoptée est la recherche d'une tendance ou d'un changement dans les séries temporelles des précipitations en utilisant les différents tests de rupture. L'indice pluviométrique a été ensuite utilisé pour caractériser les périodes sèches et humides ainsi que leur degré de sévérité, et la moyenne mobile pour caractériser les périodes de réchauffements, et de refroidissement.

La démarche précédente est accomplie par une analyse spatiale détaillée grâce à une approche statistiques et géostatistique suivie par une cartographie automatique des données pluviométriques à grande échelle et à petite échelle par la méthode d'interpolation (Krigage Ordinaire).

Pour l'étude des températures, une nouvelle méthode d'estimation des températures de surface et des températures de l'air est admise par l'utilisation des données de télédétection infrarouge thermique. Avec cette technique, on peut enregistrer la température apparente de la surface de la terre en mesurant l'énergie rayonnante sortant de sa surface. L'avènement des images satellites LAND SAT 8 et des logiciels de traitement d'images numériques ARC GIS, rend le calcul LST possible et accessible.

L'analyse du régime pluviométrique par les tests de rupture a révélé une tendance à la baisse des précipitations observée entre la fin des années 70 et début des années 80. Par contre, cette baisse n'est pas généralisée sur toute la région d'étude ; au Nord la plupart des stations sont stationnaires, la méthode de segmentation d'Hubert indique ainsi une augmentation considérée des précipitations au Sud à partir des années 2000, 2001, 2002.

À l'échelle saisonnière, la rupture est importante en hiver et coïncide avec la rupture annuelle. Tandis qu'elle n'apparaît que pour certaines stations en automne, et certaines stations au printemps. L'été a connu des ruptures significatives dans un nombre important des

stations de la partie Nord cause des faibles précipitations qui le caractérisent mais l'année 1986 est la plus sèche parmi les autres et présente un déficit très significative de -308%.

La forte variabilité pluviométrique dans la région d'étude peut être expliquée par deux facteurs déterminants : le climat et la géographie. D'une part la circulation de l'air humide influe positivement sur les stations qui sont exposés, d'autre part, le relief joue un très important dans la répartition des précipitations, du fait qu'il varie considérablement du Nord au Sud, et d'Ouest à l'Est. C'est ainsi, que les différentes régions de la zone d'étude sont touchées par des degrés différents de sévérité de la sécheresse.

L'indice pluviométrique standardisé (SPI) a permis de ressortir deux périodes bien définies durant la période d'étude ; une décennie (période) modérément sèche entre 1969-1978 et une décennie déficitaire entre (1979-1988), cette baisse confirme les résultats obtenus par les tests de rupture. Deux décennies excédentaires entrent (1989-1998 et 1999-2008), elles indiquent l'augmentation importante des précipitations dans la région d'étude puis un retour vers la normale dans les dernières cinq ans (2009-2013) comme une période normale.

L'analyse de la variabilité temporelle des séries de précipitations a montré l'importance d'identifier les tendances locales qui diffèrent des tendances régionales et nationales. Les résultats indiquent que pour les périodes analysées, des tendances significatives à l'échelle annuelle apparaissant dans des parties différentes de la région d'étude, plusieurs tendances sont significatives au niveau de 95%. À l'échelle saisonnière, l'étude a montré une forte irrégularité structurelle qui varie d'une saison à l'autre et d'une région à l'autre. La saison d'hiver est caractérisée par une variabilité relativement stable sur la majeure partie du territoire, alors que les autres saisons présentent une forte irrégularité pluviométrique qui varie du Nord au Sud et de l'Ouest à l'Est en fonction de l'altitude.

Généralement, la variabilité et l'évolution temporelle des précipitations dans la zone d'étude à l'échelle annuelle ou saisonnière confirment la diversité du climat Algérien. Ce dernier présente les caractéristiques du climat, montagnard, continental et saharien.

L'analyse de la variabilité spatiale des précipitations par l'Écart type révèlent une grande dispersion absolue des pluies annuelles. Elles varient entre 36.5mm à la station de Seair au Sud jusqu'à Ain Yagout avec 170mm au Nord. Ces valeurs sont directement proportionnelles au total annuel, indiquant que la variabilité absolue est plus importante quand les cumuls pluviométriques sont élevés.

L'analyse du gradient altitudinale par l'écart type indique que la variabilité décroît du Nord vers le Sud de la zone d'étude sous l'effet de la diminution générale des pluies (effet de l'altitude), mais de l'Ouest à l'Est à cause de faible précipitation dans ces régions. La pluviosité croît avec l'altitude sous l'influence du relief, en particulier sur les versants Nord-Ouest grâce à l'exposition au vent pluvieux du Nord-Ouest. Par conséquent, au niveau des montagnes du Belezma et des Aurès, la variabilité absolue atteint les valeurs les plus élevées dans les stations de Djebel Houara 163mm à Ain Djasser 128mm et à Ain Yagout 170mm.

La variabilité relative des précipitations annuelles croît quand la pluviométrie diminue et l'irrégularité pluviométrique est d'autant plus importante que le climat est plus aride. Ainsi, des coefficients de variabilités faibles dans les humides du Nord de la zone d'étude sur la dorsale montagneuse. Par contre qu'on s'avance vers le Sud et Sud-est plus aride, on constate que l'irrégularité pluviométrique devient plus élevée. Une forte variabilité relative des pluies annuelles est notée dans des stations comme celles de Seair 50%, Tifelffel 52% et Gentis52%.

La carte de la répartition spatiale des cumules annuelle nous rappelle celle de l'hypsométrie de la région d'étude, ce qui confirme le caractère orographique de ce phénomène. Les pluies diminuent du Nord au Sud parallèlement à l'altitude. La partie Nord de la région d'étude avec des altitudes élevées reçoivent des quantités moyennes annuelles supérieures à 800 mm. Cette gamme caractérise surtout les sommets des massifs Aurès (Yabous 920.5mm), le massif de Belezma avec des quantités des pluies supérieures à 600mm (Djebel El Houara 741.3mm) et les sommets de massif de Nemamechas qui reçoivent des quantités de 500-600mm/ans telle que Chechar 597.5mm et Guentis 500mm. Au pied de Nemamechas à travers le Sud et la retombée Aurasienne, la pluviométrie décroît avec l'altitude jusqu'à moins de 200mm/ans.

