



الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
République Algérienne Démocratique Et Populaire
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي



Ministère de L'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

جامعة حسيبة بن بوعلي - الشلف -

Université Hassiba Ben Bouali Chlef

معهد العلوم الزراعية

Institut des Sciences Agronomiques

مخبر الماء و البيئة

Laboratoire Eau - Environnement

Département : HYDRAULIQUE AGRICOLE

Mémoire en Vue de l'obtention du diplôme de Magister

Spécialité : Hydraulique Agricole

Option : Hydrologie et Aménagement des Bassins Versants

Thème

**Etude de la variabilité spatio-temporelle des précipitations
dans le Nord-Est d'Algérie.**

Présenté par : BENAINI MOHAMMED

Devant le Jury composé de

Président	Mr. BOUTHIBA A.	Professeur, U.H.B Chlef
Encadreur	Mr. ACHITE M.	Maitre de conférences (A), U.H.B Chlef
Examineur	Mme. BETTAHAR N.	Maitre de conférences (A), U.H.B Chlef
	Mr. NADJAI S.	Maitre de conférences (B), U.H.B Chlef
	Mr. BRADAI A.	Maitre assistant (A), U.H.B Chlef

Année universitaire : 2015

*" La Science est l'asymptote de la Vérité,
elle l'approche sans cesse et ne touche jamais."
Victor Hugo, Shakespeare,
Chapitre 3 l'Art et la Science*

Remerciements

« Je remercie Dieux tout puissant pour la volonté, la santé et la patience, qu'il ma donné, pour accomplir ce modeste travail »

Je remercie chaudement Mr ACHITE M, Docteur à l'UHBC, pour la confiance qu'il m'a accordé en dirigeant mon travail de thèse. Je lui exprime mes sincères remerciements pour les conseils et le temps qu'il m'a consacré. Je tiens à le remercier surtout pour ces qualités personnelles, pour l'environnement qu'il a créé pour que je ne me sente pas dépaysé.

A Mr BOUTHIBA A, Professeur à l'UHBC, je présente l'expression de ma respectueuse gratitude pour m'avoir fait l'honneur de présider le jury de ma thèse, pour m'avoir donné le temps nécessaire pour travailler la thèse.

Je remercie également Mr BETTAHAR N, Professeur à l'UHBC (département d'Hydraulique), pour avoir accepté d'être examinateur de ma thèse.

Je dois témoigner ma profonde gratitude à Mr NADJAI S, Docteur à l'Institut des sciences agronomiques et examinateur de ma thèse, Mr BRADAI H, enseignant et examinateur de ma thèse. Je les prie de trouver ici mes plus sincères remerciements pour les conseils toujours judicieux dont ils ont su me faire bénéficier, ainsi pour m'avoir donné des orientations ainsi que leurs conseils avisés.

Je commence par remercier toutes les personnes qui m'ont aidé dans mon travail de thèse : MERAÏM M. pour m'avoir aidé à manipuler avec logiciel MAPINFO, pour l'aide de Mr YAHYAOUÏ B. , à Mr TACHETACHE M. (ANRH de Constantine), Mme YOUNSI Djihad –Eps Laribi- (ANRH de Djelfa), Mme Abda (ANRH Alger), Mr IMESSAOUDENE S. (ANRH de Blida), Mme MELOUAH L. (Formation continue à l'ENSH Blida), Mr BOUFEKANE A. (ENSH de BLIDA).

Mes remerciements vont spécialement aussi à mes amis et mes collègues de magistère : BALLAH ABDERRAHMENE, ABDERREZAK TOUBAL, BEDDAL DALILA, ILYES DAHKEL, ET BALIA BACHIR, ET KOURATE TASSADITE (UHBB) ET FELLAG MERIEM (Doctorante à l'UHBAC).

Dédicaces

Je tiens tout d'abord à dédier ce modeste travail à mes très chers parents Mr. ABDELKADER et Mme FATMA pour leurs sacrifices et leur soutien moral et matériel dont ils ont fait preuve pour que je réussisse tous le long de ma vie et mes études.

Je le dédie également à mes deux petits frères, et mes deux sœurs, à Mme Zidane et Mme Melouah de la formation continue de l'ENSH.

A toute ma famille, à tous mes amis d'hier et d'aujourd'hui, sans exception, avec qui j'ai passé les plus beaux moments de ma vie, et spécialement : Mourad, Amine, Fethi, Abderrahmene, Abderrezak, Farid, Abdelghani, Ouali, Aek, Youcef, Ismail et pour tous, ainsi que toute l'équipe de l'URBAB : Med Serier, Insaf, Rim, Lamia, Amir, Abderrezak, Fateh ... et les autres.

BENAINI Mohammed

Résumé

L'étude de la variabilité spatio-temporelle des précipitations annuelles dans la partie Nord-Est d'Algérie a pour but d'identifier les caractéristiques pluviométriques homogènes dans cette partie du pays. Le traitement statistique consiste en l'application des tests de rupture, étude de tendance et d'une analyse en Composantes Principales (ACP) aux données pluviométriques annuelles enregistrées sur une période de 40 ans (1970 – 2010) au niveau de 155 stations en vue de déterminer la nature de la distribution des précipitations et les variables dominantes liées à sa variabilité. Il ressort que pour la plus part des stations qui ont des ruptures, une augmentation de la pluviométrie annuelle apparaît dans les séries étudiées en 2001. L'ACP a montré trois composantes principales (CP) importantes, expliquant plus de 94% de la variance totale. La variabilité des précipitations s'avère dépendante de la latitude (ou bien de la distance par rapport à la mer), de la longitude et de l'altitude. Les résultats ont permis aussi de déduire un zonage selon la situation géographique; zone côtière (humide), steppes (moyennement pluvieuse ou bien subaride) et zone de sud (aride). En conséquence, la pluviométrie est plus importante à l'extrême Est par rapport à l'Ouest de la zone d'étude (longitude).

Abstract

The study of the spatio-temporal variability of annual precipitation in the north-eastern part of Algeria is to identify homogeneous rainfall characteristics of our study area. The application of statistical treatment (rupture tests and trend study) on annual rainfall data recorded over a period of 40 years (1970-2010) is followed by a Principal Components Analysis (PCA). Methods of data processing are performed on rainfall data, recorded in 155 stations, namely the nature of the distribution of rainfall and the dominant variables variability. It appears that for most of the stations that have fractures, an increase in annual rainfall appears in the series studied in 2001. Applied annual rainfall data series (ACP), three principal components (PC) are considered important, explaining over 94% of the total variance. Rainfall variability appears depends on the latitude (or distance from the sea), longitude and altitude. The results were used to identify regions according to geographical location; coastal zone (wet), steppes (moderately rainy or subarid) and southern area (arid). According to these three regions, rainfall is greater in the far East compared to the west of the study area (longitude).

ملخص

دراسة تقلب المكانية والزمانية لهطول الأمطار السنوي في شمال شرق الجزائر من اجل تحديد الخصائص المتجانسة للأمطار في منطقة الدراسة لدينا. تطبيق المعالجة الإحصائية (اختبارات تمزق ودراسة الاتجاه) على بيانات هطول الأمطار السنوية المسجلة على مدى 40 عاما (2010-1970) تبعتها تحليل المكونات الرئيسية (ACP). يتم تنفيذ طرق المعالجة على بيانات هطول الأمطار، والمسجلة في 155 محطة، بحسب طبيعة توزيع الأمطار وتباين المتغيرات السائدة. يبدو أن معظم المحطات التي لديها كسور، تظهر زيادة في معدل هطول الأمطار السنوي لسلسلة الدراسة في عام 2001. تطبيق ACP على سلسلة معطيات هطول الأمطار، تعتبر ثلاثة مكونات رئيسية (CP) مهمة، موضحة أكثر من 94% من التباين الكلي. يظهر ان تقلب هطول الأمطار يعتمد على دوائر العرض (أو المسافة من البحر) وخطوط الطول والارتفاع. واستخدمت النتائج لتحديد المناطق وفقا للموقع الجغرافي؛ المنطقة الساحلية (الرطب)، والسهوب (معتدل ممطر أو شبه جاف) والمنطقة الجنوبية (القاحلة). وفقا لهذه المناطق الثلاث، وهطول الأمطار هو أكبر في الشرق مقارنة بالغرب من منطقة الدراسة (خط الطول).

Liste des figures

Figure I.1. Schéma du cycle hydrologique.....	8
Figure I.2. Le cycle hydrologique moyen annuel de la terre	9
Figure I.3. Pluviomètres	16
Figure I.4. Pluviographe enregistreurs	17
Figure II.1. Carte des bassins versants et les limites de l'Agence des bassins hydrographiques	26
Figure II.2. Oro-graphique de l'Est Algérien vue à travers le modèle numérique de terrain .	28
Figure II.3. Couverture végétale de l'Est Algérien (Mébarki. 2005. carte internationale du tapis végétal au 1/1000 000).	37
Figure II.4. Bassin hydrographiques de l'Est Algérien.....	42
Figure II.5. Zone de lacs salés ou sebkha (Garaet dans les Hautes Plaines sud - constantinoises (image satellitale Landsat, non traitée)	47
Figure II.6. Bassin versant de l'oued Djedi (le plus grand affluent de Chott Melrhir).....	48
Figure II.7. Bassins et sous-bassins hydrographiques de l'Est algérien, selon le découpage de l'A.N.R.H	51
Figure II.8. Histogramme des précipitations moyennes mensuelles interannuelles de la station d'Annaba (1995-2009)	54
Figure II.9. Température minimale, moyenne et maximale (en °c) de station d'Annaba.....	59
Figure II.10. Classement des stations climatiques de la région d'étude dans le système des domaines climatiques de Michalet	72
Figure III.1. Répartition des stations pluviométriques dans le Nord-Est d'Algérie	78
Figure III.2. Courbe des valeurs propres.	90
Figure III.3. Projection des variables sur le plan factorielle.....	91
Figure III.4. projection des individus sur le plan factoriel 1×2	93
Figure III.5. Zonage de la région d'étude d'après les résultats de l'ACP	95
Figure III.6. Autocorrélogramme annuel de la station d'ATTOUTA Barrage.....	106

Figure III.7. Ellipse de contrôle a 99, 95 et 90 % pour la station Attouta Barrage.	107
Figure III.8. Variations de la précipitation annuelle et droite de tendance (1970-2010).....	108
Figure IV.1. Les différentes parties d'une variable.....	112
Figure IV.2. Allure générale d'un variogramme.....	120
Figure IV.3. Comportement du variogramme a l'origine	122
Figure IV.4. Comportement d'un variogramme à l'infinie.....	123
Figure IV.5. Covariance et Variogramme (Comportement)	123
Figure IV.6. Modèle cosinus.....	125
Figure IV.7. Modèle cosinus amorti	125
Figure IV.8. Modèle sinus cardinal.....	125
Figure IV.9. Modèle J de Bessel	125
Figure IV.10. Structures Gigogne	126
Figure IV.11. Modèle à effet pépitique pur.....	129
Figure IV.12. Modèle sphérique	129
Figure IV.13. Modèle exponentiel	129
Figure IV.14. Modèle cubique	129
Figure IV.15. Modèle Gaussien	129
Figure IV.16. Modèle puissance en h^λ	129
Figure IV.17. Ellipse des portées	130
Figure IV.18. Variogrammes directionnels dans les directions principales d'anisotropie ...	130
Figure IV.19. Exemple (3D) d'anisotropie zonale pure de direction verticale.....	131
Figure IV.20. Position relative du domaine (ou point) à estimer des points expérimentaux	136
Figure IV.21. Position relative des points expérimentaux entre eux	136
Figure IV.22. Localisation des points de validation dans la zone d'étude	139
Figure IV.23. Variogramme théorique d'ajustement des précipitations.....	140
Figure IV.24. Carte des Ecartypes d'estimation des précipitations par Krigeage Ordinaire	142

Figure IV.25. Projection des stations sur la carte des écartypes d'estimation des précipitations.	142
Figure IV.26. Carte des précipitations estimées par Krigeage Ordinaire	143
Figure IV.27. Variogrammes d'ajustement des précipitations des années sèches et humides	145
Figure IV.28. Carte des précipitations des années sèches.....	146
Figure IV.29. Carte des précipitations des années humides.....	146
Figure IV.30. Carte des précipitations 1970-1979	148
Figure IV.31. Carte des précipitations 1980-1989	148
Figure IV.32. Carte des précipitations 1990-1999	148
Figure IV.33. Carte des précipitations 2000-2010	148
Figure IV.34. Variogrammes expérimentaux des fonctions indicatrices des précipitations décennaux.....	150
Figure IV.35. Cartes décennaux estimé par krigeage d'indicatrice	152

Liste des Photos

Photo II.1. Bassin de Rafsa, dans le Sud sétifois (hautes plaines de l'Algérie orientale). 38	
Photo II.2. zone steppique: (A) céréaliculture dans les Garaet (Hautes Plaines Sud-constantinoise). (B) atriplex dans la zone de mise en défens du piémont de Djebel Fedjoudj).	39
Photo II.3. Palmeraie et village de Khangat Sidi Nadji	40

Liste des Tableaux

Tableau I.1. Estimation de la répartition des eaux sur la surface de la terre	4
Tableau I.2. Volumes, flux d'eau et temps de renouvellement dans les différents compartiments de l'hydrosphère	5
Tableau I.3. Bilan annuel sur différents océans et continents.....	8
Tableau II.1: Résumé de la colonne lithostratigraphique du Nord-est de l'Algérie (compagnie nationale SONATRACH).	31
Tableau II.2 : Noms, codes A.N.R.H et superficies des bassins et sous-bassins hydrographiques de l'Est Algérien.....	49
Tableau II.3 : Caractéristiques des stations météorologiques.	52
Tableau II.4 : Précipitations moyennes mensuelles interannuelles en mm, des stations météorologiques (1995-2009)	53
Tableau II.5 : Humidités moyennes mensuelles (en %) des stations météorologiques (1995-2009).....	55
Tableau II.6 : Vitesse du vent moyenne et maximale mensuelle en m/s.....	58
Tableau II.7 : La température minimale, moyenne et maximale mensuelle, enregistrée dans les stations météorologiques (°c)	60
Tableau II.8 : Evapotranspiration mensuelle des stations météorologiques (en mm).....	64
Tableau II.9 : Bilan hydrologique selon Thornthwaite au niveau de la station d'Annaba.	66
Tableau II.10: Résultats de calcul du bilan hydrique pour les stations climatique.	67
Tableau II.11 : Valeurs de l'indice de Gams et continentalité pluviale au Maroc et sur les Alpes (France).	71
Tableau II.12 : Valeurs de l'indice de Gams modifié Michalet et domaines climatiques des stations climatiques.	72
Tableau II.13 : Récapitulatif des principales caractéristiques physiques des bassins hydrographiques.	74
Tableau III.1: Résultats de l'analyse en composantes principales.	89
Tableau III.2. Matrice de corrélation.....	89

Tableau III.3 : Les stations pluviométriques présenté pour les tests statistiques..... 101

Tableau III.4 : Test statistiques et année de rupture dans quelques stations pluviométriques102

Tableau IV.1 : Validation statistique de la qualité d'estimation des précipitations par krigeage ordinaire 141

Tableau IV.2 : Caractéristiques des variogrammes d'ajustement des années sèches et humides. 145

Tableau IV.3 : Validation statistique de la qualité d'estimation des précipitations humides et sèches par krigeage ordinaire. 145

Tableau IV.4 : Tableau récapitulatif de l'analyse statistique des décennies d'étude. 147

Tableau IV.5 : Paramètres d'ajustement des variogrammes expérimentaux des fonctions indicatrices des précipitations décennaux. 150

Liste des Abréviations

ACP : Analyse des Composantes Principales.

AIEA : Agence Internationale de l'Energie Atomique.

ANRH : Agence National des Ressources Hydrauliques.

CP : Composante principale.

Cs : Coefficient d'Asymétrie.

Cv : Coefficient de variation.

FAO : Organisation des Nations Unies pour l'Alimentation et l'Agriculture.

IR : Infrarouges.

MAX : Maximum.

MIN : Minimum.

MNT : Modèle Numérique de Terrain.

ONM : Office National de la Météorologie.

OMM : Organisation Météorologique Mondiale.

R² : Coefficient de détermination.

VR : Variable régionalisée.