À l'échelle saisonnière, l'hiver est la saison la plus importante dans la région d'étude, elle reçoit des précipitations relativement abondantes, notamment, sur la dorsale montagneuse. D'après les résultats statistiques, nous constatons que les pluies hivernales subissent une importante variabilité relative si on la compare à celle des totaux annuels. Ainsi, les coefficients de variation de l'hiver demeurent assez élevés. Dans la région d'étude, le caractère le plus original de l'été est sa sécheresse. Par conséquent, les pluies estivales sont généralement très faibles. Elles sont presque nulles en juillet et en août. Les moyennes saisonnières sont en dessous de 40 mm. Ces pluies convectives d'origines

orageuses deviennent plus actives en été, notamment, sur les régions montagneuses qui favorise l'ascendance de l'air.

L'analyse de la distribution spatiale des précipitations a permis de détecter le changement spatial par rapport à la régionalisation globale (échelle annuelle) et déterminer ainsi la saison et la région la plus affectée par la sécheresse. Pour cela nous avons opté pour une analyse spatiale de chaque saison avec leur variogramme expérimental. Généralement, les cumuls saisonniers simulés sont assez proches des observations, même si la variabilité spatiale des précipitations semble plus marquée dans le modèle. Dans la zone d'étude, le modèle produit un cycle saisonnier à deux pics de précipitation correspondant aux saisons de pluies l'Automne et le printemps et à l'intersaison pluvieuse en juin et Août étant également à cause des pluies orageuses. De manière générale, on observe régionalement que le cycle saisonnier est simulé avec une sous-estimation des précipitations.

L'objectif d'analyse des températures est crucial pour accomplir notre étude par l'élaboration d'un outil pratique d'extraction de la température de surface à partir d'images satellitaires et son exploitation dans le suivi de l'évolution des paramètres de terrain (en particulier température de surface, émissivité et NDVI) ainsi que l'estimation des températures de l'air à partir des températures de surface de sol. On a pu développer un outil logiciel qui utilise des algorithmes de calcul de la température de surface à partir des données satellitaires à savoir la méthode du canal unique, split-window et TES.

Une nouvelle méthode d'estimation des températures de sol et de l'air en même temps à partir des images satellitaires infrarouge thermique LAND SAT8 est exploitée. La température de surface et les types de couverture terrestre peuvent être directement dérivés des données de télédétection, cette dernière représente une technique puissante de surveillance des activités humaines dans l'environnement urbain et rural. Ces informations améliorent notre compréhension de la distribution spatiale des températures sur l'espace géographique de la zone d'étude et peut être utilisé pour améliorer la qualité de l'environnement et les stratégies de planification pour la réduction des îlots de chaleur.

Finalement, nous sommes persuadés que les résultats obtenus offrent des informations sur l'intensité et la variabilité des précipitations et ses aspects spatio-temporels. Du point de vue économique, ce travail, permet aux décideurs, d'une part, de localiser spatialement les régions sujettes aux accidents pluviométriques. D'autre part, pour identifier et comprendre

l'origine et les mécanismes de la variabilité pluviométrique qui constituent des préalables essentiels à la prévention et à la réalisation d'aménagements pour la lutte contre les aléas du climat et des tendances futures (impact de changement climatique). De plus nos résultats pourraient être d'une grande utilité pour la première phase de la planification agricole et hydraulique, surtout dans un pays comme l'Algérie où les activités agricoles sont fortement liées aux facteurs du climat.

Ce travail constitue une contribution à l'analyse de l'impact du changement climatique sur la variabilité spatio-temporelle des précipitations sur la partie orientale de l'atlas saharien. D'autres études s'avèrent nécessaire afin d'approfondir l'impact de ce changement par:

- L'évaluation de l'impact du changement climatique potentiel sur l'évolution des ressources en eau (les oueds, les barrages et les retenues collinaires), la végétation, et l'environnement en fonction de l'amélioration des performances des modèles climatiques.
- Modélisation et estimation des températures de l'air à grande échelle de territoire algérien on utilisant les nouvelles techniques comme une solution très efficace pour réglé le problème de manque des données de températures surtout dans les régions montagneuse et les régions isolés.
- il serait également intéressant de tester si une modélisation météorologique à base pluviométrique et à résolution spatio-temporelle fine (journalière), pourrait confirmer l'impact de ce réchauffement climatique.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE

1. **Abdellaoui A., Becker F., Olory Hechinger E., 1986.** Use of METEOSAT for mapping thermalinertia and evapotranspiration over a limited region of Mali. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 25 (11): pp.1489-1506.
2. **Abdessemed KH., 1981.** Le cèdre de l'Atlas dans les massifs de l'Aurès et du Belezma. Etude phytosociologique - Problèmes de conservation et d'aménagement. Thèse Docteur Ingénieur, Université Aix-Marseille III, 199 p.
3. **Agoumi A., 2003.** Vulnérabilité des pays du Maghreb face aux changements climatiques. Besoin réel et urgent d'une stratégie d'adaptation et de moyens pour sa mise en œuvre. Publication IISD, www.iisd.org/ckkn/pdf/north_africa.pdf
4. **Al Kishtaini B., 1985.** Les oscillations climatiques et leurs impacts sur le milieu physique en Mésopotamie orientale. Thèse 3ème cycle, Pagny -Paris IV(France), pp. 65.
5. **Alpert P., S. O. Krichak K.O., Shafir H., Hairin D., and Osetinsky I., 2008.** Climatic trends to extremes employing regional modeling and statical interpretation over the E. Mediterranean. *Global and planetary change*, vol.63, pp.163-173.
6. **Anser A., 2002.** L'Aurès Oriental : Un milieu en dégradation. *Journal Algérienne des régions arides*. Revue semestrielle N°01, Juin 2002. Ed : C.R.S.T.R.A-Biskra (Algérie) , pp. 24-32.
7. **Bagnouls F. & Gaussen, H., 1953.** Saison sèche et indice xérothermique. Document et Cartes Production Végétale, Série Généralités, 3 (1), pp.1- 47 + carte.
8. **Ballais J.L., 1981.** Recherches géomorphologiques dans les Aurès (Algérie). Thèse Doctorat, Université de Paris I (France), 572 p.
9. **Baillargeon S., 2005.** Le krigeage : Revue de la théorie et application à l'interpolation spatiale de données de précipitations. Mémoire de Maitrise (Grade de Maîtres sciences (M.Sc). Université Laval – Québec (Canada). pp : 3
<http://hdl.handle.net/20.500.11794/1803>
10. **Barnett T.P, Pierce D.W et Schnur R., 2001.** Detection of anthropogenic climate change in the world's oceans. *Science*, 292, pp. 270-274.
11. **Barton I.J., 1992.** Satellite-derived sea surface temperatures: A comparison between operational, theoretical and experimental algorithms. *Journal of Applied Meteorology*, 31: pp. 432–442.

12. **Becker F., Li Z.L., 1990.** Towards a local split window method over land surfaces. *International Journal of Remote Sensing*. 11: pp. 369-394.
13. **Belaribi F., 2016.** Étude géostatistique de la variabilité spatiale de la pluviométrie annuelle dans la plaine du Bas et au Moyenne Chélif. Nord-Ouest d'Algérie. (mémoire, master II université de chelef, 08,09 p
14. **Blöchliger H., & Neidhöfer F., 1998.** Impacts des précipitations extrêmes, Rapport de l'orange consultatif en matière de recherche sur le climat et les changements climatiques, pp 40.
15. **Benmecheta A., 2017.** Estimation de la température de surface à partir de l'imagerie satellitale ; validation sur une zone côtière d'Algérie. Thèse Doctorat en Géographie, Paris -Est(France) ,116p.
16. **Benmessaoud H., 2008.** Étude de la vulnérabilité a la désertification par des méthodes quantitatives numériques dans le massif des Aurès (Algérie). Thèse de Doctorat en Aménagement du territoire, Université de Batna, 220 p.
17. **Benmessaoud H., Kalla M., Driddi H et Beghami Y., 2008.** Utilisation des données satellitaires pour le suivi des changements d'occupation du sol et de la dégradation du couvert végétal dans les zones semi-arides: cas de la région Sud des Aurès (Algérie). *Revue Synthèse* N° 18,pp.58-68.
18. **Bensaid A., Smahi Z., Iftene T. et Benzineh S., 2003.** Utilisation de la télédétection et des SIG pour l'aide à la surveillance du risque de dégradation des parcours steppiques. *Revue Télédétection*, n° 5, vol. 3, pp. 387-402. (<http://www.télédétection.net>)
19. **Born K., Fink A., Paeth H., 2008.** Dry and wet periods in the northwestern Maghreb for present day and future climate conditions. *Meteorologische Zeitschrift*, 17, pp.533–551.
20. **Bosser P., 2012.** Interpolation spatiale. Ouvrage Ecole Nationale des Sciences Géographiques. 53p
21. **Bosser P., 2013.** « Introduction à l'Interpolation spatiale et aux géostatistiques », Cours visualisable à l'écran de l'École Nationale des Sciences Géographiques, Paris(France).
22. **Boucher O., Dufresne J L., Vial J., Brun E., Cattiaux J., Chauvin F., Méliá D S., Voldoire O., Bopp L., Braconnot P., Ciais PH., Yiou P., Guilyardi E., Mignot J., Guivarch C., 2015.** Projection des changements climatiques futurs. *Revue La Météorologie* - n° 88, pp.58-68.
23. **Cardenas G., 2004** .Utilisation du module « Geostatistical Analyst » d'ArcView dans le cadre de la qualité de l'air. Étude n°10 – Assistance en modélisation, INERIS DRC-04-55278-2 IEN-GCa-04.0095.

24. **Carmello V., 2015** : analyse géostatistique de la distribution spatiale des précipitations sur le versant sud du bassin du fleuve paranapanema, dans le sud du Brésil. XXVIIIe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Liège, pp.439-446.
25. **Caselles V., Sobrino J.A., 1989**. Determination of frosts in orange groves from NOAA-9 AVHRR data. *Remote Sensing of Environment*. 29:pp. 135–146.
26. **Chatfield C., 1989**. The analysis of time series: an introduction. Fourth Edition, Chapman and Hall, London, 241p.
27. **Chaumont M. et Paquin C., 1971**. Notice explicative de la carte pluviométrique de l'Algérie septentrionale. *Bulletin de Société et Histoire Naturel de l'Afrique Nord*. 24 p + cartes 1/500 000.
28. **Cislaghi M., De Michele C., Ghezzi A. and Rosso R., 2005**. Statistical assessment of trends and oscillations in rainfall dynamics: analysis of long daily Italian series. *Atmospheric Research*: 77,pp.188–202.
29. **Coll C., Caselles V., Galve J.M., 2005**. Ground measurements for the validation of land surface temperatures derived from AATSR and MODIS data. *Remote Sensing of Environment* 97:pp.288-300.
30. **Collins M.D., Simberloff D. and Conno E.F., 2011**. Binary matrices and checkerboard distributions of birds in the Bismarck Archipelago. *Journal of Biogeography*, 38(12):pp. 2373 – 2383.
31. **Cosandey C. et Robinson M., 2001**. Hydrologie continentale, In: *Annales de Géographie*, t. 110, n°618, 204p.
32. **Côte M. 1974**. Les régions bioclimatiques de l'Est Algérien, (C.U.R.E.R)-Université de Constantine, 15p.
33. **Côte M., 2003**. Société d'étude et de recherche sur L'Aurès antique, *revues annuelle* N° 1 Paris (France) ,100p.
34. **Coudert B., 2006**. Apport des mesures de température de surface par télédétection infrarouge thermique pour la modélisation des échanges d'énergie et d'eau à l'interface sol végétation atmosphère. Thèse Doctorat en méthodes physiques en télédétection, Université de Versailles saint Quentin(France), 199p.
35. **Creutin J.O. et Obled C., 1982**. Objective analysis and mapping techniques for rainfall fields: an objective comparison. *Water Resources Research*, vol. 18, N°2, pp 413.