Remerciements	i
Dédicace	ii
Résumé	iii
Liste des figures	iv
Liste des tableaux	ix
Liste des abréviations	xii

Table des matières

Introduction générale.....	1
-----------------------------------	----------

Chapitre I : Synthèses bibliographiques

I.1. Introduction.....	3
I.2. Origine de l'eau sur la terre (l'eau sur notre planète)	3
I.3. Répartition de l'eau dans les différents réservoirs	4
I.4. Cycle globale de l'eau (cycle de l'eau).....	5
I.4.1. Définition	6
I.4.2. Composantes du cycle hydrologique	6
I.4.2.1. Complexe Evaporation – Transpiration.....	6
I.4.2.2. Précipitations	7
I.4.2.3. L'écoulement de surface (Ruissellement)	7
I.4.2.4. L'écoulement souterrain (Eau souterraine)	7
I.5. Le Bilan d'eau globale	8
I.5.1. Bilan du cycle hydrologique	9
I.5.2. Définition de la précipitation	9
I.5.2.1. Définitions courantes en météorologie et hydrologie.....	9
I.5.2.2. Définition physique	10
I.5.3. Différents formes de précipitation.....	10
I.5.4. Mécanisme de la précipitation et la circulation atmosphérique	12
I.5.5. Classification des précipitations.....	13
I.5.5.1. Précipitations de convection.....	13
I.5.5.2. Précipitations Orographiques	13
I.5.5.3. Précipitations cycloniques ou de fronts (chaud ou froid).....	14
I.5.6. Mesure des précipitations (Pluviométrie)	14

I.5.6.1. Définition de la hauteur des précipitations	15
I.5.6.2. Unité de mesure	15
I.5.6.3. Moyen de mesure de la précipitation.....	16
I.5.6.3.1. Mesure de pluie par radar	17
I.5.6.3.2. Mesure des précipitations par satellite.....	18
I.6. Changements climatique	20
I.6.1. les indicateurs de l'évolution climatique.....	20
I.6.2. Causes de changement climatique.....	21
I.6.3. Les impacts faut-il attendre dans le futur	22
I.6.4. Quelques chiffres plutôt effrayants	23
I.7. Conclusion	24

Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

II.1. Introduction	25
II.2. Présentation de la zone d'étude	25
II.3. les grands traits physiques d'une région contrastée.....	26
II.4. Contexte Oro-hydrographique : parallélisme des reliefs gradient altitudinal.....	27
II.4.1. Des plaines côtier étroites	27
II.4.2. Géomorphologie du Tell Oriental Algerien	27
II.4.3. Des hautes plaines étendus.....	29
II.4.4. Piémont Sud de l'Atlas	30
II.5. Contexte géologique (une diversité d'unité structurale).....	31
II.5.2. Description Lithostratigraphiques (Les unités géologiques)	31
II.5.1. Les grands ensembles morfo-structuraux.....	32
II.5.3. Le domaine des nappes des flyschs	34
II.5.4. Les nappes telliennes ou « domaine externe ».....	34
II.6. Un couvert végétal discontinu	35
II.6.1. La végétation forestière	35
II.6.2. La végétation des terres cultivées	36
II.6.3. la végétation steppique.....	38
II.6.4. La végétation des oasis sahariennes (palmeraies).....	39
II.7. Bassins exoréiques et bassins endoréiques	41
II.7.1. Les bassins exoréiques : organismes fluviaux tributaires de la Méditerranée.....	43

II.7.1.1. Le bassin versant côtiers Algérois (zone Est).....	43
II.7.1.2. Le bassin des côtiers Constantinois	43
II.7.1.3. Le bassin de Soummam (Boussellam)	45
II.7.1.4. Le bassin du Kébir-Rhumel	45
II.7.1.5. Le bassin de Seybouse	45
II.7.1.6. Le bassin de Medjerda	46
II.7.2. Les bassins endoréiques : des hydro-systèmes tributaires de lacs salés	46
II.7.2.1. Le bassin des Hauts Plateaux Constantinois.....	46
II.7.2.2. Le bassin du Chott Melrhir (zone Nord-Est)	47
II.7.2.3. Le bassin du Chott El Hodna (zone Est).....	48
II.8. Description climatique.....	52
II.8.1. Précipitations	52
II.8.2. Humidité relative	54
II.8.3. Vitesse de vent.....	57
II.8.4. Température.....	59
II.8.5. Evapotranspiration potentielle et bilans hydriques.....	61
II.8.5.1. L'évapotranspiration potentielle (E.T.P.).....	61
II.8.5.2. Estimation de l'évapotranspiration par la méthode de FAO Penman-Monteith	62
II.8.6. Bilan Hydrique	65
II.9. La continentalité pluviale : indice de Gams modifié Michalet.....	70
II.9.1. Principes et méthode.....	70
II.9.2. Application à la zone d'étude	71
II.10. Conclusion	75

Chapitre III : Collecte et traitement des données

III.1. Introduction	76
III.2. les postes pluviométriques	76
III.3. Choix des stations pluviométriques et la période d'étude.....	76
III.4. Choix et distribution des données	77
III.5. Caractéristiques statistiques	79
III.6. Résultats et Discussion.....	79
III.7. rappels de quelques notions statistiques.....	80
III.7.1. Moyenne arithmétique.....	80

III.7.2. variance	80
III.7.3. Ecart-type	81
III.7.4. Coefficient de corrélation.....	83
III.7.5. Propriétés du coefficient de corrélation linéaire	81
III.7.6. Analyse de régime annuelle	82
III.8. Traitement des données	82
III.9. Comblement de lacune	83
III.10. Analyse Spatiale des précipitations.....	84
III.10.1. L'analyse en composante principale (ACP).....	84
III.9.1.1. Définition	84
III.9.1.2. Principe de l'analyse en composante principale	85
III.9.1.3. Conditions d'utilisation de l'ACP	86
III.9.1.4. Application de L'ACP.....	86
III.9.1.5. Eléments d'interprétation	86
III.9.2. Interprétation des Résultats	88
III.9.2.1. Matrice de corrélation	88
III.9.2.2. Représentation des variables	90
<i>Interprétation</i>	92
III.10. Variabilité temporelle.....	98
III.10.1. Méthode statistiques de détection de ruptures.....	98
III.10.1.1. Détection de ruptures et étude de tendance au sein des séries pluviométriques	98
a. Tests statistiques.....	98
b. Interprétation des résultats	101
c. Autocorrélogramme.....	105
d. Ellipse de contrôle.....	106
III.13. Etude de la tendance du régime pluviométrique	107
III.14. Conclusion.....	109

Chapitre IV : cartographie automatique et approche géostatistique

IV.1. Introduction.....	110
IV.2. Approche géostatistique.....	110
IV.3. Variables régionalisés	111
IV.3.1. Notion de variable régionalisé	111

IV.3.2. But de la théorie des variables régionalisées	111
IV.4. Les Aspects de la fonction aléatoire	112
IV.5. Interprétation probabiliste	112
IV.6. Problème de l'inférence statistique	113
IV.7. L'inférence statistique dans le cadre de l'hypothèse intrinsèque.....	114
IV.8. Hypothèse Stationnaire et intrinsèque.....	115
IV.8.1. Hypothèse stationnaire	115
IV.8.2. Hypothèse stationnaire d'ordre 2	115
IV.8.3. Hypothèse intrinsèque.....	116
IV.8.4. Hypothèse pratique de travail	117
IV.9. Variogramme	117
IV.9.1. Notions du Variogramme.....	117
IV.9.2. Définitions.....	117
IV.9.3. Lien entre variogramme et covariance	118
IV.9.4. Estimation du variogramme	118
IV.9.5. Propriétés générales d'un variogramme.....	119
IV.9.3. 1. Portée (Range).....	120
IV.9.3. 2. Effet de pépite (Nugget Effect)	121
IV.9.3. 3. Le palier (Sill)	121
IV.9.4. Comportement du Variogramme	122
IV.9.4.1. Comportement à l'origine	122
IV.9.4.2. Comportement à l'infinie (aux grandes distances)	122
IV.9.4.3. Comportement particuliers d'un variogramme	124
IV.9.5. Ajustement a un modèle.....	126
IV.9.5.1. Modèle pépitique de palier C	127
IV.9.5.2. Modèle sphérique de portée a et de palier C	127
IV.9.5.3. Modèle exponentiel de paramètre a et de palier C.....	128
IV.9.5.4. Modèle cubique de paramètre a et de palier C.....	128
IV.9.5.5. Modèle Gaussien a et de palier C.....	128
IV.9.5.6. Modèle puissance	128
IV.9.6. Anisotropie.....	130
IV.9.6.1. L'anisotropie géométrique	130
IV.9.6.2. L'anisotropie zonale.....	131

IV.10. Le Krigeage.....	132
IV.10.1. Définition du krigeage	132
IV.10.1. Intérêt du krigeage	132
IV.10.2. Types de Krigeage	132
IV.10.2.1. Krigeage simple	132
IV.10.2.2. Le krigeage ordinaire	133
IV.10.2.3. Le krigeage universel	134
IV.10.2.4. Krigeage d'indicatrices	134
IV.10.3. Propriétés du krigeage.....	136
IV.10.4. Autres propriétés du Krigeage	137
VI.11. Cokrigeage	137
IV.12. Estimation des précipitations par krigeage ordinaire	138
IV.12.1. Précipitation Interannuel	138
IV.12.1.1. Analyse statistique descriptive.....	138
IV.12.1.2. La validation	138
IV.12.1.3. Variogramme d'Ajustement.....	140
IV.12.2. Précipitations des années sèches et humides.....	144
IV.12.2.1. Analyse statistique descriptive.....	144
IV.12.2.2. Variogramme d'Ajustement.....	144
IV.12.3. Précipitations par décennies	147
IV.12.3.1. Analyse statistique descriptive	147
IV.13. Estimation par krigeage d'indicatrices.....	149
IV.13.1. Variogramme	150
IV.13.1. Estimation spatiale des fonctions indicatrices	151
IV.14. Conclusion	154
Conclusion Générale	155
Références Bibliographiques	157

INTRODUCTION GENERALE

Introduction Générale

Depuis des millénaires, le climat de la terre varie selon les époques et les lieux. Les changements observés s'étalent généralement sur de longues périodes qui atténuent la perception que l'homme peut en avoir à un moment donné. Cependant, les changements climatiques semblent s'être accélérés au cours des dernières décennies (Puget *et al.*, 2010). Dans ces conditions, il n'est pas surprenant que le public s'interroge sur la réalité de ces changements, leurs causes, leur devenir et, plus encore, leurs conséquences immédiates et lointaines sur les modes de vie, la santé, les écosystèmes et l'économie. À ces questions, la science peut tenter d'apporter des réponses autorisées, même si elles ne sont que partielles ou temporaires, dès lors qu'elles sont guidées par le souci d'objectivité qui doit présider à toute démarche scientifique.

En Afrique du nord particulièrement, la notion de changement climatique se résume en grande partie à une baisse drastique de la pluviométrie. La quantification de la variabilité interannuelle à celle multi-décennale des précipitations a une multitude d'applications dans les recherches liées à l'eau et à la planification. Connaître l'évolution et la variabilité récentes du climat dans les régions arides et semi arides est une nécessité pour anticiper ce que pourraient être les conséquences sur les milieux et sur les sociétés de ces régions, et ainsi définir des politiques stratégiques d'adaptation durables. Ainsi, il est fondamental d'étudier les modifications significatives des paramètres climatiques ainsi que leur impact sur les ressources hydrique pour déterminer de véritables politiques de gestion de ces ressources.

Les zones méditerranéennes et semi-arides sont caractérisées par des régimes pluviométriques irréguliers dans le temps et dans l'espace souvent intenses. L'étude de la variabilité spatiale et temporelle des précipitations est importante pour les projets de développement en agriculture et en aménagement hydraulique. Egalement, elle est d'un apport considérable dans l'étude des changements climatiques.

La présente étude ayant pour thème «Etude de la variabilité spatio-temporelle des précipitations dans le Nord-Est d'Algérie» s'inscrit dans ce contexte. L'objectif principal tracé est l'étude de la variabilité spatio-temporelle des précipitations annuelles issues de données relevées au niveau de 155 postes pluviométriques repartis sur la zone d'étude. Cette dernière est caractérisée par un relief montagneux muni d'un réseau hydrographique dense qui se traduit par une forte pluviométrie.

Le mémoire ainsi réalisé sera structuré en trois principales parties comme suite :

Une première consacrée à une *synthèse bibliographique* portant sur l'étude de la précipitation dans le cycle global de l'eau en montrant quelques statistiques, les différentes formes et types de précipitations ainsi que les éléments de mesure de ce paramètre climatique. De même, la problématique des changements climatiques sera détaillée dans cette partie.

Une deuxième, présentant le milieu physique, consistera en la délimitation de la zone d'étude basée sur des limites hydrologiques des bassins versants englobant les plaines orientales algériennes, connues par leur grand apport pluvial. Il s'agit pour le côté Est du BV Côtier Algérois n°02, BV Côtier constantinois n°03, BV Chott El hodna n°05, BV Chott Melrhir n°06, BV des hauts plateaux constantinois n°07, BV Kebir Rhumel n°10, le BV Mejerdah n°12, BV Sybouse n°14 et le BV Soumam n°15.

La troisième partie présente une analyse et une critique des données portant principalement sur la précipitation recueillie à partir des stations appartenant à l'ANRH. L'analyse est à base statistique assurant le comblement des lacunes au niveau des stations présentant un manque. Cette approche se base surtout sur l'utilisation des tests de rupture et de régressions qui sera mieux validée par une ACP.

L'approche géostatistique est aussi présente dans le mémoire pour une variabilité spatiale détaillée de la précipitation basée sur la réalisation des cartes probabilistes de ce paramètre.

Chapitre I

Chapitre I

Synthèses Bibliographiques

I.1. Introduction

Cette synthèse bibliographique fait le point des recherches sur le cycle de l'eau, précipitation, les changements climatiques et terminera par quelques notions de base de la géostatistique.

L'eau est un élément rare et un facteur essentiel qui conditionne fortement l'avenir..., et ce, indépendamment de tout changement climatique ; au centre du Maghreb, l'Algérie est un pays en stress hydrique qui devrait connaître une situation de pénurie d'eau (Senoussi *et al.*, 1999). Afin de mieux comprendre l'évolution d'un élément climatique, l'étude des paramètres climatiques demeure indispensable. Enfin, notre attention se portera sur l'impact des changements climatiques et de l'influence anthropique sur le cycle hydrologique.

I.2. Origine de l'eau sur la terre (L'eau sur notre planète)

On admet généralement que la majeure partie de l'eau formant l'hydrosphère provient d'un dégazage du manteau par l'intermédiaire des éruptions volcaniques et des laves qui se sont épanchées à la surface (basaltes) au cours des 5 milliards d'années d'existence de la terre. La production issue de ce processus est estimée à environ 1 km³/an. Cependant, on sait que la terre est également exposée aux collisions avec du matériel cosmique dont des comètes de glace. Ainsi, une origine extraterrestre d'au moins une partie de l'eau terrestre est probable. La quantité d'eau totale de notre système solaire a été grossièrement estimée à 100 000 fois la masse de l'eau dans nos océans (AIEA, 2008).

La quantité totale d'eau sur le globe est estimée à environ 0,4% de son volume, assez pour former une sphère de glace d'un diamètre de presque 2500 km et d'un volume de 8.2×10^9 km³. La plus grande partie de cette eau est chimiquement ou physiquement liée aux roches et minéraux de la croûte et du manteau. La quantité d'eau libre, constituant l'hydrosphère, est estimée à 1.4×10^9 km³ (i.e. 17% de la totalité de l'eau sur la terre) dont 96% se trouvent dans les océans sous forme d'eau salée.

En surface, les terres émergées ne représentent que $146 \cdot 10^6$ km² sur une surface totale de la planète de $510 \cdot 10^6$ km² (soit sensiblement 1/4). Cette disparité entre océans et terres est beaucoup plus accentuée entre eaux douces et eaux salées. Le volume total des eaux douces est d'environ $36 \cdot 10^6$ km³, soit 2,8 % des réserves totales en eau (Laborde, 2009). La plus grande partie de ces eaux douces est plus ou moins bloquée dans les calottes glaciaires, les

icebergs et les glaciers, en particulier en Antarctique et au Groenland. S'ils fondaient, la quantité d'eau serait suffisante pour que les rivières du monde coulent de manière ininterrompue pendant plus de 500 ans.

La situation de l'eau plus profonde n'est pas bien connue, mais dans sa majorité elle se trouve plus ou moins isolée du cycle hydrologique par des couches imperméables et y participe seulement à l'échelle des temps géologiques. La plus grosse partie de la réserve en eaux douces qui participe de manière active au cycle hydrologique se trouve dans les premiers kilomètres supérieurs. Par ailleurs, une grande partie de cette eau est salée, de l'eau (principalement de l'eau de mer) qui a été emprisonnée lors du dépôt des sédiments. Une partie de cette eau correspond à de l'eau météorique altérée par la diagenèse (i.e. d'origine atmosphérique) ou de l'eau juvénile issue du magma (AIEA, 2008).