36. **Dash P., Göttsche F.M., Olesen F. S., Fischer H., 2002.** Land surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data: Theory and practice-current trends. *International Journal of Remote Sensing*, 23 (13): pp.2563–2594.
37. **Delhomme J. P., 1976.** Application de la théorie des variables régionalisées dans les sciences de l'eau. Thèse Docteur-Ingénieur, Université Pierre et Marie Curie, Paris (France), 160p.
38. **Desbois M., 2008.** Cycle solaire et réchauffement climatique. <http://www.tv5.org/climats>
39. **Djellouli Y., & Daget P., 1993.** Conséquences de la sécheresse des deux dernières décennies sur les écosystèmes naturels algériens, Publication Association International Climatologique, 6, pp105-114.
- 40.
41. **Doukpolo B., 2007.** Variabilité et tendance pluviométriques dans le nord-ouest de la Centrafrique : enjeux environnementaux. Mémoire DEA en Géographie et gestion de l'environnement, Université D'Abomey-Calavi (Bénin) ,76p.
42. **Dousset B & Gourmelon F., 2003.** Satellite multi-sensor data analysis of urban surface temperatures and land cover. *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 58(1-2):pp. 43-54. DOI: 10.1016/S0924-2716(03)00016-9
43. **Dumas P., Riboli-Sasco L., Spyrtos V & Kurita F., 2005.** Fonctionnement du système climatique, perturbations humaines, dérèglements dangereux ? Rapport, pp17.
44. **Durand-Delga M., 2011.** La recherche géologique française en Algérie du Nord après 1962. Travaux du Comité français d'Histoire de la Géologie, Comité français d'Histoire de la Géologie, 3ème série (tome 25, 10), pp. 217-222.
45. **El -Meddahi Y., 2016.** Les changements climatiques et leurs impacts sur les ressources en eau, cas du bassin du Cheliff. Thèse de doctorat en Sciences. Université Hassiba Ben Bouali - Chlef, 203p.
46. **El-Mahi A., 2002.** Déficit pluviométrique des dernières décennies en Algérie et son impact sur les ressources en eau. Mémoire de Magister, Université de Mascara, 25p.
47. **Emberger L., 1930.** La végétation de la région méditerranéenne. Essai d'une classification des groupements végétaux. *Revue générale de la Botanique*, 42 : pp.641-721.
48. **Emberger L., 1955.** Une classification biogéographique des climats. *Reçues de Travaux de Laboratoire de Géologie, Botanique et Zoologie, Faculté Science (Montpellier)*, 7, pp. 1-47.

49. **Emery X et Arnaud M., 2000.** Estimation et interpolation spatiale. Ed: Hermes Science Publications, Paris (France), 222 p.
50. **Farah A., 2014.** Changement climatique ou variabilité climatique dans l'Est algérien, Mémoire de Magistère en Ecologie et Environnement, Université de Constantine 1, pp 38.
51. **Floret C. et Pantnier R. 1982.** L'aridité en Tunisie présaharienne. Travaux et documents de l'ORSTROM, n° 150, 544 p.
52. **Fniguire F., Laftouhi N., Saidi M. E., Zamrane Z., EL Himer H., Khalil N., 2017.** Spatial and temporal analysis of the drought vulnerability and risks over eight decades in a semi-arid region (Tensift basin: Morocco). *Theoretical and Applied Climatology*, n°130, pp. 321–330. doi:10.1007/s00704-016-1873-z
53. **Friedlingstein P., Cox P., Betts R., Bopp L., von Bloh W., Brovkin V., Cadule P., Doney S., Eby M., Fung I., Bala G., John J., Jones C., Joos F., Kato T., Kawamiya M., Knorr W., Lindsay K., Matthews H.D., Raddatz T., Rayner P., Reick C., Roeckner E., Schnitzler K-G, Schnur R., Strassmann K., Weaver A. J., Yoshikawa C. and Zeng N., 2005.** Climate–Carbon Cycle Feedback Analysis: Results from the C⁴MIP Model Inter-comparison. *Journal of Climate*, volume 19, pp.3337-3353. <https://doi.org/10.1175/JCLI3800.1>
54. **Friedlingstein P & Dufresne J.L., 2007.** Cycle du Carbone et climat : une accélération des changements climatiques, *La Météorologie - n° 58*, pp.21-24.
55. **Gausson H., 1953.** Saison sèche et indice xérothermique. Doc. Cart. Prod. Veg. Art. N°8, Toulouse, 47 P. + 1 Carte
56. **GIEC., 2007.** Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Équipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et Reisinger, A. (publié sous la direction de~)]. GIEC, Genève, Suisse, p 30.
57. **GIEC., 2008.** Glossaire du document technique VI, le changement climatique et l'eau.
58. **Gillespie A., 1995.** Lithologic mapping of silicate rocks using TIMS, in TIMS Data Users' Workshop. Pasadena, CA: Jet Propul. Lab. JPL Publication 86-38. pp. 29-44.
59. **Gillespie A.R., Rokugawa S., Matsunaga T., 1998.** A temperature and emissivity separation algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) images. *IEEE Trans. Geoscience and Research* 36:pp.1113–1126.
60. **Giorgi, F (2006).** Climate change hot – spots. *Geophysical Research Letters* 23. doi: 10.1029/2006GL025734.