Tableau I.1. Estimation de la répartition des eaux sur la surface de la terre.

mers et océans : 2500 m.	eaux souterraines : 300 à 600 mm.
glaciers : 50 à 100 m.	eaux atmosphériques : 20 à 30 mm.
eaux continentales : 350 à 700 mm.	

On retiendra que ce qui circule dans les cours d'eau ne représente qu'une partie absolument infime du volume d'eau total.

I.3. Répartition de l'eau dans les différents réservoirs

L'hydrosphère peut se définir comme un système de différents réservoirs à partir desquels l'eau, les solutés et l'énergie s'échangent dans le cycle hydrologique. Sur une grande échelle, cette circulation est commandée par l'énergie thermique de la radiation solaire et l'énergie de potentiel et de pression produite par la gravité. A petite échelle, les forces osmotiques et capillaires jouent un rôle dans le transport de l'eau dans les plantes et le sol (AIEA, 2008).

Une estimation de la distribution de l'eau douce dans les différents grands réservoirs ainsi que les temps de renouvellement sont indiqués dans le tableau suivant.

Tableau I.2. Volumes, flux d'eau et temps de renouvellement dans les différents compartiments de l'hydrosphère (AIEA, 2008).

	<i>Volume</i> (10 ³ km ³)	<i>% du total de</i> <i>l'eau douce</i>	<i>flux</i> (10 ³ km ³ /an)	<i>renouvellement</i> <i>année</i>
Eau salée				
<i>Océans</i>	1 350 000		425	3000 ^a
Eau douce				
<i>Glace</i>	27 800	69,3	2,4	12 000 ^b
<i>Eau souterraine</i>	8 000*	29,9	15	500 ^c
<i>Lacs</i>	220**	0,55		
<i>Eau du sol</i>	70	0,18	90	0,8 ^d
<i>Atmosphère</i>	15,5	0,038	196	0,03 ^e
<i>Réservoirs</i>	5	0,013		
<i>Rivières</i>	2	0,005	40	0,05 ^f
<i>Biomasse</i>	2	0,005		
<i>Total</i>	40114	100		

I.4. Cycle global de l'eau (cycle de l'eau)

À partir du moment où l'eau est apparue, elle n'a cessé d'être en mouvement et son volume total est demeuré relativement constant. En effet, la quantité initiale d'eau n'a guère augmenté, ni diminué avec le temps. Les mêmes molécules sont continuellement passées des océans et de la surface du sol à l'atmosphère par évaporation, sont tombées sur le sol sous forme de précipitations et sont retournées à la mer par les cours d'eau et les eaux souterraines. Cette circulation incessante s'appelle le « cycle hydrologique » (Environnement Canada). Par ailleurs, le cycle hydrologique par son lien avec le cycle atmosphérique global contribue à maintenir des conditions de température modérées et bénéfiques à la surface de la terre. Les radiations solaires sont la source d'énergie principale (force motrice) du cycle hydrologique global (AIEA, 2008).

I.4.1. Définition

LABORDE (2009) a défini le cycle de l'eau, cycle hydrologique, comme l'ensemble des cheminements que peut suivre une particule d'eau. Ces mouvements, accompagnés de changements d'état, peuvent s'effectuer dans l'atmosphère, à la surface du sol et dans le sous-sol. Chaque particule n'effectue qu'une partie de ce cycle et avec des durées très variables : une goutte de pluie peut retourner à l'océan en quelques jours alors que sous forme de neige, en montagne, elle pourra mettre des dizaines d'années. A ces apports atmosphériques s'ajoute l'apport éventuel de l'amont du versant (*runon*), par des écoulements superficiels transitant en ce point. Enfin, à ces apports naturels s'ajoutent les apports artificiels de plus en plus fréquents dans les bassins à forte agriculture intensive, par une **irrigation** recyclant de l'eau prélevée dans les réserves superficielles ou souterraines du bassin, voire même importée d'un autre bassin.

I.4.2. Composants du cycle hydrologique

Le cycle hydrologique est composé de quatre phases principales, deux phases se déroulent dans l'atmosphère et les deux autres réfèrent au ruissellement, se déroulent en contact avec la surface terrestre, ce sont :

I.4.2.1. Complexe Évaporation-Transpiration

L'Évaporation est un processus physique au cours duquel un liquide se transforme en vapeur, et la transformation d'un solide tel que la neige ou la glace, sans passer par l'état solide, s'appelle la sublimation. Chauffées par le soleil, les molécules superficielles de l'eau emmagasinent suffisamment d'énergie pour se libérer de l'attraction qui les lie entre elles, puis elles **s'évaporent** et montent dans l'atmosphère sous forme de vapeur invisible ([Environnement Canada](#)). L'évaporation désigne les pertes en eau des plans d'eau libre sous forme de vapeur (lacs, retenues, mares) ; alors que l'Évapotranspiration, regroupe, l'évaporation et la transpiration (phénomène biologique), l'absorption de l'eau par le couvert végétal ou animal, et restitution à l'atmosphère par transpiration, elle est liée à un certain nombre de paramètres climatiques tels que température, vent, humidité, rayonnement etc ([Morell, 1999](#)).

Les feuilles des plantes dégagent aussi de la vapeur d'eau par le phénomène de la transpiration. Une plante en croissance **transpire** ainsi chaque jour de 5 à 10 fois la quantité d'eau qu'elle peut contenir.

I.4.2.2. Précipitations

Durant son ascension dans l'atmosphère, la vapeur d'eau se refroidit et finit par **se condenser**, généralement autour de minuscules particules de poussière dans l'atmosphère. En se condensant, elle redevient liquide ou passe directement à l'état solide (glace, grêle ou neige). Ces particules d'eau s'assemblent pour former des nuages.

Les précipitations sous forme de pluie, de neige et de grêle proviennent des nuages. Ces derniers tournent autour de la Terre grâce à l'action des courants atmosphériques. Par exemple, lorsqu'ils s'élèvent au-dessus de chaînes de montagnes, les nuages se refroidissent et deviennent tellement saturés de gouttelettes d'eau que ces dernières commencent à tomber en pluie, en grêle ou en neige, selon la température de l'air ambiant.

Une partie de l'eau précipitée retourne vers l'atmosphère par le phénomène d'évaporation (Morell, 1999).

L'eau non restituée à l'atmosphère migre sous deux formes :

I.4.2.3. L'écoulement de surface (Ruissellement)

La pluie ou la fonte des neiges excessives peuvent produire un écoulement de surface vers les ruisseaux et les fossés. Le ruissellement est l'écoulement d'eau que l'on peut voir dans les ruisseaux, les lacs et les cours d'eau lorsque l'eau emmagasinée dans un bassin s'en écoule.

I.4.2.4. L'écoulement souterrain (Eau souterraine)

Quelle que soit son origine, l'eau disponible à la surface du sol, est soumise à la pression atmosphérique, tend toujours à pénétrer dans le sol (Ambroise, 1998). Une partie des précipitations et de l'eau provenant de la fonte des neiges s'écoule, **percole** ou **s'infiltré** dans les fissures, Les joints et les pores du sol et de la roche jusqu'à ce qu'elle atteigne la surface de saturation pour devenir de l'eau souterraine.

L'eau souterraine est souvent stockées dans des réservoirs constitués de pores et de fissures des roches perméables formant les aquifères. Selon la géologie de la région, L'eau souterraine peut alimenter les cours d'eau et peut être puisée au moyen des puits (Environnement Canada). Parfois très vieille, elle peut être restée au même endroit pendant des milliers d'années. Si elle n'est pas utilisée par l'homme, les eaux souterraines parviennent finalement à la mer (Morell, 1999). Et Le cycle de l'eau se poursuit.

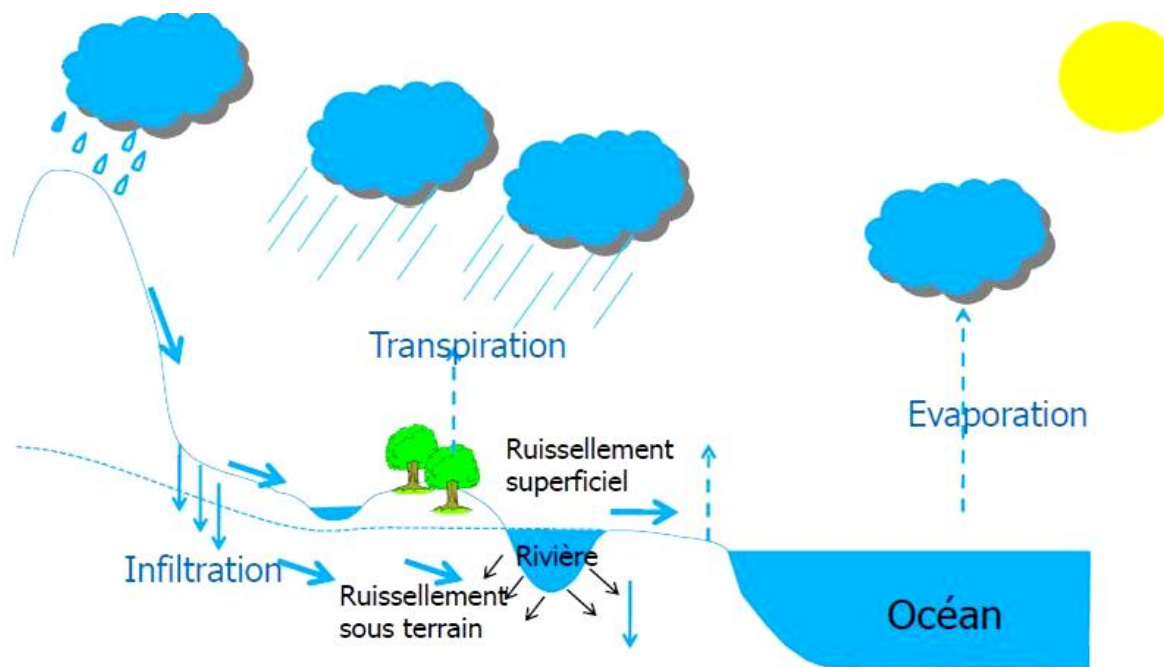


Figure I.1. Schéma du cycle hydrologique.

I.5. Le Bilan d'eau global

Le cycle hydrologique débute avec l'évaporation sur les océans, estimée à 425 000 km³ (1176 mm) par an. La pluie sur les océans est estimée à 385 000 km³ (1066 mm), ce qui laisse un excès de 40 000 km³ (équivalent à 110 mm) pour la vapeur, qui est transportée par la circulation atmosphérique vers les continents. Le flux principal de vapeur se déplace des régions chaudes équatoriales vers les hautes latitudes froides. La condensation des 40 000 km³ de vapeur en provenance des océans fournit la pluie sur les continents. Cette pluie est recyclée plusieurs fois par ré-évaporation. L'évapotranspiration annuelle cumulée sur les continents est estimée à 71 000 km³ (480 mm) de telle manière que finalement une quantité totale de 40 000 + 71 000 = 111 000 km³ (746 mm) de précipitation est produite, laissant un excès de 40 000 km³ (266 mm) qui retourne vers les océans par les rivières, la fonte des glaces et les eaux souterraines. Et Le tableau suivant indique les flux (AIEA, 2008).

Tableau I.3. Bilan annuel sur différents océans et continents (AIEA, 2008).

Surface (10 ⁶ km ²)	Continents		Océans		La terre	
	149		361		510	
	(10 ³ km ³)	(mm)	(10 ³ km ³)	(mm)	(10 ³ km ³)	(mm)
Précipitation	111	746	385	1066	496	973
Evaporation	71	480	425	1176	496	973
Evapotranspiration	40	266	40	110	—	—

On s'intéresse dans notre étude sur la précipitation, qui constitue la principale « entrée » des principaux systèmes hydrologiques continentaux que sont les bassins versants.

I.5.1. Bilan du cycle hydrologique

Il est d'usage de se référer à une période d'un an lorsque l'on fait un bilan hydrologique ; ceci afin d'introduire dans ce bilan les variations saisonnières. Afin d'éliminer les erreurs dues aux variations des réserves en eau (nappes, glaciers... ce bilan est en fait souvent calculé sur une très longue période et ramené à une année (BOIS, 2000).

La figure I.2 est un bilan de ce qui se passe à l'échelle du globe ; il se trouve être de l'ordre de grandeur de ce qui se passe en climat tempéré. Notons dès à présent que plus de la moitié des précipitations retourne à l'atmosphère (dans les zones dites 'endoréique' où il n'y a aucun écoulement, toutes les précipitations reviennent à l'atmosphère).

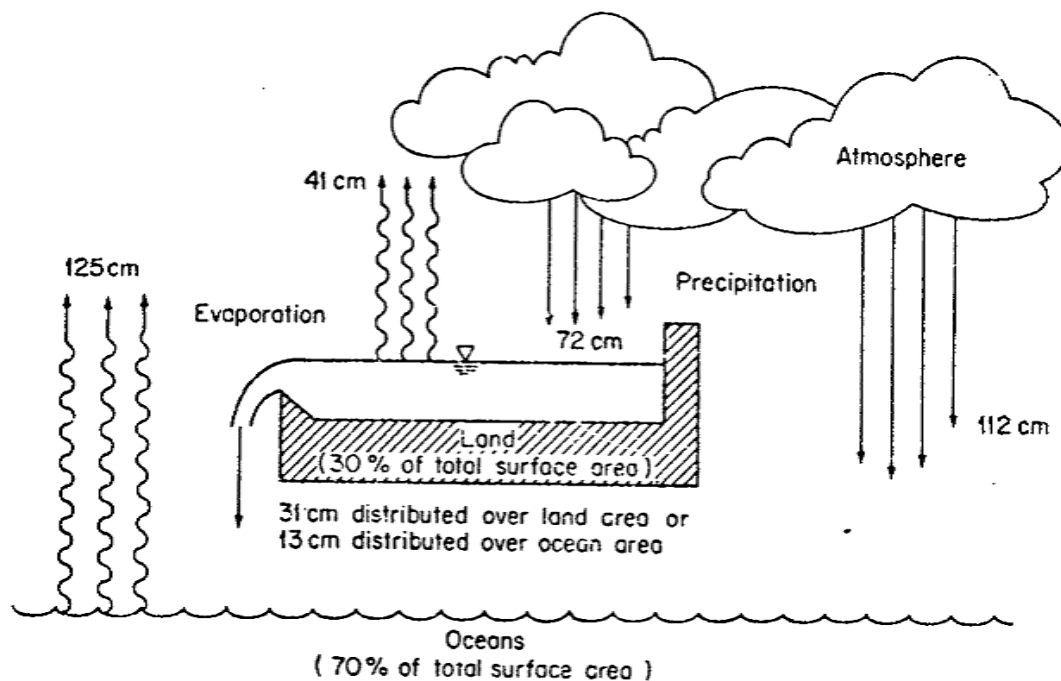


Figure I.2. Le cycle hydrologique moyen annuelle de la terre (BOIS, 2000).

I.5.2. Définition de la Précipitation

I.5.2.1. Définitions courantes en météorologie et hydrologie

On englobe sous le terme de précipitation, toutes les eaux météoriques qui tombent à la surface de la terre, tant sous forme liquide (pluie, bruine) que solide (neige, grêle, grésil) (Morell, 1999).

I.5.2.2. Définition physique

D'un point de vue physique, la pluie peut être définie comme des gouttes d'eau d'un diamètre variant entre 0,5 et 5 mm, tombant ou non sur le sol (reprise par l'évaporation ou par les mouvements de l'atmosphère) (Morell, 1999).

I.5.3. Différents formes de précipitation

Tout produit de condensation de vapeur d'eau atmosphérique formé à l'air libre ou à la surface de la terre est un hydrométéore. L'hydrologue est principalement intéressé par les précipitations. (Linsley et al., 1982).

Bruine, parfois appelé *brouillard*, constitué de minuscules gouttelettes d'eau liquide, dont le diamètre est généralement compris entre 0,1 et 0,5 mm, avec de telles vitesses de décantation lente que parfois ils semblent flotter. Elles tombent habituellement de stratus bas et dépassent rarement 1 mm / h.

Pluie est constituée d'eau liquide dont le diamètre dépasse essentiellement 0,5 mm. Ces précipitations se réfèrent généralement à des quantités de précipitations liquides. La pluie des États-Unis est rapportée dans trois intensités :

Légère. Pour des taux de précipitations jusqu'à 2,05 mm / h inclusivement.

Modérée. De 2,8 à 7,6 mm / h.

Lourde. Plus de 7,6 mm / h.