61. **Giorgi F., & Lionello P., 2008.** Climate change projections for the Mediterranean region. *Global Planet Change*, 63, pp. 90-104. doi:10.1016/j.gloplacha.2007.09.005
62. **Grisollet H., Guilmet B., Arléry R., 1973.** Climatologie, Méthodes et pratiques. *Revue de Géographie Alpine*, 51-2, pp. 377-378.
63. **Halimi A., 1980.** L'Atlas blidéen, climats & étages végétaux. Ed, OPU-Alger(Algérie), 523p.
64. **Henia L., 2008.** Atlas de l'eau en Tunisie, *Publications de l'Université de Tunis1*, 186 p.
65. **Hénon A., 2008.** Températures mesurées, modélisées et observées par télédétection infrarouge dans la canopée urbaine : modélisation aéro-thermo-radiative des flux de chaleur urbains. Thèse de doctorat, École centrale de Nantes(France), 251 p.
66. **Henson R., 2008.** The Rough guide to climate change. 2end Edition Rough guides, 384p.
67. **Hengel T., 2007.** A practical Guide to Geostatistical Mapping of Environmental Variables. Ed, Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg (France) ,143 p.
68. **Hirche A., Boughani A. & Salamani M., 2007.** Évolution de la pluviosité dans quelques stations arides algériennes. *Sécheresse*, Vol. 18 (4), pp.314-320.
69. **Hirsch R M., Slack J R. & Smith R A.,1982.** Techniques of trend analysis for monthly water quality data, *Water Resources Research*, Volume 18, pp. 107-121.
70. **Hirsch R.M. & Slack J.R. 1984.** A nonparametric trend test for seasonal data with serial dependence. *Water Resources Research*, Volume 20, pp.727-732.
71. **Hirsch R M. & Gilroy E J., 1985.** Detectability of step trends in the rate of atmospheric deposition of sulfate, *Water Resources Bulletin*, Volume 21, pp. 773-784.
72. **Hirsch R M., 1988.** Statistical methods and sampling design for estimating step trends in surface water quality, *Water Resources Bulletin*, Volume 24, pp. 493-503.
73. **Hook S.J., Gabell A.R., Green A.A., Kealy S. 1992.** A comparison of techniques for extracting emissivity information from thermal infrared data for geologic studies. *Research Environment*, 42:pp.123–135.
74. **Hubert H., 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. *Journal of Hydrology*. Vol : 110, Issues 3–4, pp. 349-361.
75. **Hubert J. ,2001.** Econométrie et données spatiales - Une introduction `a la pratique. *Cahiers d'Economie et de Sociologie Rurales*, INRA, 58-59, pp.105-129.

76. **IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2013.** Climate Change 2013. The Physical Science Basis. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New-York, NY, USA, 1535 p.
77. **Jayet H., 1993.** Analyse spatiale quantitative: une introduction. Edition : Paris-Economica , 199p.
78. **Jimenez Munoz J.C., Sobrino J.A., 2008.** Split-Window Coefficients for Land Surface Temperature Retrieval from Low-Resolution Thermal Infrared Sensors. *IEEE, Geosciences Research Letters* 5 (4):pp. 806-809.
79. **Johnston K., Ver Hoef J M., Krivoruchko K., and Lucas N., 2001.** Using Arc GIS™ Geostatistical Analyst. Ed: ESRI- New York (USA), 307p.
80. **Jones P., Briffa K.R., Barnett T.P et Tett S.F.B., 1988.** High-resolution paleoclimatic records for the last millenium: interpretation, integration and comparison with general circulation model control-run temperatures. *The Holocene* 8 (4),pp.455–471.
81. **Journel A.G., Huijbregts C.J., 1978.** Mining Geostatistics. Academie Press, London, 600 p.
82. **Kadik B., 1987.** Contribution à l'étude du pin d'Alep (*Pinus halepensis* MILL.) en Algérie : Ecologie, dendrométrie et morphologie. Ed, OPU (Office des publications universitaires- Alger), 581p.
83. **Karl T.R. and Trenberth K.E., 2003.** Modern Global Climate Change. *Science*, 302, pp. 1719-1723. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1090228>.
84. **Kealy P.S., Gabell A.R., 1990.** Estimation of emissivity and temperature using alpha coefficients. Proc. 2nd TIMS Workshop. *Pasadena, CA: Jet Propul. Lab. JPL Publication*.pp.90-55.
85. **Kendall MG. & Stuart A., 1963** - The Advanced Theory of Statistics, In: Population, 18ème année, n°2, 396p.
86. **Kendall M G., 1975.** Rank Correlation Methods. 4th Ed., *Charles Griffin: London (UK)*, 202p.
87. **Kettab A. & Ait Mouhoub D., 2002.** L'eau objet de toutes les convoitises, Colloque international sur l'eau, Chlef, 05 /06/ février, Algérie.
88. **Kimura F., Shimiru A.P., 1994.** Estimation of sensible and latent heat fluxes from soil surface temperature using a linear air land heat transfer model. *Journal of Applied Meteorology*, 33 (4): pp. 477-489.

89. **Lafitte R., 1939.** Structure et relief de l'Aurès (Algérie). In: *Bulletin de l'Association de géographes français*, N°119, 16e année, 119, pp.34-40.
- DOI : <https://doi.org/10.3406/bagf.1939.7028>
90. **Lagouarde J.P., Kerr Y. H., Brunet Y., 1995.** An experimental study of angular effects on surface temperature for various plant canopies and bare soils, *Agricultural and Forest Meteorology*, 77:pp. 67–190.
91. **Lee A.F.S., Heghinian S. M., 1977.** A shift of the mean level in a sequence of independent normal random variables: A Bayesian approach. *Technometrics*, vol. 19, n° 4, pp. 503-506.
92. **Le Houerou H.N., 1969.** La végétation de la Tunisie steppique. *Annal Institut National de Recherche Agronomique Tunis.*, 42 (5), 624 p.
93. **Le Houérou, H.N., 1993.** Land Degradation in Mediterranean Europe: Can Agroforestry Be a Part of the Solution? A Prospective Review. *Agroforestry Systems*, 21, pp. 43-61.
<http://dx.doi.org/10.1007/bf00704925>
94. **Lepage M.P., Bourdages L & Bourgois G., 2011.** Interprétation des scénarios de changements climatiques afin d'améliorer la gestion des risques pour l'agriculture. Feuillet technique, Ed : Ouranos et CRAAQ. Publication no PAGR0102, Québec(Canada), 11p.
95. **Lindner M., Maroschek M., Netherer S. (2010).** Climate change impacts, adaptive capacity, and vulnerability of European forest ecosystems. *Forest Ecology and Management*, volume 259, n° 4-5, pp. 698-709.
96. **Lubès H., Masson J.M., Servat É., Paturel J.E., Kouamé B. et Boyer J.F. (1994) -** Caractérisation de fluctuations dans une série chronologique par application de tests statistiques. Étude bibliographique. Programme *ICCARE, ORSTOM*, Rapport n° 3, Montpellier, France, 21p.
97. **Lubès-Niel H., Masson J.M., Paturel J.E., Servat E., 1998.** « Variabilité climatique et statistiques. Etude par simulation de la puissance et de la robustesse de quelques tests utilisés pour vérifier l'homogénéité de chroniques », *Revue des Sciences de l'Eau*, vol. 3, pp. 383-408.
98. **Mann B H.** Non-parametric test against trend, *Econometrica*, Volume 13, pp.245-259.

99. **Marianne M., 2010.** Les impacts prévisibles du changement climatique sur les ressources en eau de quatre grands bassins versants Méditerranéen. Rapport Plan Bleu, Centre d'activité régionale (Sophia Antipolis-France), 8p.
100. **Maslin M., 2004.** Global Warming, a very short introduction. Oxford University Press, New York, 180p.
101. **Mate, Projet ALG/98/G31(2001).** Elaboration de la stratégie et du plan d'action national des changements climatiques. Mars, 155 p.
102. **Matheron G., 1965.** Les Variables Régionalisées et Leur Estimation. Masson, Paris, France, 305p.
103. **Matheron G., 1970.** The theory of regionalized variables and its applications. In: Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique, vol. 5. Ecoles des Mines de Paris, Fontainebleau, France, 83 p.
104. **McKee T B., Doesken N J., Kleist J., 1993.** The relationship of drought frequency and duration to time scales, Preprints, 8th Conference on Applied Climatology, Anaheim, California (USA), pp.179-184.
105. **Mebarki A., 2005.** Hydrologie des bassins de l'Est Algérien : ressources en eaux, aménagement et environnement. Thèse Doctorat. Université Mentouri ; 349p
106. **Meddi H., Meddi M., 2009.** Variabilité des précipitations annuelles du Nord-Ouest de l'Algérie. *Sécheresse*, Volume 20(1), pp.57- 65.
107. **Medinger G., 1956.** Hauteurs de pluies en Algérie, moyenne 1913-1953 (recueil statistique), S.E.S., Alger. 23 p.
108. **Meehl G.A., Stocker T.F., Collins W.D., Friedlingstein P., Gaye A.T., Gregory J.M., Kitoh A., Knutti R., Murphy J.M., Noda A., Raper S.C.B., Watterson I.G., Weaver A.J. and Zhao Z.C., 2007.** Global Climate Projections. Chapter 10 in: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
109. **Mostefa-Kara K., 2008 -** *La menace climatique en Algérie et en Afrique.* Hydra (Algérie) : Editions Dahlab, 384 p.
110. **Mourah N., 2010/2011 :** Interpolation Géostatistique .Le Krigeage. Mémoire Magistère. Université Skikda, 83p.
111. **New M., Lister D., Hulme M. and Makin I., 2002.** A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Climate Research.* 21:pp.1–25 .

112. **Norrant C. et Douguédroit A., 2005.** Monthly and daily precipitation trends in the Mediterranean (1950–2000). *Theoretical and Applied Climatology*. Volume 83, Issue 1–4, pp.89–106.
113. **Nicholson, S.E., 2001.** Climatic and environmental change in Africa during the last two centuries. *Climate Research* 17 (1), pp.123-144.
114. **ONERC., 2007.** Stratégie nationale d'adaptation au changement climatique. Rapport de l'Onerc, Publications de l'Onerc, Paris (France) ,97p.
115. **OMM (2013).** Le climat dans le monde 2001–2010. Une décennie d'extrêmes climatiques. Rapport de synthèse de l'Organisation Météorologique Mondiale, OMM-N° 1119, 20 p.
116. **Pettitt A. N., 1979.** A non-parametric approach to the change-point problem. *Applied Statistics*, 28, pp. 126-135.
117. **Piyawan S., 2012.** Statistiques spatiales et étude immobilière. Thèse Doctorat en Gestion et management. Université Paris Dauphine - Paris IX(France), 267 p.
118. **Pouget M., 1980.** Les relations sol-végétation dans les steppes sud-algéroises. Thèse de Doctorat d'état. Université Aix- Marseille III, Paris, 555 p.
119. **Qin Z., Karnieli A., 1999.** Progress in remote sensing of land surface temperature and ground emissivity using NOAA-AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 20:pp.2367–2393.
120. **Rata M., 2010.** Variabilité spatio-temporelle de la salinité dans La plaine du Bas Chéelif -Etablissement d'une Banque de Données. Thèse Magister, UHB-Chlef, 121p.
121. **Roche M., 1963.** Hydrologie de surface. Paris, Gauthier - Villars. 430 p +fig.
122. **Saadaoui M. & Ben Sakka M 2007.** Pluviométrie en Méditerranée occidentale et oscillation nord-atlantique (NAO), Actes du XXe colloque de l'association internationale de climatologie, pp.501-507.
123. **Saloui A., 1996.** Précipitations et bilans hydriques dans des plaines atlantiques Marocaines. Publications de la Faculté des Lettres et des Sciences humaines de Mohammedia, Série Colloque n° 8.
124. **Santer B.D, Wehner M.F., Wigley T.M., Sausen R., Meehl G.A., Taylor K.E., Ammann C., Arblaster J., Washington W.M., Boyle J.S. et Brüggeman W., 2003.** Contributions of anthropogenic and natural forcing to recent tropopause height changes. *Science*, 301(5632), pp.479-483. doi : [10.1126/science.1084123](https://doi.org/10.1126/science.1084123).