Vernis est la couche de glace, généralement claire et lisse, formé sur les surfaces exposées par le gel de l'eau en surfusion déposée par la pluie ou de la bruine. Sa densité peut être aussi élevée que 0,8 à 0,9.

Givre est un dépôt blanc opaque de granules de glace plus ou moins séparées par l'air emprisonné et formées par la congélation rapide de l'eau en surfusion des gouttes tombant sur les objets exposés. Sa densité peut être aussi faible que 0,2 à 0,3.

La neige est composée de cristaux de glace, principalement dans le complexe, ramifié forme hexagonale, et souvent agglomérés en flocons de neige, qui peuvent atteindre plusieurs centimètres de diamètre. La hauteur de la neige fraîchement tombée est très variable, 125 à 500 mm de neige est équivalent environ 25 mm d'eau liquide. La densité moyenne (poids spécifique) est souvent supposée être de 0,1.

La grêle est une précipitation sous forme de billes de glace, produites dans les nuages convectifs, la plupart du temps cumulonimbus. Les grêlons peuvent être sphéroïdale, conique, ou de forme irrégulière, et la gamme allant d'environ 5 à plus de 125 mm de diamètre. Elles sont généralement constituées d'une alternance de couches de vernis et de Givre, et leur masse volumique est d'environ 0,8.

Grésil se compose de transparents, globulaires, des grains solides de glace formée par la congélation de gouttes de pluie ou de regel de cristaux de glace presque entièrement fondus tombant à travers une couche de congélation secondaire d'air près de la surface de la terre.

Dans certaines conditions, la vapeur d'eau des basses couches de l'atmosphère se condense directement, sur des surfaces plus froides que l'air ambiant du sol ou des végétaux, sous forme de *rosée* ou de *gelée blanche*, selon la saison ; mais il s'agit là d'une mince pellicule d'eau qui s'évapore ou se sublime rapidement dans l'atmosphère et, dans nos régions, cet apport peut être négligé par l'hydrologue. Il n'en garde pas moins une certaine importance pour la végétation dans les pays arides et même en Algérie sous un climat méditerranéen dans les régions tropicales boisées et montagneuses, ces « précipitations mouillantes » pourraient, d'après certains auteurs, représenter un pourcentage important (10% et plus) du total des autres précipitations ; mais ces chiffres sont encore très controversés (Réménieras, 1999).

Ces quantités, ne sont pas prises en compte dans les bilans hydrologiques. Les services Météo donne comme consigne à ses observateurs de noter le phénomène (rosé ou gelée blanche), mais de ne pas le quantifier, même s'il y a de l'eau au fond de l'appareil, par exemple, de l'ordre de 0.2 à 0.3 mm. Enfin, dans certaines régions montagneuses souvent arides, soumises à une influence océanique et régulièrement ventées, comme les cotes du Chili et du Pérou pour partie, les Iles Galápagos (au large de l'Equateur), en Afrique du Sud, au Cap-Vert (archipel situé au large de Dakar), au Yémen, ou dans le désert de Namibie, au dessus de 600 m environ, des conditions météorologiques très singulières permettent à la végétation de prospérer malgré de faibles pluies. Arbres et arbustes captent l'eau des brouillards et des bruines, donnant naissance à de véritables forêts dites nébuleuses (Morell, 1999).

Ces *brouillard mouillants* ou *précipitations occultes* qui se déposent sur les feuilles des arbres peuvent représenter un pourcentage important du total des précipitations mesurées classiquement.

I.5.4. Mécanisme de la Précipitations et la circulation atmosphérique

En principe, la pluie a pour origine, des eaux d'évaporation, la condensation et la formation de nuages dans l'atmosphère lorsque l'air est refroidi jusqu'à son point de rosée (AIEA, 2008). Selon le Glossaire de météorologie, un nuage est un ensemble *visible* de *petites* gouttelettes d'eau et/ou de *petits* cristaux de glace en *suspension* dans l'atmosphère (Olivier, 2006). Le refroidissement est normalement dû à l'expansion adiabatique de l'air qui se soulève, sous l'effet de la diminution de la pression atmosphérique avec l'altitude. La chaleur libérée par la condensation peut parallèlement fournir une énergie supplémentaire responsable d'une ascension complémentaire de la masse d'air, ce qui peut conduire à des orages convectifs. La majeure partie de la vapeur produisant les pluies a été soumise à un transport adventif par la circulation atmosphérique. La consommation et la restitution de chaleur, sous l'effet respectif de l'évaporation et de la condensation, sont des facteurs secondaires de sa distribution globale. Le mouvement de l'air est commandé par le gradient de pression, qui naît des différences spatiales de chaleur, mais ce mouvement est dévié du fait de la rotation de la terre (force de Coriolis). D'autres déviations dues aux différences de chaleur (y compris l'effet saisonnier) associées à la distribution des terres et des mers se surimposent à la circulation générale Nord-Sud. Les champs de vents sont ensuite influencés par les chaînes de montagnes.

Le développement des ouragans ou des typhons dévastateurs correspond à des cas extrêmes de pluies convectives. Ceux-ci se développent dans les zones subtropicales quand des cellules convectives de basse pression se forment au dessus d'une surface océanique de température supérieure à 26°C. Leur énergie provient de la chaleur libérée par la condensation de l'air en expansion qui s'élève. Ce processus s'entretient lui-même car l'air humide et chaud est continuellement aspiré depuis l'océan. Des pluies extrêmes de l'ordre de 500 mm/jour sont assez fréquentes lors du passage d'ouragans.

Les moussons saisonnières sont associées à un autre type de vent produisant de fortes pluies. Elles correspondent à des systèmes de vent qui inversent leur direction à la suite du passage saisonnier des hautes aux basses pressions sur de larges surfaces continentales. La mousson indienne est particulièrement puissante. L'air humide issu de l'océan se déplace vers le continent et apporte de fortes pluies. Des modifications régionales du schéma global sont également dues aux effets orographiques. Les fortes pluies se rencontrent sur le versant où l'air est soulevé, et inversement de faibles pluies s'observent sur le versant opposé (AIEA, 2008).

I.5.5. Classification des précipitations

Sur la base des phénomènes météorologiques qui leur donnent naissance, ou qui les accompagnent, on peut diviser les précipitations en trois classes :

1. Précipitations de convection ;
2. Précipitations orographiques ;
3. Précipitations cycloniques ou fractales (front chauds ou froids, lignes d'occlusion etc.).

I.5.5.1. Précipitations de convection

Lorsque par temps calme, l'air saturé ou non, au voisinage du sol est chauffé par les radiations solaires (directement mais surtout indirectement par réflexion sur le sol), il se dilate et s'élève par bouffées au centre des nombreuses *cellules de convection* qui se forment peu à peu.

Au cours de son ascension, il se refroidit suivant le gradient de *l'adiabatique sèche* (soit 1°C par 100 mètres) ou *saturée* (de l'ordre de 0.5°C par 100 mètres) et atteint son point de condensation à une altitude dite *niveau de condensation*. Il y a alors, à partir de ce niveau, formation de nuages (cumulus). Si le courant de convection vertical initial est intense et se poursuit suffisamment longtemps, il y a précipitations.

Des précipitations résultent donc d'un temps chaud, elles consistent entièrement en pluie et occasionnellement en grêle.

Elles sont caractéristiques des régions équatoriales et tropicales ou, par suite de faiblesse habituelle des vents, les mouvements de l'air sont essentiellement verticaux.

Des précipitations de convection surviennent également en zone tempérée et dans les régions chaudes, à peu près uniquement sous forme d'orage d'été locaux et violents, mais tous les orages ne proviennent pas de mécanismes convectifs (Morell, 1999).

I.5.5.2. Précipitations Orographiques

Lorsque les vents chargés d'humidité, soufflant ordinairement des océans vers les terres, abordent une barrière montagneuse, ou passent de la zone d'influence d'une mer relativement chaude à celle de vastes étendues de sol plus froid, les masses d'air humide ont tendance à s'élever et la détente qui en résulte produit un refroidissement qui peut entretenir la formation d'une couverture nuageuse et déclencher des précipitation.

Ces précipitations, dites orographiques se présentent sous forme de pluie ou de neige sur les versants *au vent* de la barrière montagneuse.

Par ailleurs, l'obstruction produite sur le trajet des masses d'air humide par un massif montagneux engendre, sur le versant *sous le vent*, une zone de pluviosité relativement faible. L'air descendant sur ce versant s'échauffe par compression et son humidité relative diminue (effet de Föhn) ; il peut même en résulter un régime de vents secs et chauds donnant naissance à des zones semi-arides.

Ainsi, en Guadeloupe, la barrière montagneuse qui culmine à 1460 m et orientée annuellement est de l'ordre de 900 mm sur l'Océan ; elle augmente jusqu'à plus de 3.0 m sur les zones plates où les phénomènes convectifs dominent. La pluviométrie atteint, en année moyenne, 12.0 m sur les sommets les plus élevés. Les pluies orographiques fréquentes (360 jours par an) et de faible intensité constituent l'essentiel des précipitations. On constate que l'effet orographique amplifie, seulement dans de faibles proportions, les pluies de convection ou cycloniques (Morell, 1999).

I.5.5.3. Précipitations cycloniques ou de fronts (chaud ou froid)

Ces précipitations sont associées aux surfaces de contact (fronts) entre des masses d'air de température et d'humidité différentes.

L'observation montre qu'une forte circulation cyclonique produit généralement des précipitations importantes et prolongées. En France, sauf dans les régions méditerranéennes, la majeure partie des précipitations sont des précipitations *frontales*.

Il est bien entendu que souvent les précipitations réelles résultent d'une combinaison des trois classes élémentaires décrites ci-dessus ; ainsi une perturbation cyclonique sera renforcée par des précipitations orographiques, ou accentuera des pluies de convection.

Le cas de la Guadeloupe montre qu'en cas de passages d'ouragans, la pluviométrie est relativement homogène. En tout point de département, elle était généralement comprise entre 300 mm et 400 mm lors du passage du cyclone Hugo le 1 septembre 1989, pourtant un des plus violents du siècle. Il faut cependant relativiser la signification de mesures faites avec des vents ayant atteint 300 km/h (Morell, 1999).

I.5.6. Mesure des Précipitations (Pluviométrie)

Le terme *pluviométrie* désigne :

- Tout ce qui concerne la mesure de la pluie (matériel, techniques et procédés de mesure, méthodes de calcul en un point ou sur une surface géographique déterminée) ;
- Les résultats de cette mesure ; hauteurs d'eau tombées dans un intervalle de temps donné par un qualificatif : pluviométrie horaire, journalière, pentadaire (5 jours

successif, du 1 au 5 du mois, puis du 6 au 10, du 11 au 15 etc.), décadaire (du 1 au 10, du 11 au 20 et du 21 au dernier jour du mois), mensuelle, annuelle, interannuelle.

- La pluviométrie regroupe aussi les mesures à pas de temps variable obtenues à l'aide d'enregistreurs ; le terme *pluviographie* peut alors se substituer au terme pluviométrie.

Chacun peut *mesurer* approximativement la pluie avec un récipient quelconque, une casserole par exemple, de forme cylindrique de préférence (pour éviter une correction entre la surface captant et la hauteur cumulée) placée dans son jardin, loin des arbres, ou sur une terrasse pas trop exposée aux vents. Ces mesures peuvent être utiles, par exemple, en cas d'une pluie exceptionnelle tombée loin d'un poste pluviométrique officiel ou privé, ou lorsque celui-ci a eu une défaillance de fonctionnement (seau renversé par le vent, ou ayant débordé) (Morell, 1999).

I.5.6.1. Définition de la hauteur des précipitations

La hauteur des précipitations qui atteint le sol pendant une période donnée est définie comme l'épaisseur (lame d'eau) que celles-ci couvriraient sur un plan (surface) horizontal, s'il n'y avait pas de perte par écoulement, infiltration et évaporation, et si les précipitations solides fondaient sur place, c'est-à-dire que toutes les précipitations reçues par celle-ci s'y trouvaient immobilisées.

I.5.6.2. Unité de mesure

Dans le Système International d'Unités, la hauteur des précipitations est exprimée en millimètres (mm) et dixièmes de millimètre. Les médias donnent parfois des hauteurs de pluies, souvent exceptionnelles et catastrophiques, en litres par mètre carré (l/m^2). Cette unité est identique à celle utilisée par les météorologistes : le millimètre. En effet, on a bien :

$$1 \text{ litre} / 1 \text{ mètre carré} = 10^{-3} \text{ m}^3 / 1 \text{ m}^2 = 0.001 \text{ m} = 1 \text{ mm.}$$

Dans les pays anglo-saxons (Angleterre, USA, Liberia et Ghana en Afrique...) les hauteurs de précipitations sont encore souvent mesurées et exprimées en pouces et fractions décimales de pouce (1 pouce = 25.4 mm) (Morell, 1999).

I.5.6.3. Moyen de mesure de la précipitation

Toutefois pour permettre des observations précises et surtout comparables entre elles, il est indispensable d'utiliser des **pluviomètres normalisés**, au moins à l'échelle d'une vaste région ou d'un Etat. Nous décrirons successivement les types d'appareils classiques suivants :

- **Les pluviomètres manuels** qui permettent de mesurer la hauteur de précipitation globale pendant un temps plus ou moins long. Ils sont relevés en général une à deux fois par jour. Si l'appareil est relevé moins fréquemment, par exemple tous les 15 jours, tous les mois, voire une à deux fois an, on dit alors que l'on observe un pluviomètre totalisateur (sont généralement fabriqué par les services techniques des services hydrologiques nationaux) ;



Figure I.3. Pluviomètres.

- **Les pluviographes enregistreurs** qui permettent d'étudier l'intensité des pluies sur différents intervalles de temps, en général de la minute à plusieurs heures, mais aussi de déterminer les pluies journalières ou les cumuls sur des pas de temps supérieurs.



Figure I.4. Pluviographe enregistreurs.

La quantité de l'eau qui circule dans le cycle hydrologique est constante, et les changements climatiques affect d'une façon excessive ou déficitaire sur la quantité d'eau dans une région donnée et dans un espace de temps bien déterminé.

Lorsqu'on parle du cycle hydrologique dans les dernières années, il est impossible de ne pas parler de la variation remarquable de la quantité de l'eau dans ce dernier à l'échelle spatiale et temporelle. La variation de cette quantité dans une région donnée et au cours de temps, d'une façon excédentaire (par les crues et les averses) ou déficitaire (par les sécheresses), est très claire dans les dernières années ; cela est connu par les changements climatiques.

I.5.6.3.1. Mesure de pluie par radar

L'observation des champs de pluie par radar s'est développée à partir de la seconde guerre mondiale. Elle permet une observation fine de la structure des précipitations, aussi bien en plan qu'en volume (Roux, 1996).

Principe de la mesure

Les gouttes de pluies, de même que d'autres hydrométéores, ont la propriété de réfléchir une partie des signaux radar qu'elles reçoivent. Le taux d'énergie rétrodiffusé dépend

du facteur de réflectivité Z de la cible que représente l'ensemble des gouttes à l'intérieur du volume d'atmosphère échantillonné. Pour une longueur d'onde donnée, ce facteur de réflectivité exprime la section efficace moyenne de cette cible par unité de volume, et est fonction entre autre de la forme des gouttes de pluies et de la distribution de leurs tailles (Roux, 1996).

Moyennant quelques hypothèses sur la forme des gouttes de pluies, la loi de répartition de leurs tailles, la loi exprimant leurs vitesses de chute, Marshall et Palmer ont montré en 1948 que l'on pouvait relier intensité de pluie R en mm/h et facteur de réflectivité Z en mm⁶/m³ par une relation du type :

$$Z = a.R^b \quad (I.1)$$

Où a et b sont deux paramètres, dépendant du type et du cycle de vie des précipitations.

Le radar météorologique fournit une mesure ayant une forte résolution spatio-temporelle, une couverture spatiale large et une disponibilité immédiate. Ces avantages sont cependant grevés par la nature indirecte de la mesure, soumise à de fortes incertitudes en terme d'estimation quantitative des pluies (Delrieu et col., 1992). Nous en donnons un aperçu ci-après.

La combinaison d'un réseau de pluviomètres et d'un radar apparaît prometteuse. A l'heure actuelle, les mesures pluviométriques permettent de déceler des instabilités significatives de mesures du radar. Les procédures d'utilisation conjointe de ces deux systèmes de mesure sont susceptibles d'amélioration et méritent des efforts de recherche (Roux, 1996).

I.5.6.3.2. Mesure des précipitations par satellite

Le développement récent des satellites météorologiques ouvre la voie à de nouvelles applications en pluviométrie, grâce à un suivi global des systèmes nuageux. Les satellites les mieux adaptés sont les satellites géostationnaires dont l'orbite, située à 36 000 km de la Terre, autorise une rotation synchrone avec celle-ci. Leur position relative par rapport au sol demeure constante, ce qui permet une fréquence d'acquisition d'image élevée.