125. **Sauvage C., 1963.** Le quotient pluviométrique d'EMBERGER ; son utilisation et représentation graphique de ses variations au Maroc. *Annal de Physique du globe et de Météorologie*, Rabat(Maroc), 20 : pp.11-23.
126. **Sebbar Al., 2013.** Étude de la variabilité et de l'évolution de la pluviométrie au Maroc (1935-2005) : Réactualisation de la carte des précipitations. Thèse de Doctorat, Université Hassan II Mohammedia – Casablanca(Maroc) ,176p.
127. **Seltzer P., 1946.** Le climat de l'Algérie. Travaux de l'institut de météorologie et de physique du globe de l'Algérie. Université d'Algérie. 220 p.
128. **Servat E., Paturel J.E., Lubès H., Kouamé B., Masson J.M., Travaglio M. & Marieu B., 1999.** De différents aspects de la variabilité de la pluviométrie en Afrique de l'Ouest et Centrale non sahélienne. *Revue des sciences de l'eau*, Volume 12(2),pp363-387.
129. **Sneyers R.1990.** On the statistical analysis of observation. *Technical Note N. 143*, World Meteorological Organization (WMO), Geneva, 192 p.
130. **Snyder W. C. and Wan Z., 1998.** BRDF models to predict spectral reflectance and emissivity in the thermal infrared. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 36:pp. 214- 225.
131. **Sobrino J. A. and Raissouni N., 2000.** Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring: Application to Morocco. *International Journal of Remote Sens.* 21 (2):pp.353–366.
132. **Sobrino J. A., Coli C., Casselles V., 1991.** Atmospheric correction for land surface temperature using NOAA-II AVHRR channels 4 and 5. *Remote Sensing of Environment* 38: pp.19-34.
133. **S.R.T.M.** Base de données des cartes aériennes (NASA).
134. **Tabet-Aoul M., 2008.** Impacts du changement climatique sur les agricultures et les ressources hydriques au Maghreb. Les notes d'alerte du Centre International de Hautes Etudes Agronomiques Méditerranéennes. *Option Méditerranéennes (CIHEAM)*, N° 48, pp.6.
135. **Tabios I.D G. O., Salas J.O., 1985.** A comparative analysis of techniques for spatial interpolation of precipitation. *Water Resources Bulletin*, vol. 21, pp. 365-380.
136. **Taharchaouche I., 2017.** Study of the climate changes impact on the spatio-temporal variability of precipitation in the eastern part of the saharan atlas; case of the belezma, the aures and nememcha, and their borders. Geomatics and geostatistical approach. *analele universității din oradea, seria geografie*. 271108-725 :pp70-83.

137. **Talia A. & Meddi M., 2004.** La pluvio-variabilité dans le Nord de l'Algérie. Actes du colloque "Terre et Eau" (Annaba, 2004), pp. 477-480.
138. **Taibi S., 2011.** Analyse du régime pluviométrique au nord de l'Algérie. Mémoire de Magistère en hydraulique agricole, ENSA (El-Harrach-Alger) ,88p.
139. **Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A., 2012.** An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of American Meteorology and Society*, 93, pp. 485-498.
140. **Thomas D., 2003.** Analyse Spatiale avec ArcGis : méthodes et outils. Actes de la conférence francophone ESRI.
141. **Trenberth K.E., Jones P. D., Ambenje P., Bojariu R., Easterling D., Klein Tank A., Parker D., Rahimzadeh F., Renwick J.A., Rusticucci M., Soden B., Zhai P., 2007.** Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change, 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., Miller H.L. (Eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom et New York, NY, USA, pp. 235–336.
142. **Trigo I.F., Trevor T.D et Bigg G.R., 2000.** Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones. *Geophysical Research Letters*, 27, pp. 2913-2916.
143. **Thauvin V., 1992.** Étude de la répartition spatiale des précipitations en milieu sahélien a l'aide du réseau dense de pluviographes de l'expérience Epsat-Niger-application à la détermination de la précision des moyennes surfaciques au pas de temps de l'évènement pluvieux. Thèse de Doctorat en Hydrologie, Université de Montpellier 2 (France), 229 p.
144. **Valor E. and Caselles V., 1996.** Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, African, and South American areas. *Remote Sensing of Environment* 57:pp. 167–184.
145. **Van de Griend A.A. and Owe M., 1993.** On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, 14 (6):pp.1119-1131.

146. **Vining R.C., Blad B.L., 1992.** Estimation of sensible heat flux from remotely sensed canopy temperatures, *Journal of Geophysics Research*, 97(17), pp.18951-18954.
147. **Wackernagel, H. and Sanguinetti, H., 1993.** Gold prospection with factorial cokriging in the Limousin, France. In: Davis, J.C. and Herzfeld, U.C. (Ed.) *Computers in Geology: 25 years of progress*. Studies in Mathematical Geology, Vol. 5, pp. 33– 43, Oxford University Press, Oxford.
148. **Wang F., Qin Z., Song C, Tu L, Karnieli A and Zhao SH., 2015.** An Improved Mono-Window Algorithm for Land Surface Temperature Retrieval from Landsat 8 Thermal Infrared Sensor Data. *Remote Sensing*, 7, pp. 4268-4289. **doi: 10.3390/rs70404268**
149. **Watson K., 1992.** Two-temperature method for measuring emissivity. *Remote Sensing Environment*, 42:pp.117-121.
150. **Weissenberger S., 2018.** Module 1.Historique de la découverte d’effet de serre. Série de cours à distance .Université TÉLUQ (Québec-Canada), pp1-11.
151. **Wilson R. J. S., and Luckman B. H., 2003.** Dendroclimatic reconstruction of maximum summer temperatures from upper tree-line sites in interior British Columbia. *Holocene*, 13, pp. 853 – 863.
152. **Zeineddine N., 2011.** Vers un retour des pluies sur la rive sud du bassin méditerranéen occidental: analyse et évaluation de la tendance pluviométrique sur plus d’un demi – siècle en Algérie. The Annals of Valahia University of Târgovifte, Geographical Series, Tome 11.
153. **Zeineddine N., Benoit L., et Imen T., 2013.** Changements climatiques au Maghreb : vers des conditions plus humides et plus chaudes sur le littoral algérien ? *Géographie Physique et Environnement*, Vol. 7, pp. 307-323.
154. **Zhang X., Musson-Genon L., Carissimo B., Milliez M.and Dupont E., 2014.** On the influence of a simple microphysics parametrization on radiation fog modeling: A case study during parisfog. Bound.-Layer. *Meteorology*, 151, pp. 293–315.
155. **Zhou J., LI J., Zhang Li., Hu,D., Zhan, W. 2012.** Intercomparing of methods for estimating land surface temperature from Landsat-5 TM image in an arid region with low

water vapor in the atmosphere. *International Journal of Remote Sensing*, 33 (8), pp.2582–2602.

156. **Zwiers F.W. et Zhang X., 2003.** Toward regional-scale climate change detection. *Journal of Climate*, 16, pp. 793-797.