Suivant la technologie des capteurs embarqués, on observera soit dans les longueurs d'onde du visible et de l'infra-rouge la couverture nuageuse, soit dans le domaine des hyperfréquences, les volumes d'eau présents dans l'atmosphère. Ces mesures étant de natures indirectes, il est nécessaire de se référer à des mesures directes effectuées au sol.

Si ces techniques sont employées couramment depuis une vingtaine d'années, leur utilisation à des fins de mesure quantitative de lames d'eau en est à ses balbutiements.

a) Estimation de lames d'eau à de grands pas de temps (décade, mois, saison) :

Les premières méthodes exploitent des images infrarouges (IR) de la couverture nuageuse afin de détecter les cellules convectives intenses. Celles-ci atteignant des altitudes importantes sont plus froides que les sommets des nuages avoisinants ; en définissant un seuil de température, on distingue sur une image satellite IR, les pixels froids des autres. Leur nombre, observé sur une période déterminée (décade, mois, saison, année...), peut être corrélé à la quantité d'eau précipitée au cours de cette même période. Des résultats intéressants sont obtenus par exemple grâce au satellite Météosat sur l'Afrique subtropicale.

b) Estimation de lames d'eau à de petits pas de temps (30 minutes, 1 heure...) :

Bras, 1990, décrit une méthode développée par Ingraham en 1980 couplant la succession des images visibles et infrarouges du sommet des nuages avec un modèle physique simplifié décrivant la convection d'une masse d'air humide. Les évolutions de la surface et de la température du sommet du nuage sont reliées à la vitesse ascensionnelle de l'air dans le nuage, laquelle conditionne le volume d'air humide subissant la convection. La quantité d'eau susceptible d'être condensée par unité de temps découle de cette masse d'air, de sa teneur en humidité et de l'efficacité du processus pluvio-gène.

De telles méthodes restent largement du domaine de la recherche et ne font pas encore l'objet d'une utilisation opérationnelle.

c) L'image satellite en appui pour améliorer l'interpolation spatiale entre des postes d'un réseau de pluviomètres :

En Angleterre, Egly et Siyyid, 1991, ont testé une technique d'estimation de lame d'eau au pas de temps horaire fondée sur une méthode d'interpolation entre des postes d'un réseau de pluviomètres : pour estimer la hauteur d'eau tombée en un point, ils calculent une moyenne pondérée des mesures obtenues aux divers postes de ce réseau. Le calcul des poids fait intervenir d'une part la distance entre ce point et les pluviomètres, et d'autre part, une distance "spectrale" traduisant la proximité dans le domaine infrarouge des longueurs d'ondes observées aux différents points.

Les auteurs annoncent des gains pouvant atteindre 20% sur la somme des écarts quadratiques des erreurs, lors des événements hétérogènes ; ces gains sont plus faibles pour des événements homogènes car l'information donnée par le réseau est plus précise. La prise en compte de la variable "longueur d'onde", introduit surtout ici une information qualitative reflétant les caractéristiques géométriques (contour, surface) de la zone précipitante.

En conclusion, si l'exploitation des images satellitaires est opérationnelle pour de nombreuses applications de surveillance climatique ou agrométéorologique, elle demeure encore assez éloignée des besoins de l'hydrologie urbaine, si ce n'est pour la prévision météorologique à plusieurs heures. Les résolutions temporelles et spatiales offertes demeurent faibles ; la fréquence minimale d'acquisition d'images reste supérieure à 30 minutes tandis que la taille d'un pixel avoisine au mieux les 10 km de côté. Ces contraintes sont cependant susceptibles d'évoluer assez vite, de même que les techniques d'interprétation d'image. Ces outils restent donc très prometteurs.

I.6. Changements climatique

Depuis des millénaires, le climat de la Terre varie selon les époques et les lieux (Puget *et al.*, 2010). Le changement climatique rend les événements climatiques extrêmes, comme les sécheresses, les inondations et les vagues de chaleur, beaucoup plus probables (OXFAM¹, 2012). Les changements observés s'étalent généralement sur des longues périodes qui atténuent la perception que l'homme peut en avoir à un moment donné. Au cours des dernières décennies cependant, les changements climatiques semblent s'être accélérés (Puget *et al.*, 2010). Comme le montre la sécheresse survenue aux États-Unis en 2012, des événements climatiques extrêmes s'accompagnent de prix alimentaires extrêmes (OXFAM¹, 2012).

Devant l'ampleur du changement climatique qui affect actuellement chaque année notre planète, notre atmosphère présente une modification importante dans la distribution géographique de sa précipitation et température globale, pouvant entraîner une nouvelle répartition des climats de la planète (Hadeef *et al.*, 2000).

I.6.1. Les indicateurs de l'évolution climatique (Puget *et al.*, 2010)

- L'augmentation de la température de surface sur la Terre.
- Augmentation de la température des océans, et aussi du contenu d'énergie thermique de l'océan.
- La réduction de la surface des glaces océaniques arctiques.
- Le recul des glaciers continentaux est observé de façon quasi généralisée depuis 3 à 4 décennies, avec une nette augmentation au cours des 20 dernières années ;

¹ OXFAM : est une confédération internationale de 17 organisations qui, dans le cadre d'un mouvement mondial pour le changement, travaillent en réseau dans 92 pays à la construction d'un avenir libéré de l'injustice qu'est la pauvreté.

- Les calottes polaires de l'Antarctique et du Groenland ont un bilan total de masse négatif depuis une dizaine d'années.
- Augmentation du niveau moyen des océans. Le niveau de la mer était mesuré par des marégraphes le long des côtes continentales et de quelques îles, en moyenne annuelle sur toute la planète, s'est élevé à un rythme de 0,7 mm/an entre 1870 et 1930 et d'environ 1,7 mm/an après 1930. Depuis 1992, les mesures sont effectuées par satellites : la hausse du niveau moyen global de la mer est de l'ordre de 3,4 mm/an.
- Les indicateurs biologiques, tels que les déplacements de populations animales terrestres ou marines et l'évolution des dates d'activités agricoles saisonnières, montrent aussi la survenue d'un réchauffement climatique.
- Les événements climatiques extrêmes comme les inondations, les sécheresses et les vagues chaleurs.
- Entre 1900 et 2005, les précipitations ont fortement augmenté dans l'est de l'Amérique du Nord et du Sud, dans le nord de l'Europe et dans le nord et le centre de l'Asie, tandis qu'elles diminuaient au Sahel, en Méditerranée, en Afrique australe et dans une partie de l'Asie du Sud. Il est *probable* que la sécheresse a progressé à l'échelle du globe depuis les années 1970 (OMM, 2007).

« En résumé, depuis la seconde moitié du XIXe siècle, plusieurs indicateurs indépendants montrent sans ambiguïté un réchauffement climatique extrême ».

I.6.2. Causes de changements climatiques

Les facteurs, causes, susceptibles d'évolution des changements climatiques, sont :

- L'augmentation des concentrations atmosphériques des gaz à effet de serre, comme (Puget et al., 2010):
 - *Le dioxyde de carbone (CO₂)* : Les études isotopiques montrent que l'origine de cette augmentation est due pour plus de la moitié à la combustion des combustibles fossiles, le reste aux déboisements massifs et pour une faible part à la production de ciment.
 - *Le méthane (CH₄)* : (dû notamment aux fermentations diverses, aux fuites de gaz naturels et à la fonte du pergélisol).
 - *Le protoxyde d'azote (N₂O)* : dû en grande partie aux activités agricoles (dont la biodégradation des nitrates agricoles dans les milieux souterrains anoxiques), sa concentration a augmenté de 20 % sur la même période.

« Les rejets de gaz à effet de serre d'origine anthropique sont responsables d'environ 75% du phénomène des changements climatiques (Saidi, 2011) ».

- La radiation du Soleil reçue par la Terre hors de l'atmosphère à une latitude donnée en été ou en hiver dépend de la luminosité du Soleil et de la distance de la Terre au Soleil, et de l'orientation de l'axe de rotation de la Terre. Ces derniers paramètres varient à l'échelle de dizaines de milliers d'années en raison de perturbations gravitationnelles exercées par la Lune et les autres planètes (Puget *et al.*, 2010).
- La déforestation est responsable d'un quart du phénomène des changements climatiques. En effet, les zones forestières stockent beaucoup de carbone tant au-dessus du sol qu'en dessous, Une fois coupés, les arbres larguent le CO₂ accumulé pendant des siècles. De plus, moins il y a d'arbres, moins il y a de CO₂ absorbé pour la photosynthèse... Ce sont surtout les forêts primaires des zones tropicales qui connaissent la déforestation (agriculture, bois de chauffage, meuble, gain de surface...). Selon la FAO, environ 13 millions d'hectares de forêts disparaissent annuellement sur Terre (Saidi, 2011).

« La déforestation est responsable d'environ 25% du phénomène des changements Climatiques»

I.6.3. Les Impacts faut-il attendre dans le futur

- Au cours du XXI^e siècle, on prévoit de nombreux impacts sur les systèmes naturels. On s'attend, par exemple, à ce que des changements dans les précipitations ainsi que dans la fonte des glaces et des neiges augmentent les risques d'inondation dans certaines régions et provoquent des sécheresses dans d'autres. En cas de réchauffement important, la capacité des écosystèmes à s'adapter sera dépassée, ce qui entraînera des effets néfastes, comme l'accroissement du risque d'extinction d'espèces (GreenFact, 2007).
- Les personnes les plus pauvres sont généralement les plus vulnérables, parce que leur capacité d'adaptation est moindre et que leurs moyens d'existence dépendent souvent de ressources qui sont liées au climat.
- L'Afrique est particulièrement vulnérable au changement climatique, à cause des pressions existantes sur ses écosystèmes et de sa faible capacité d'adaptation. Sur tous les continents, l'approvisionnement en eau et les menaces d'inondation qui pèsent sur les zones côtières poseront problème. Dans l'ensemble, l'impact futur devrait être négatif, bien qu'initialement certains effets bénéfiques soient également attendus, comme une augmentation de la

productivité agricole dans les hautes latitudes accompagnant un réchauffement modéré, ou une diminution des besoins en chauffage dans les régions froides (GreenFact, 2007).

- Les impacts dépendront de l'ampleur de l'augmentation des températures. Par exemple, certaines cultures de moyennes et hautes latitudes verront leur productivité s'accroître si la température augmente localement de 1 à 3°C mais pâtiront d'une augmentation plus forte. Si des températures plus élevées persistent au-delà du XXI^e siècle, cela pourrait avoir des conséquences très importantes. Par exemple, la forte montée du niveau des mers qui résulterait de la fonte des calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique aurait des répercussions majeures sur les zones côtières. On s'attend à ce que le coût lié aux effets du changement climatique augmente avec le temps à mesure qu'augmentent les températures.
- Au cours de ce siècle, la gravité et de la fréquence de sécheresses, vagues de chaleur et autres événements climatiques extrêmes devraient augmenter et causer des impacts majeurs.

I.6.4. Quelques chiffres plutôt effrayants (Saidi, 2011)

- Un habitant de pays développé rejette 5 tonnes de CO₂ par an.
- Un habitant de pays en développement rejette 400 kg de CO₂ par an.
- 74 % de la population humaine pourrait être engloutie par les océans si on ne réagit pas assez vite.
- La température a déjà augmenté de 0.5 °C en un siècle.
- Si on ne fait rien la température augmentera de 5°C d'ici un siècle.
- En 150 ans la quantité de CO₂ a augmenté de 50 % dans l'atmosphère.
- Dans 100 ans il n'y aura plus de glace au pôle nord.
- On estime à plus de 3 milliards de tonnes de CO₂ les rejets annuels dans l'atmosphère.
- Les États-Unis déversent par an 10 fois plus de gaz à effet de serre que l'Afrique mais refuse tout de même de signer le protocole de Kyoto.
- Une montée d'un mètre seulement du niveau des océans risquerait d'inonder un demi-million de kilomètres de côtes dans le monde entier.

« Il est très probable que, dans l'ensemble, les activités humaines aient eu un effet de réchauffement sur la planète depuis 1750 (GreenFact, 2007) »

I.7. Conclusion

L'étude du cycle de l'eau et du climat est donc primordiale à la fois sur le plan scientifique et sur le plan sociétal. Le cycle de l'eau est un processus clé dont dépend le fonctionnement d'autres paramètres. Par exemple, il faut bien comprendre le cycle de l'eau avant d'entamer l'étude de la variation de la précipitation à l'échelle spatiale et temporelle.

Le pluviomètre ou le réseau de pluviomètres reste aujourd'hui le moyen le plus répandu pour la mesure des précipitations en hydrologie. Cet outil a bénéficié au cours des dernières années et bénéficiera encore de nombreuses améliorations relatives à la précision et à la fiabilité des systèmes d'enregistrement. Ce procédé de mesure demeure cependant très sensible au vent et les conditions optimales d'implantation ne peuvent que rarement être observées.

Le changement climatique est l'un des défis les plus complexes de notre jeune siècle. Aucun pays n'est à l'abri de ses effets et aucun pays ne peut, seul, faire face aux décisions politiques controversées, aux profondes transformations technologiques et autres enjeux indissociables et lourds de conséquences à l'échelle de la planète.

On peut donc s'interroger sur les conséquences de ce réchauffement sur le cycle de l'eau en général et dans la région méditerranéenne en particulier. En effet, cette région est probablement plus sensible au changement climatique, géographique, elle se situe dans une zone de transition entre le climat chaud et sec de l'Afrique et le froid, les masses d'air humide en provenance du nord de l'Europe.

Chapitre II

Chapitre II :

Présentation de la zone d'étude

II.1. Introduction

Cette première partie a pour but de caractériser la zone d'étude : on y décrit son contexte géographique, géomorphologique, ainsi que les grandes caractéristiques de son climat et de son régime hydrologique. Enfin, l'analyse de ces données permet dans un troisième chapitre de caractériser le régime météorologique et également d'évaluer et de comprendre la nature de notre région d'étude (Aurélien, 2011).

L'étude physique de la zone d'étude constitue un élément déterminant sans lequel aucune étude hydrologique n'est véritablement possible. C'est pour cette raison essentiel qu'est abordée la présentation des aspects physiques et de l'environnement climatique et hydrologique.

L'Algérie orientale représente la région la plus arrosée du pays et détient, de ce fait la part la plus importante des ressources en eau de surface. Elle s'oppose nettement à l'Algérie occidentale où la semi-aridité est dominante.

II.2. Présentation de la zone d'étude

L'Est Algérien est décomposé en unités géographiques : *les bassins versants* (Figure. II.1), il s'agit donc d'un domaine géographique particulièrement vaste et nuancé, qui se prête à établir des comparaisons.

La région d'étude s'étend entre la longitude 3° 40' 50" Ouest et 8° 14' 49" Est et la latitude 36° 54' 41" Nord et 34° 20' 42" Sud. Elle est limitée par :

- A l'Ouest, de Nord au Sud, par la partie Ouest du bassin versant Côtier Algérois, par le bassin versant des Isser (09), le Bassin versant Zahrez (17) et le bassin versant Cheliff;
- Au Sud par le bassin versant du Sahara (13) ;
- A l'Est par les frontières Algéro-tunisienne ;
- Au Nord par la mer méditerranée.

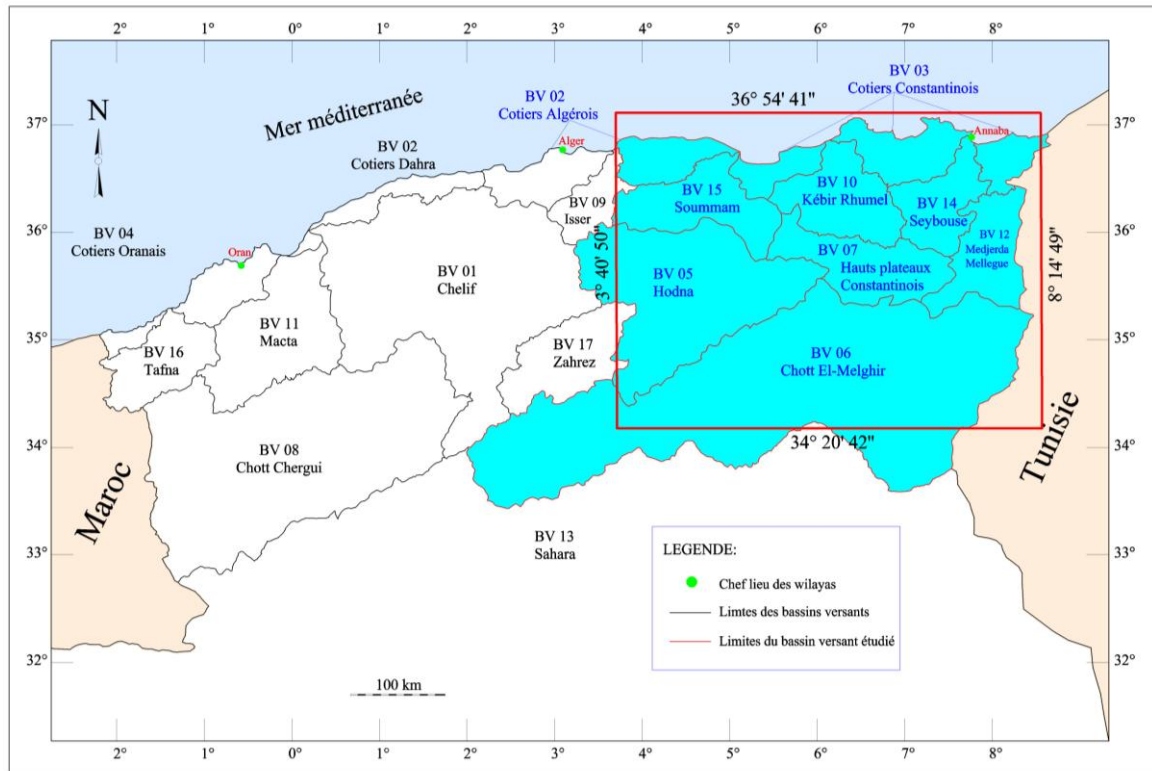


Figure II.1. Carte des Bassins versants et les limites de l'Agence des bassins hydrographiques.

II.3. Les grands traits physiques de la région d'étude

A l'instar de toute l'Algérie, le milieu physique de l'Est a pour principale caractéristique l'ordonnancement du relief en éléments longitudinaux quasiment parallèles.

De la mer à l'intérieur se succèdent : le Tell maritime (montagnes surplombant la Méditerranée et plaines côtières), le Tell intérieur (montagnes, collines et bassins intérieurs), les Hautes plaines (grandes étendues de hautes terres, fermées à l'Ouest par la diagonales des monts du Hodna), l'Atlas Saharien (massifs de l'Aurès – Nememcha et du Hodna) et, enfin le Piémont saharien (jusqu'au Chott Melrhir, limite Sud de notre zone d'étude).

L'organisation orographique de l'Algérie orientale est, plus qu'ailleurs, affectée d'un fort gradient latitudinal, qui concerne aussi bien les altitudes topographiques. Cet édifice est complété, sur le plan géologique, par une variété d'unités structurales.

Le climat fort contrasté y imprime sa plus grande marque. Latitude et continentalité donnent lieu à une disposition en bandes zonales Est-Ouest de la pluviométrie et de l'évapotranspiration. Aussi, à la présence de grands « châteaux d'eau » sur le Tell et le littoral, directement exposés aux flux humides dominants du Nord et du Nord-Ouest, s'oppose une sécheresse marquée à l'intérieur.

II.4. Contexte Oro-hydrographique

Les reliefs se caractérisent, du Nord au Sud, par leur organisation en éléments quasiment parallèles, que l'hydrographie est souvent entrecoupés de façon perpendiculaire :

II.4.1. Des plaines côtières étroites

Les massifs maritimes isolent les plaines côtières en plusieurs unités, qui succèdent d'Est en Ouest, formant plusieurs unités isolées les unes par rapport aux autres. Les trois massifs d'El Aouana, de Bougaroun et de l'Edough ont des positions en saillant, dans la mer Méditerranée qu'ils dominent par des versants raides (Marre, 1992).

Les plaines de Guerbès, de Fetzara et d'Annaba, en forme de croissant autour du djebel Edough, sont jalonnées respectivement par la basse vallée du Kébir-Ouest, le lac Fatzara, la basse Seybouse et la Mafragh.

Il s'agit partout ailleurs, de petites plaines côtières correspondant aux basses vallées des oueds : Skikda (Oued Safsaf), Collo (Oued Guebli), El Ancer-Belghimouz (Oued El Kébir), Jijel (Oued Djendjen), Souk El Tenine (Oued Agrioun) et Tizi Ouzou (Oued Sebaou).

II.4.2. Géomorphologie du Tell Oriental Algerien

Au nord, l'Atlas tellien forme avec l'Atlas saharien, plus au sud, deux ensembles de reliefs parallèles se rapprochant en allant vers l'est, et entre lesquels s'intercalent de vastes plaines et Hauts-Plateaux. Les deux Atlas tendent à se confondre dans l'est de l'Algérie.

Depuis Tizi Ouzou jusqu'à la frontière tunisienne, il longe sur 400 km environ, la mer Méditerranée, qu'il surplombe par endroits à la faveur de grandes falaises (Mebarki, 2005). La première partie s'ouvre par une description générales des masses principales d'un relief très compartimenté : le Tell nord-constantinois, le Tell au nord de Guelma, les massifs à l'ouest du Seybouse et le croissant des plaines autour du J. Edough (Beaudet et Marre, 1988). Cette chaîne dédoublée (Tell interne et Tell externe) doit son caractère montagnard, moins à l'altitude qu'aux vallées et au climat. Une série de petits cours d'eau parallèles et courts descendent du flanc Nord des djebels bien arrosés et se précipitent en pentes raides vers la Méditerranée. Les cours d'eau telliens sont plus importants, avant d'atteindre la mer, entaillent vigoureusement le relief, à l'image de l'oued Agrioun qui emprunte les fameuses gorges de Kherrata dans la chaîne des Babor (point culminant : 2 004 m) (Mebarki, 2005).

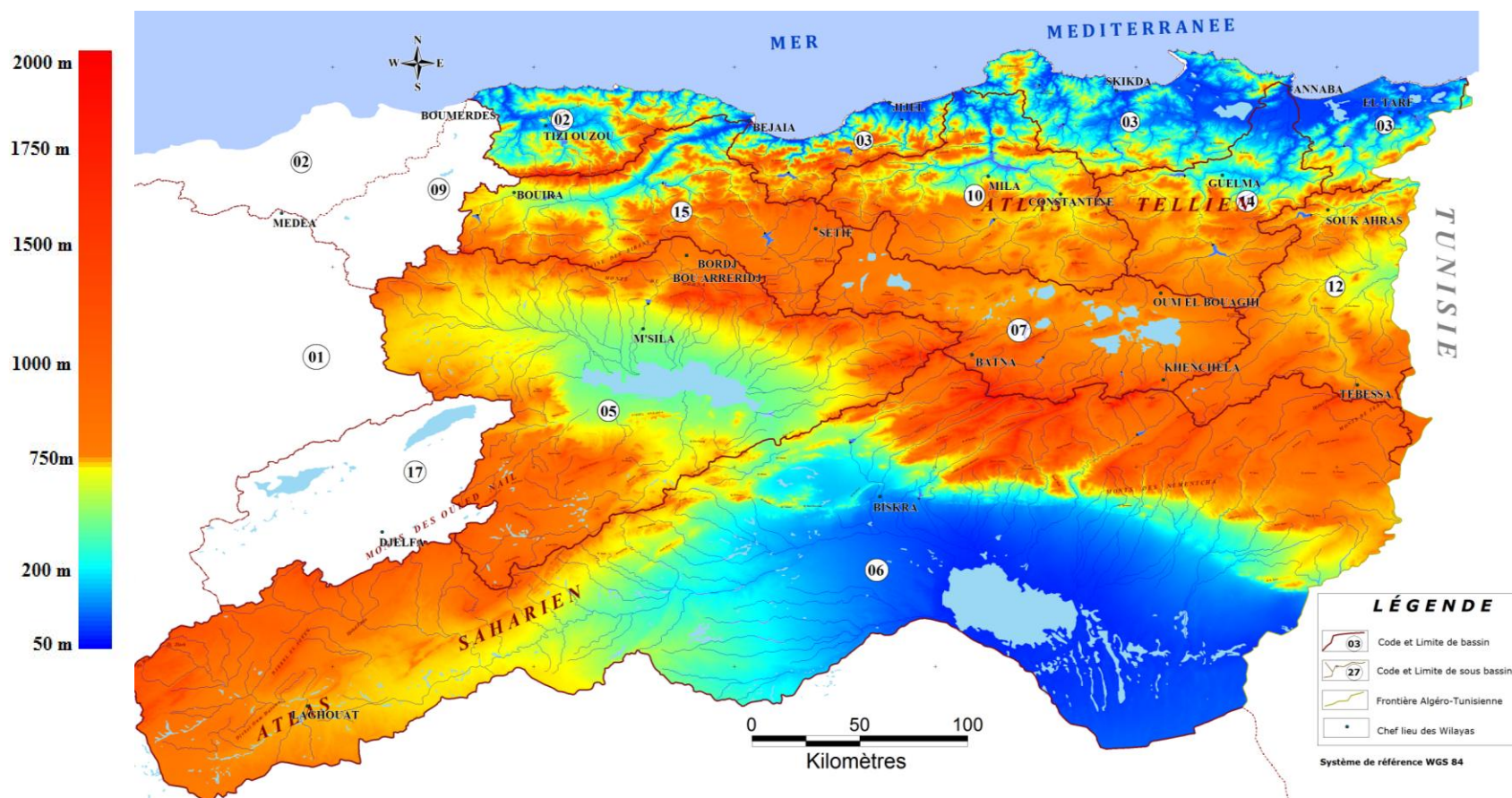


Figure II.2. Oro-graphique de l'Est Algérien vue à travers le modèle Numérique de terrain.

De grands cours d'eau descendent des hautes plaines et traversent le bourrelet en taillant d'étroites gorges, véritables « goulots d'étranglement » : gorges du rocher de Constantine creusées, à plus de 200 m de profondeur ; cluse de Nador par lequel la Seybouse franchit l'écran topographique séparant le bassin de Guelma et la basse Seybouse ; gorges du Guergour percées par l'oued Boussellam à travers Djebel Tafrat.

A l'Est de pays on a l'Atlas Saharien, avec les monts de l'Aurès et particulièrement Nemamcha (Tebessa) qui occupent la totalité de l'est algérie (Batna, Khenchela, Oum-El-Bouaghi, Aïn M'lila, Souk Ahras, Guelma, Biskra, etc.), et prolonge par ses alignements Sud-Ouest – Nord-Est, et elles sont délimitées par la frontière tunisienne. Les deux ensembles relient, à travers de longs versants méridionaux, le piémont saharien. Les reliefs dissymétriques de l'Aurès se caractérisent par des alignements Sud-Ouest – Nord-Ouest où gros anticlinaux et larges synclinaux perchés se succèdent. C'est là où s'élève le plus haut massif de l'Est Algérien, Les Aurès occupent une surface de 50 000 km², Le point culminant est le mont Chélia Chélia (2 326 m).

Les Monts du Hodna qui jouxtent (avoisiner) l'Aurès à l'Ouest, ferment en diagonale les Hautes Plaines et font la jonction entre l'Atlas saharien et la chaîne tellienne. Leur versant Sud, dominant Chott Hodna, est à l'origine d'une série d'oueds temporaires qui alimentent la dépression lacustre. L'oued Ksob mord (mordre) un peu plus au Nord dans les Hautes Plaines de Bordj Bou Arreridj.

II.4.3. Des hautes plaines étendues

Ce sont de vastes étendues planes, compartimentés en une série de bassins individualisés, plus ou moins délimités par des horsts calcaires. Elles sont topographiquement perchées par rapport aux plaines littorales ou sahariennes, mais toujours dominées par les chaînes Nord et Sud.

Entre les massifs de Tell et l'Atlas saharien, un grand ensemble de plaines et de Hauts-Plateaux semi-arides sont creusés par de nombreuses étendues d'eau salée, les chotts, asséchés en fonction des saisons. Le point le plus bas d'Algérie, atteint au Chott Melrhir, descend à – 40 m. L'ensemble court depuis les frontières marocaines à l'Ouest jusque dans la vallée du Hodna dont les monts relient parfois les Atlas tellien et saharien.

Le réseau hydrographique méditerranéen mord largement sur les Hautes plaines, dans leurs marges Nord, et surtout aux extrémités Est (Oued Medjerdah) et Ouest (Oued Boussellam).

Les zones de faiblesse du centre sont jalonnées (repérer) par un chapelet de chotts, sebkhas, où viennent se jeter les oueds dévalant du piémont Nord de l'Atlas Saharien. Dans cette « gouttière des Hautes Plaines » la marque de l'endoréisme est nette tant s'y conjuguent topographie de cuvette et semi-aridité du climat. Le chott Hodna, plus décalé vers le Sud-Ouest, se trouve géographiquement dans le prolongement dans la région inter-atlasique Algéro-oranaise (Mebarki, 2005).

II.4.4. Piémont Sud de l'Atlas

Sur le flanc méridional de l'Atlas saharien, s'étendent à perte de vue de vastes plaines dont la nudité annonce l'aridité dominante. C'est le domaine du Bas-Sahara, repérer par une série d'oasis (région des Zibans) qui doivent leur présence à l'exploitation de nappes souterraines.

Le point le plus bas d'Algérie : -34 m, est situé au chott Melrhir, là où la réception des oueds qui descendent Nord-Sud du flanc méridional de l'Aurès-Nememcha. C'est dans cette grande dépression lacustre que se jette également l'oued Djedi, gros collecteur de la vaste gouttière qui s'étend d'Ouest en Est sur environ 500 km, entre l'Atlas Saharien (au Sud des Monts des Ouled Nail et Monts du Zab) et le plateau des Daïas (Mebarki, 2005).

L'altitude moyenne, dans l'Est Algérien est répartie en trois classes distinctes, sur les plaines côtières est de 0 à 100 m, moins de 700 m d'altitude dans les basses montagnes, et pour les massifs élevés du Tell plus de 1000 m d'altitude. Elle voisine les 800 m dans les hautes plaines, 400 m dans le Hodna, 1500-2000 m dans la l'Atlas saharien et enfin moins de 100 m dans le piémont saharien. Les reliefs ont des altitudes qui ne sont guère très élevées en valeur absolue mais se singularisent par leur fort gradient altimétrique (entre Djebel Chélia et la haute plaine de Remila, la dénivellation atteint 1200 m ; du haut de ses 1462 m, Djebel Meïd Aïcha domine la vallée de l'oued Kébir de plus d'un millier de mètres...).

II.5. Contexte géologique : une diversité d'unités structurales

II.5.1. Description Lithostratigraphiques (Les unités géologiques)

Du Nord au Sud, la structure géologique est caractérisée par de nombreuses unités empilées au cours de phases tectoniques successives. Elles sont caractérisées par la complexité et la diversité des styles mais aussi par la nature différenciée des matériaux qui les composent.

Tableau II.1. Résumé de la colonne lithostratigraphique du Nord-Est de l'Algérie (compagnie nationale SONATRACH).

<i>Système</i>	<i>Série</i>	<i>Description</i>
quaternaire		Argiles, graviers, sables argileux, grès alluvionnaires, galets, conglomérats, généralement des dépôts continentaux avec du sel et du gypse.
Néogène	Pliocène	Conglomérats, argiles, calcaires, grès lacustre
	Miocène	Marnes, des conglomérats et des calcaires. Des conglomérats, grès, calcaires, marnes, sable argileux
Paléogène	Oligocène	Marnes bitumineuses, calcaires, argiles, des grès quartzitiques, des conglomérats.
	Eocène	Marnes à gypses, argiles, calcaires et sel Calcaires marneux à silices
	Paléocène	Grès, argiles, dolomies
Crétacé	Supérieur	Marnes noires, calcaires argileux
		Marnes, calcaires, calcaires argileux
		Dolomies, calcaires, calcaires argileux, marnes, calcaires cristallins
		Marnes, calcaires, des conglomérats, argiles, calcaires à coquilles
	Inférieur	Schistes, quartzites, calcaires, grès, marnes
		Schistes, grès, calcaires, dolomies, calcaires récifaux
		Schistes argileux, dolomies, calcaires, marnes Calcaires argileux et gréseux
Jurassique	Malm	Roches argileuses carbonatées (argiles, calcaires, conglomérats, grès)
	Dogger	Roches carbonatées (calcaires, dolomies, marnes)
	Lias	Roches carbonatées (calcaires, dolomies, marnes), série A ₃ - calcaires, massif noirs dolomitiques
Trias	Supérieur	Formation d'argiles-sel-gypses
	Moyen	Sables quartzitiques, calcaires argileux, marnes, dolomies à faunes
	inférieur	▪ série A ₁ - argiles colorées, marnes, calcaires ▪ série A ₂ - schistes, grès
Permien		Conglomérats rouges et grès
Carbonifère		Séquences de schistes sableux
Dévonien		Calcaires roses et gris-bleue
silurien		calcaires bréchiqes avec faune du Silurien supérieur schiste gris avec des cailloux, siltstones avec brèches, graptolites du silurien inférieur (Llandoveryen)
Cambro-ordovicien		Micas schistes avec biotites et muscovites, calcaire dolomitique et schistes (série supérieure schisteuse). Affleurement de minces plagioclases gneissiques avec des lentilles et des lots détritiques séparés et des roches carbonatées (série inférieur des gneiss). Des veines basiques et ultrabasiques mises en œuvre en intrusion et en lits.