Sites Web

<http://portail.cder.dz/>

Résumé

La compréhension et la caractérisation de la variabilité des précipitations aux échelles réduites s'avèrent fondamentales pour la compréhension des impacts des changements climatiques, de la vulnérabilité locale et pour les projets de développement. L'objectif de la présente étude est d'analyser la variabilité spatio-temporelle des séries pluviométriques dans la terminaison orientale de l'Atlas Saharien qui intègre les trois grands massifs montagneux et leurs bordures à savoir : le Belezma, les Aurès, et les Nememchas pendant 44 ans (1969 à 2013) avec les méthodes des tests statistiques, l'indices pluviométriques standardiser (SPI), et les méthodes d'analyse géostatistique et d'interpolation (Krigage). Les résultats montrent que le climat a connu des variations interannuelles et saisonnières significatives dans la région d'étude surtout entre la partie Nord et sud, une alternance de périodes sèches et humides, et une diminution des valeurs de la pluviométrie pendant les dernières années. L'analyse temporelle aux sites montre que les précipitations sont stationnaires dans les régions montagneuses comme les stations de Chelia, Yabous, Ain Mimoun, Boudella, Ouled chelih, qui enregistrent des valeurs maximales, en revanche les stations des zones des plaines et les régions sahariennes présentent des valeurs minimales au cours de la période d'étude. L'analyse spatial à partir des méthodes d'interpolations fait ressortir des variations de précipitations surtout pendant les décennies (1989-1998, 1999-2008) avec des valeurs maximales. Ses variations permettent de détecter l'impact des changements climatiques sur toute la région d'étude sur un plan latitudinal et altitudinal. L'estimation des températures de surface (LST) et les températures de l'air (Tair) par les données de télédétection infrarouge thermique permet d'une part de répondre à la plupart des questions environnementales, et peut fournir des informations importantes sur les propriétés physiques de surface et de climat, et d'autre part permet de trouver la solution pour les régions qui n'a pas des stations météorologiques, avec une bonne couverture spatiale et temporelle de la région d'étude.

Mots clés : Changements Climatique, variabilité Spatio-temporelle, massif de Belezma, Aurès, Nememchas, Approche géomatique et Géostatistique, température de surface (LST). Température de l'air (Tair).

Abstract

The understanding and characterization of precipitation variability at reduced scales is fundamental to understanding the impacts of climate change, local vulnerability, and development projects. The objective of this study is to analyze the spatio-temporal variability of rainfall series in the eastern terminus of the Saharan Atlas, which integrates the three large mountain ranges and their borders, namely: The Belezma, the Aures, and the Nememchas for 44 years (1969 to 2013) with methods of statistical tests, Standardized Precipitation Index (SPI), and methods of geostatistical analysis and interpolation (kriging). The results show that the climate has seen significant interannual and seasonal variations in the study region mainly between the north and south, alternating dry and humid periods, and a decrease in rainfall values in the last few years. Temporal analysis at sites shows that precipitation is stationary in mountainous areas such as the Chelia, Yabous, Ain Mimoun, Boudella, Ouled Chelih, which record maximum values, but the stations in the areas of the plains and the Saharan regions present minimum values during the study period. Spatial analysis from interpolation methods highlights precipitation variations especially during the decades (1989-1998, 1999-2008) with maximum values. Its variations allow to detect the impact of climate change throughout the study region on a latitudinal and altitudinal plane. The estimation of surface temperatures (LST) and air temperatures (Tair) by thermal infrared Remote sensing data allows on the one hand to answer most environmental questions and can provide important information on the physical properties of surface and climate, and on the other hand helps to find the solution for regions that does not have weather stations, with good spatial and temporal coverage of the study area.

Key words: Climate change, Spatio-temporal variability, Belezma, Aures, Nememchas massif, geomatics and geostatistical approach, surface temperature (LST). air temperature (Tair).

المخلص

إن كشف ومعرفة التغيير في تساقط الأمطار بمقاييس مختلفة يعتبر خطوة أساسية لفهم تأثير التغييرات المناخية على النطاق المحلي والمشاريع التنموية، من أجل ذلك تهدف هذه الدراسة إلى تحليل التغييرات المكانية والزمانية لسلاسل المعطيات المطرية لمنطقة الدراسة الواقعة في النهاية الشرقية للأطلس الصحراوي، والمتضمنة لثلاث سلاسل جبلية كبرى، على غرار جبال بلزمة، جبال الأوراس وجبال النمامشة مع حدودها، لمدة 44 عاما، والممتدة بين سنة 1969 م إلى غاية 2013م، مع تطبيق جميع أنواع الاختبارات الإحصائية وتوحيد مؤشرات هطول الأمطار (SPI)، وطرق التحليل الجيواحصائي والمجالي (Krigage). تبين نتائج البحث تغييرات سنوية وموسمية هامة في منطقة الدراسة، خاصة بين المناطق الشمالية والجنوبية، كما تبين التناوب الواضح بين الفترات الجافة والرطبة، والانخفاض الشديد لهطول الأمطار في السنوات الأخيرة لفترة الدراسة. التحليل الزمني لمواقع مختلفة لمجال الدراسة يبين أن هطول الأمطار ثابت في المناطق الجبلية، مثل: جبال شليا، ويابوس، وعين ميمون، وأولاد شليح، والتي تسجل قيم قياسية على عكس المناطق المسطحة والصحراوية التي تسجل أدنى قيم لها خلال فترة الدراسة. التحليل المكاني للمعطيات من خلال طرق التحليل المجالي أثبتت تغيير التساقطات من خلال العشرييات (1998/1989 و 2008/1999)، من خلال القيم القياسية للأمطار، هذه التغييرات تسمح بالكشف عن أثر التغييرات المناخية على منطقة الدراسة. إن حساب درجات الحرارة السطحية (LST) ودرجات حرارة الهواء (Tair) بواسطة بيانات الاستشعار عن بعد بالأشعة تحت الحمراء الحرارية يسمح من جهة بالإجابة على معظم الأسئلة البيئية، ويمكن أن يوفر معلومات هامة عن الخصائص الفيزيائية للسطح والمناخ، ومن ناحية أخرى، تساعد على إيجاد حل للمناطق التي لا يوجد بها محطات للطقس، مع تغطيه مكانية وزمانية جيدة لمنطقه الدراسة.

الكلمات المفتاحية: التغيير المناخي، التغيير المكاني والزمني، جبال بلزمة، جبال الأوراس، جبال النمامشة، منهج القياس الجيواحصائي، درجة حرارة السطح، درجة حرارة الهواء.