II.5.2. Les grands ensembles morpho-structuraux

La distribution des reliefs topographiques, correspond à une succession Nord-Sud des ensembles morpho-structuraux, que nous présentons comme suit :

- L'Atlas tellien à une chaîne plissée et accidentée caractérisée par la complexité et la jeunesse de sa structure : son volume montagneux a été plissé et charrié au cours du Tertiaire, et mis en place par des mouvements tectoniques au plio-Quaternaire et son orogénèse se produit jusqu'à ce jour par les manifestations de mouvements sismiques. Les nappes charriées et empilées les unes sur les autres sont constituées généralement de terrains meubles, favorisant une érosion intense ;
- La large plate-forme des Hautes Plaines correspond à un bâti structural rigide, soumis à une tectonique cassante. Les massifs calcaires isolés, émergeant en horsts, sont les affleurements d'épaisses formations carbonatées «la nappe néritique constantinoise ».

Les plaines plio-quaternaire de remblaiement correspondent souvent à des dépressions tectoniques ou « grabens » ; certaines d'entre-elles sont fermés par des verrous triasiques, favorisant l'endoréisme avec la formation des lacs salés (Sebkhas) ;

- La chaîne atlastique dont les assises géologiques sont mises en place au Secondaire, plus anciennes donc que celles du Tell, est formé de grands plis réguliers, constitués essentiellement de roches calcaires. Ces structures plissées (anticlinaux et synclinaux) impriment le paysage vigoureux de l'Aurès, Nememcha et celui de la vaste étendue d'une table rigide, le bouclier saharien.

La grande dépression fermée du Chott Melrhir, constitue une zone d'affaissement « la fosse Sud-aurassienne » où de vastes dépôts sédimentaires dus à l'érosion se sont accumulés dans la cuvette et, où l'endoréisme s'est installé avec les épisodes climatiques secs du quaternaire.

La coupe géologique Nord-Sud de la figure II.3 illustre la diversité des faciès et des structures géologiques de l'Est algérien. Elle part du massif ancien de Collo aux formations marneuses oligocènes de Constantine-Mila, le djebel calcaire du Crétacé inférieur de Nif en Nser et la sebkha Djendli dans les hautes Plaines sud-constantinois, enfin l'alternance des massifs plissés (Djebel Mahmel, Dj. Zellatou, Dj. Ahmar Khaddou) et des vallées encaissées (Oued Abdi, Oued El Abiod) de l'Aurès.

L'ensemble de kabyle ou dénommé autrement « domaine interne », comprend le socle cristallin et sa couverture sédimentaire chevauchement des unités plus méridionales. C'est un ensemble écaillé, tangentielle fini-éocène. Il est traversé par des roches éruptives (granites, grano-diorites, microgranites, dolérites et rhyolites) correspondant à un « magmatisme néogène et quaternaire ». Par ailleurs, il est recouvert de lambeaux argilo-gréseux (Oligo-Miocène kabyle, Olistostromes, flyschs).

Le socle paléozoïque, développé surtout en Petite Kabylie, comporte à sa base des formations gneissiques au dessus desquelles se développent une série de gneiss, de marbres, et de micaschistes recouverte par des phyllades. Les niveaux carbonatés du Trias à l'Eocène constituent la dorsale kabyle ou « chaîne calcaire » qui s'étire sur près de 90 km, d'Ouest (Djebel Sidi Dris) en Est (Zit Emba dans la région Nord de Guelma). Cette couverture peut-être en partie désolidarisée de son socle, pour former des nappes de charriages.

En allant vers l'est, à travers la plaine de Jijel. La plaine côtière est ceinturée par les massifs montagneux du socle métamorphique, recouvert par endroits de lambeaux de flyschs de l'Oligo-Miocène, et est ouverte au Nord sur la Méditerranée, avec cependant présence d'un cordon dunaire qui s'étire sur une quinzaine de km.

Le bassin versant Kébir Rhumel est composé de domaines géologiques très différents : le domaine des plaines plio-quaternaires et des horsts calcaires (Hautes Plaines), le bassin néogène (Partie la plus récente du tertiaire comprenant le miocène et le pliocène.) à dominance argileuse de Constantine–Mila, le domaine des nappes « tectoniques » de Djemila (marnes et calcaires-marneux), la dorsale kabyle (calcaires jurassiques) et les massifs gréseux numidiens et enfin le domaine du socle granitique et cristallophyllien de petite Kabylie d'El Milia (Mebarki A., 1982 et 1984).

Les données du contexte morfo-structural du bassin se traduisent par la présence d'aquifères, superposés dans les formations mio-plioquaternaires (haut Cherf), et par des nappes d'eau libres dans les formations plio-quaternaires des plaines de Guelma-Boucheouf.

Un système de nappes superposées (un niveau d'alluvions grossières et un niveau relativement profond de calcaires lacustres) est intensivement exploité dans la basse Seybouse, plus précisément la plaine Ouest d'Annaba (Ghachi A., 1986).

Les formations de calcaires karstiques (sous bassin du bas Cherf, Tamlouka) donnent lieu à l'émergence de sources (à l'exemple de la source d'Ain Arko) et renferment d'importantes ressources, exploitées par forages.

En allant un peu vers le sud, vers Le bassin de Medjerda se compose une série de petits biefs étagés. Il suit alors le contact des grés oligocènes avec les calcaires puis les alternances marneuses et marno-calcaires crétacées du vaste dôme anticlinal éventré de Berdah.

L'oued Mellegue s'enfonce d'Ain Dalaa jusqu'à Meskiana, au cœur d'un ample dôme crétacé supérieur. A partir de là, le parcours de l'oued est influencé par la complexité des structures géologiques qu'apporte la présence des diapirs triasiques (Mesloula, Ouenza) et des fossés subsidents transversaux (Morsot, oued Bou Rhanem) (Rodier J-A. et al., 1980).

II.5.3. Le domaine des nappes des flyschs

Ce domaine est composé de deux types d'unités différentes :

- *Les nappes mauritaniennes et massylienne* (djebels orientaux des Babor, Petite Kybilie...), série de Crétacé inférieur formée typiquement de flyschs grésopélitiques ;
- *La nappe numidienne*, séries gréseuses de l'Oligocène qui affleurent largement suivant une orientation SW-NE, allant de Constantine-Guelma jusqu'à la Tunisie (Tabarka) ainsi que sur les chaînons de Zouagha et des Mouïas, Dj. Bou Affroun, Dj. Tamesguida, au NW du Dj. Edough, à l'Est du Cap d'El Aouna ... ces sédiments postérieurs à la tectonique fini-éocène, forment un étage supérieur nettement moins tectonisé.

II.5.4. Les nappes telliennes ou « domaine externe »

Ces éléments structuraux sont développés sur près de 100 km du Nord au Sud, et supportant les empilements « normaux » des flyschs. Ce sont des « séries épaisses à dominante marneuse issues du sillon tellien », découpées par les phases tectoniques tertiaires en trois grandes unités, du Nord au Sud :

- *Les unités ultra-telliennes* formées par les marno-calcaires clairs (formations typiques du crétacé inférieur). Elles n'affleurent de façon notable qu'à Est du méridien du Djebel Sidi Dris, puis se développent jusqu'en Kroumirie. Dans ces unités, y est représenté le socle cristallin du Djebel Edough « massif cristallin externe » de l'Est de l'Algérie alpine ;
- Les unités telliennes sensu stricto, formations marneuses et marno-calcaires du crétacé, avec absence d'intercalations néritiques à caractère prépondérant. Elles couvrent, sur des surfaces considérables, le tiers occidental de la zone étudiée (des chaînons côtiers des Babor au piémont Nord des Monts du Hodna) ;

- Les unités péni-telliennes et unités méridionales à nummulites, à faciès néritique prépondérant, l'âge Crétacé supérieur à Eocène. Ces séries montrent de grandes affinités avec l'unité néritique constantinoise et les unités Sud-sétifiennes.

II.6. Un couvert végétal discontinu

La végétation n'est pas considérée dans ce travail, sous son aspect purement botanique ou phytogéographique, mais sous son aspect de couverture du sol, plus ou moins modifiée par l'homme. Nous en adaptons donc la présentation afin de distinguer les différents types de végétation et leurs aires géographiques (figure II.5).

II.6.1. La végétation forestière

Les grandes divisions d'espèces forestières sont déterminées par le climat, en particulier par la pluviométrie, elle-même dépendant en partie du relief, les conditions édaphiques faisant le reste au niveau du détail.

- Dans la zone tellienne, en particulier le Tell maritime, les résineux appartenant aux genres *Pinus* (*Pinus halepensis*, *P. maritima*) et *Cedrus* (*C. atlantica*) et les feuillus notamment des chênes classés dans le genre *Quercus* (*Q. suber*, *Q. fagineae*, *Q. afares*, *Q. cocciferae* et *Q. ilex*) constituent les principales espèces forestières.

- L'Atlas saharien est le domaine où prédominent *Quercus ilex* (chêne vert) et *Pinus halepensis* (pin d'Alep). A l'Ouest, les forêts de ces deux espèces remontent en latitude, pour épouser la configuration de l'Atlas saharien, qui se prolonge vers le Nord-Ouest, par les Monts du Hodna, ces derniers fermant les Hautes plaines dans la région de Bordj Bou Arreridj.

- Les Hautes plaines constantinoises, région à climat semi-aride, sont en grande partie cultivées (dominance de la céréaliculture). Seuls quelques lambeaux de forêts de chêne vert, à l'état de broussailles, sont localisés sur les éminences calcaires ainsi qu'une brousse de jujubier.

Le caractère de dégradation du couvert forestier caractérise ces milieux méditerranéens fragiles. Hormis la forêt compacte des sommets de l'Aurès et du Tell, les reliefs montagneux sont souvent dénudés. Les djebels des Hautes Plaines sont dénudés à environ 4/5 (Côte M., 1979).

La dégradation du couvert forestier s'enracine loin dans le passé, depuis l'époque romaine mais la dernière grande rupture date de l'époque coloniale. Comme une preuve de cette

dégradation, le cèdre a beaucoup perdu de sa superficie initiale: sur les monts de Belezma, seul 13 600 ha persistent sous forme de lambeaux éparpillés (Sahli M., 1998). De gros efforts de reboisement ont été entrepris dès 1967, mais les programmes, au succès mitigé, ont été réalisés à un peu plus de la moitié seulement des prévisions (Mebarki, 2005).

II.6.2. La végétation des terres cultivées

- *Systèmes de cultures méditerranéens et arboriculture de montagne* : les zones bioclimatiques humides et subhumides à hiver chaud favorisent les cultures délicates (agrumes,...) et autres arbres fruitiers. Ces cultures épousent une étroite bande littorale constituée des plaines de Jijel, de Skikda (périmètre Safsaf) et d'Annaba (périmètre de Bounamoussa). L'irrigation est tout même nécessaire pendant les trois mois de déficit hydrique d'été.

En Petite Kabylie de Béjaïa, l'arbre fruitier trouve toute sa place : c'est le domaine de l'arboriculture de montagne (l'olivier y est très répandu) où la céréaliculture ne donne que des rendements faibles. Alors que dans les régions subhumides à l'hiver, caractérisant le Tell, surtout dans sa partie Est, la pluviométrie encore suffisante (plus de 600 mm) permet des cultures intensives et variées (cultures assolées : blé).

Céréaliculture avec jachère et culture discontinues avec parcours : les Hautes Plaines, à climat beaucoup plus continental, sont en grande partie cultivées, avec une céréaliculture dominante. Le domaine semi-aride à l'hiver frais, le plus répandu dans les Hautes Plaines (800 à 1000 m), se caractérise par l'omniprésence de céréaliculture, souvent pratiquée avec de la jachère (système du *dry farming*).

Dans les régions à climat semi-aride inférieur à hiver frais, la pluviométrie (moins de 300-350 mm) ne permet que de faibles rendements céréaliers, d'où l'apparition déjà d'alfa.

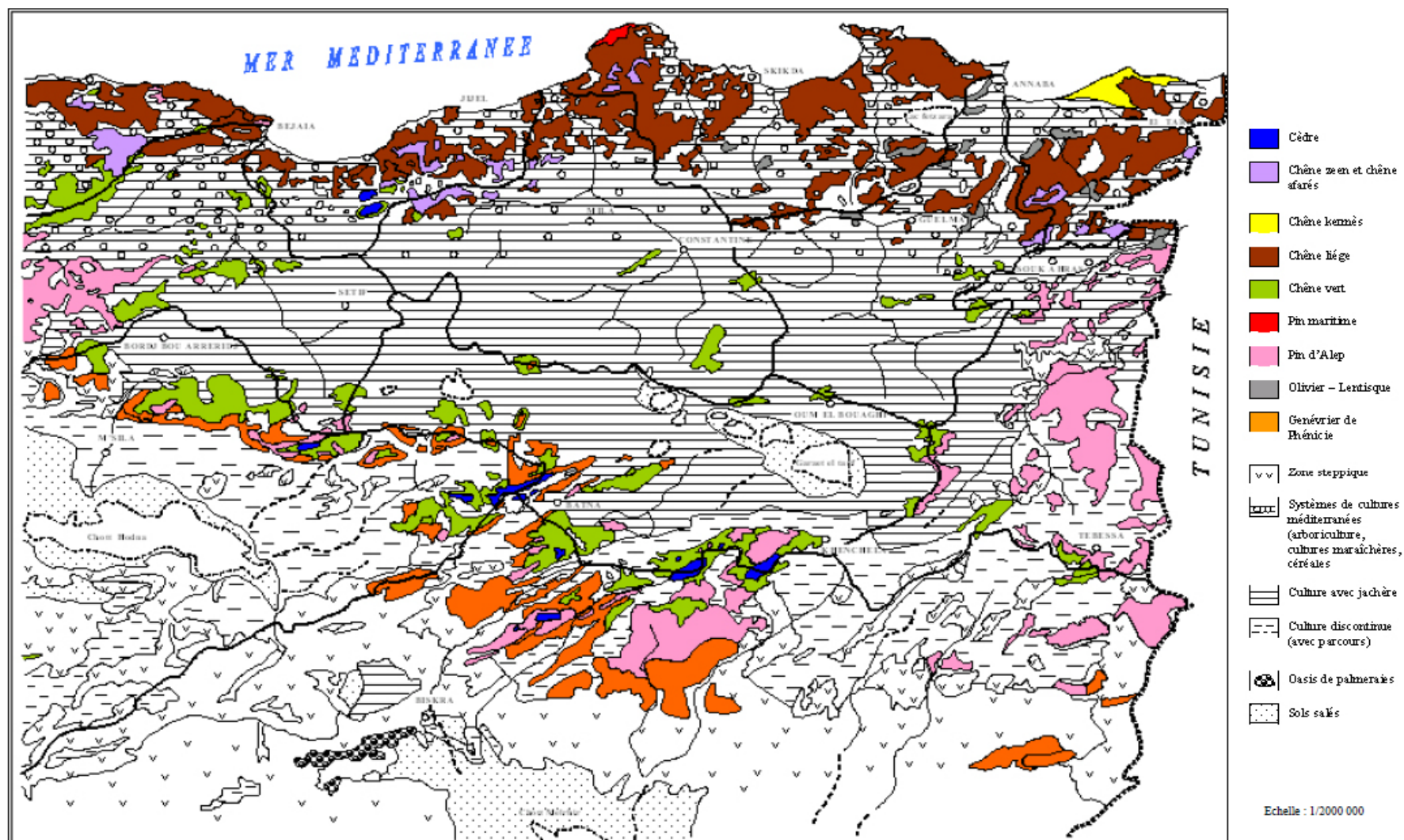


Figure II.3. Couverture végétale de l'Est Algérien (Mébariki, 2005. carte internationale du tapis végétal au 1/1000 000).



Photo II.1. Bassin de Rafsa, dans le Sud sétifois (hautes plaines de l'Algérie orientale)
(Mebarki, 2005).

Les zones de cultures discontinues (association céréales et parcours) gagnent sur les sols plutôt steppiques, plus spécialement au Sud Est (Tebessa, El Aouinet), dans les plaines intra-montagneuses de Nememcha, et au Nord du Chott Hodna.

II.6.3. La végétation steppique

Elle occupe de grandes étendues, correspondant au bassin de Hodna, au pays des Gareat et à la région de Nememcha. Il s'agit de milieux à la fois secs (bioclimat subaride ou au mieux semi-aride inférieur) et en partie salés (sols halomorphes autour des lacs salés ou sols évoluant dans un milieu où domine des formations du Trias).

Le pays des Gareat (de Sebket El Hamiet à Gareat El Tarf), situé au cœur des Hautes plaines, est occupé d'armoïse sur les glacis, d'atriplex sur les sols profonds et de salsolacées sur les sols halomorphes (Mebarki, 2005).

La steppe, formation de graminées (alfa, sparte), de buissons ligneux (armoïse), de plantes halophiles (salsolacées, atriplex), constitue des zones de parcours (élevage d'ovins et de caprins). Elle s'étend à perte de vue dans les Hautes plaines méridionales du Constantinois, et est plus développée encore dans la moitié Ouest de l'Algérie orientale, dans la grande dépression du Hodna (pays de l'alfa).



Photo II.2. zone steppique: (A) céréaliculture dans les Garaet (Hautes Plaines Sud-constantinoise). (B) atriplex dans la zone de mise en défens du piémont de Djebel Fedjoudj).

En milieu steppique, les dégradations les plus fortes sont concomitantes au phénomène récent de sédentarisation des tribus de pasteurs-nomades, et à l'extension démesurée de la céréaliculture, encouragée par une mécanisation excessive.

II.6.4. La végétation des oasis sahariennes (palmeraies)

Les premières palmeraies apparaissent depuis le piémont Sud de l'Aurès (El Kantara, M'chounèche, Khangat Sidi Nadjj) où elles sont à la limite de leur cadre écologique véritable.

Plus nombreuses et plus à leur place les oasis parsèment la région aride de Ziban (Tolga, Biskra, Sidi Okba, Zeribet El Oued....) où douceur de l'hiver et forte sécheresse hygrométrique et l'air des fameuses Deglet Nour.



Photo II.3. Palmeraie et village de Khangat Sidi Nadji (Mebarki, 2005).

Au-delà de la palmeraie traditionnelle, de nouvelles formes d'oasis, marqueries d'exploitation irriguées par motopompe, prolifèrent dans le Zab Chergui, au Sud-Est de Biskra (le nombre de jardins relevé par photos aériennes aurait passé de 300 en 1972 à 2500 en 1993). D'un système phéonicoles initialement prédominant, les agrosystèmes sahariens d'aujourd'hui s'orientent vers une production plus diversifiée (palmiers, maraîchage, arboriculture, élevage), avec un mode d'organisation moderne.

Au final, il ressort du simple examen de la carte du couvert végétale de la région d'étude, que la forêt occupe une place minoritaire qui rétrécit de surcroît, en raison de l'excessive déforestation (en moyenne nationale, un tiers seulement des étendues forestières est concerné par les forêts réellement productives, le reste étant occupé par les maquis et parcours broussailleux.

Adoptant la méthode de classification du couvert végétal par ordre de densité (ou d'efficacité) décroissante de Tricart J. (1968), il convient de rappeler, à titre d'exemple, les résultats d'une cartographie détaillée, établie à l'échelle du 1/500 000, sur le bassin du Kébir Rhumel :

- Surfaces bien protégées : le couvert forestier (15,1 %) et les prairies (2%) ne représentent ensemble que 17%, chiffre tout de même surestimé car il intègre les forêts à l'état de maquis dégradé et de broussailles dont la densité est plutôt faible. La majorité de ces surfaces bien protégées est localisée dans le bassin inférieur ou Kébir-maritime ;

- Surfaces mal protégées ou nues (terrains dénudés, steppe, broussailles) : elles représentent autour de 17% de la superficie totale du bassin ;

Enfin, les surfaces incomplètement protégées (terres labourées et arboriculture extensive) s'élèvent à 56%.

II.7. Bassins exoréiques et bassins endoréiques

On peut classer les bassins hydrographiques selon la nature de l'écoulement de leurs cours d'eau principal, bassin versant exoréique et bassin versant endoréiques (Figure II.09).

- Au Nord, des bassins à écoulement *exoréique* (les oueds se jettent dans la mer Méditerranée) et à régime quasiment pérenne : le bassin Est du Côtiers Algérois près de 3 950 km² pour une superficie totale de 11 972 km²), Côtiers constantinois (11 566 km²), Kébir-Rhumel (8 815 km²), Medjerda (7 785 km²), Seybouse (6 475 km²) et Soummam (9 125 km²).

- A noter que le bassin complet de Medjerda totalise à l'exutoire (le golfe de Tunis) une superficie de 23 700 km² alors que sa partie Algérienne ne représente que le tiers du bassin ;

- Au Sud, des bassins à écoulement *endoréique* (les oueds se jettent dans des dépressions fermées) et à régime quasi-temporaire : les Hauts Plateaux constantinois (9 578 km²), le bassin du Chott Melrhir (68 750 km²) et le bassin du Hodna (25 843 km²).

Cette forme hydrographique est due essentiellement par la combinaison de deux facteurs principaux : facteurs topographiques et facteurs climatiques.

- La chaîne montagneuse Tellienne et la pluviosité facilitent un écoulement vers la mer dans les bassins supérieurs, correspondant aux marges Nord des Hautes plaines, ont toutefois un régime qualifié de « *pseudo-exoréique* » car leur écoulement libre vers l'extérieur ne fonctionne que lors des crues ;

- à l'intérieur, la topographie en cuvettes et la semi-aridité du climat favorisent un régime d'écoulement endoréique, débouchant dans des dépressions fermées de type sebkha, chott ou garâa.

Les oueds qui prennent naissance dans les djebels de l'Aurès et de Nememcha, relativement arrosés, vont s'écouler dans deux directions opposées : ceux du versant Nord rejoignent la gouttière des Hautes Plaines (une dizaine de lacs salés), ceux du versant saharien se jettent dans Chott Melrhir. Plus à l'Ouest, les écoulements des Monts du Hodna au Nord et ceux issus des Monts du Zab et des Ouled Nail au Sud convergent vers un exutoire unique, Chott Hodna.

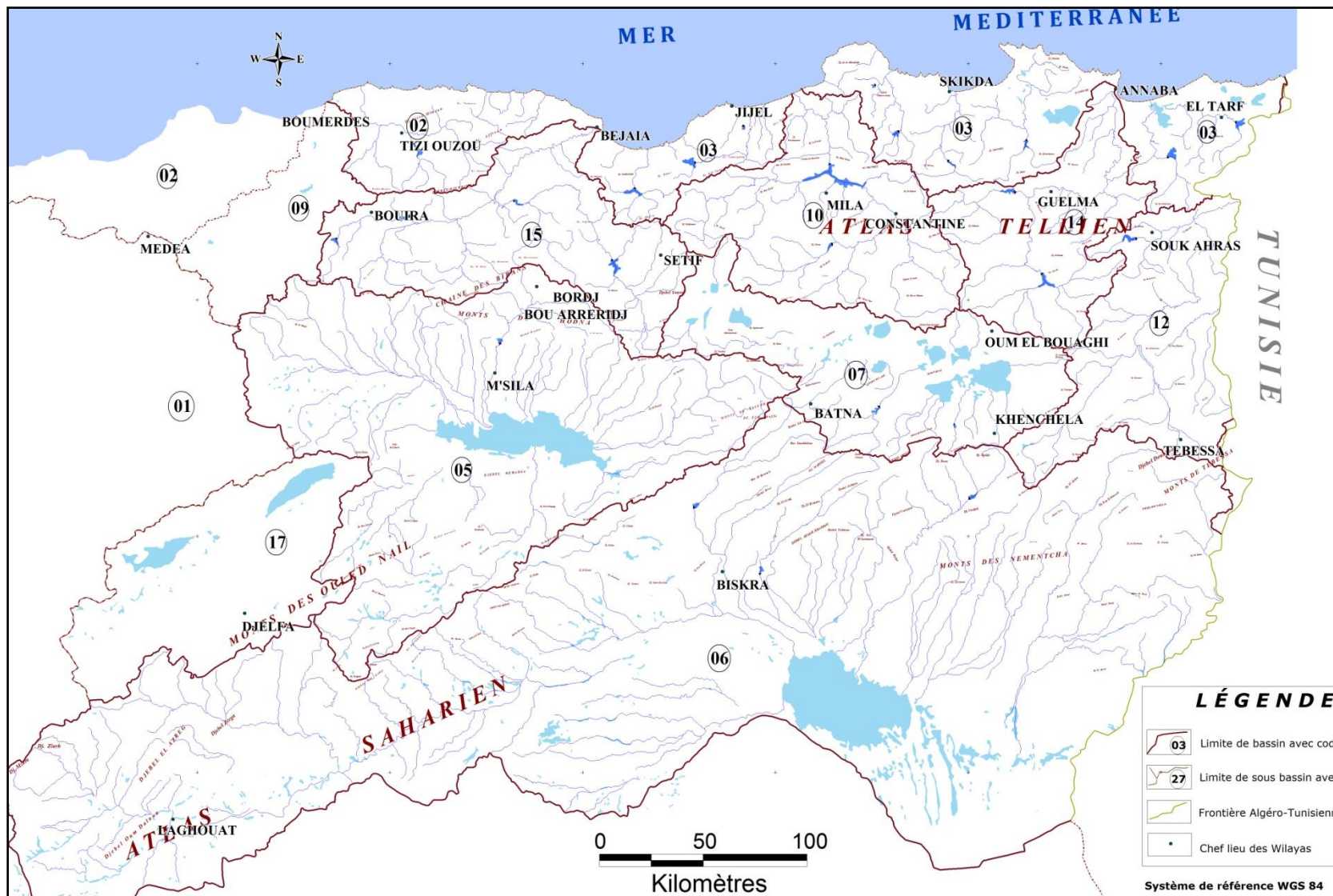


Figure II.4. Bassin hydrographiques de l'Est Algérien.

II.7.1. Les bassins exoréiques : organismes fluviaux tributaires de la Méditerranée

Les régions exoréiques représentent un intérêt hydrologique prépondérant, en raison de l'importance des flux véhiculés vers la mer, plus particulièrement en périodes pluvieuses, génératrices de crues. Si le réseau hydrographique des côtières constantinois trouve son origine sur les versants très arrosés du bourrelet tellien, celui du Boussellam, du Kébir-Rhumel, de la Seybouse et de la Medjerda, coule, sur des dizaines de kilomètres, dans les Hautes Plaines semi-arides avant de franchir les massifs telliens subhumides à humides.

II.7.1.1. Le bassin versant côtiers Algérois (zone Est)

Le bassin hydrographique côtier algérois est situé dans la partie centrale de l'Algérie du Nord. Il couvre une superficie totale de 11 972 Km². Dans cette étude, nous ne prenons pas en compte l'ensemble total de la surface du bassin, nous délimiterons à la zone Est de ce bassin avec une superficie de 3 950 Km², drainée par le cours d'eau principale dénommé oued Sebaou dans région de Tizi Ouzou (Oued Sébaou draine plus de 60% de la surface totale de cette zone), sur lequel est implanté le barrage de Taksebt, ce dernier est le potentiel principal de la région, affluent du Sébaou situé à environ 10 Km au sud-est de la ville de Tizi Ouzou (Ballah, 2014).

L'oued Sebaou qui prend sa source au djebel Djurdjura, au Nord de Sétif, coule dans une direction Sud-Est-Nord-Ouest. Ce dernier est régularisé par le barrage Taksebt, qui a un taux de remplissage de 72 % ; qui alimente Tizi Ouzou, Boumerdes et Alger.

II.7.1.2. Le bassin des côtiers Constantinois

Il se décompose en Côtiers Est (cinq sous-bassins répartis sur 3 203 km²), Côtiers Centre (neuf sous-bassins répartis sur 5 524 km²) et Côtiers Ouest (cinq sous-bassins répartis sur 2 724 km²).

De l'Ouest à l'Est vers la frontière Tunisienne, les principaux cours d'eau rencontrés sont : oued Agrioun (Kherrata), oued Djendjen (Jijel), oued Guebli (Collo), oued Safsaf (Skikda), l'oued Kébir-Ouest (Azzaba) et enfin l'oued Mafragh, formé de la conjonction des oueds Kébir-Est et Bounamoussa (région d'El Kala-Annaba).

- *Les Côtiers Est* : le bassin de la Mafragh forme le versant Nord du dernier tronçon de la chaîne septentrionale de l'Atlas Tellien : Monts de la Medjerda en Algérie et Mont de Kroumirie en Tunisie. Les affluents du Kébir-Est, tout comme l'oued Bounamoussa, naissent dans les montagnes gréseuses (grés numidiens) boisées et très fortement arrosées.

Ces oueds rejoignent la mer au Nord, après leur passage à travers les sols lourds de la plaine qui sont gorgés d'eau, la plus grande partie de l'année. La forte pluviosité et la topographie (moins de 10 à 20 m en moyenne au dessus du niveau de la mer) sont la cause du mauvais drainage de la plaine.

Le barrage de Cheffia, sur la haute vallée de Bounamoussa, et récemment le barrage de Mexa, sur le Kébir-Est, régularisent le débit de ces oueds.

- *Les Côtiers Centre* : sont formés d'Est en Ouest principalement par les oueds Kébir-Ouest, Safsaf et Guebli qui coulent quasi-parallèlement du versant Nord-tellien vers la mer. Dans la grande dépression de Fetzara à l'Est, les écoulements convergent vers le lac qui rétrécit jusqu'à s'assécher en saison sèche.

Le barrage de Zit Emba régularise les eaux de l'oued El Hammam, branche supérieure du Kébir-Ouest. Les débits du haut Safsaf sont régularisées par le barrage de Zardéras, construit du temps de la colonisation. L'oued Fessa, affluent du Guebli supérieur est également aujourd'hui exploité par barrage (Guenitra). Il en est de même concernant l'oued Guergoura, autre affluent du Guebli inférieur, capté par le petit barrage de Beni Zid.

- *Les côtiers Ouest* : les oueds Mencha, Djendjen et Nil coulent vers la Méditerranée, dans le sens général Sud-Nord. A travers la plaine de Jijel.

Plus à l'Ouest, l'oued Agrioun prend naissance dans le massif des Babor et le versant septentrional du Djebel Meghris. Il traverse vigoureusement les gorges de Kherrata et draine, plus en aval, la vallée alluviale de Souk El Tnine avant de rejoindre la mer Méditerranée.

L'abondance des précipitations, la forte humidité de l'air et l'exubérance de la végétation (chêne liège, pin maritime, chêne zeen et olivier) sur les djebels confèrent à cette région un milieu naturel comparable à celui de l'extrême Nord-Est Algérien. Mais ici l'hydromorphie des sols n'est pas aussi contraignante que dans la plaine d'el Tarf, le drainage naturel des oueds vers la mer étant plus facile.

Le barrage d'Erraguène sur cours d'eau supérieur de Djendjen et barrage d'Ighil Emda sur oued Agroun, sont exploités pour l'énergie hydroélectrique. A signaler également le barrage d'oued El Agrem, érigé pour des besoins d'alimentation en eau potable et d'irrigation de la plaine côtière.

II.7.1.3. Le bassin de Soummam (Boussellam)

Oued Soummam est constitué par deux principaux affluents : oued Boussellam à l'Est et oued Sahel à l'ouest ; il draine 54,9 % de la superficie totale du bassin à la mer.

L'oued Boussellam qui prend sa source au djebel Meghris, au Nord de Sétif, coule d'abord Nord-Sud puis vire-t-il brusquement vers le Nord-Ouest. Il s'échappe des hautes Plaines dans la région de Bougaa. Plus au Nord, il décrit une grande courbure et joint à lui un important affluent, Oued Mahadjar-Main, venant du Sud. Enfin, sa confluence dans la région de Akbou. Le cours supérieur de l'oued Boussellam est régularisé par le barrage d'Ain Zada ; sur le cours inférieur, et réalisé le barrage de Tichy Haf.

II.7.1.4. Le bassin du Kébir-Rhumel

Le bassin versant de Kébir Rhumel est vaste de 8 815 km². Son 'oued Kébir résulte de la jonction des deux cours d'eau (Rhumel et Endja), franchit vigoureusement la chaîne numidique, puis, il traverse les massifs numidiques très arrosés (Et bien exposée aux vents pluvieux méditerranéens) de la petite Kabylie d'El Milia, pour s'écouler dans la mer. L'oued Rhumel prend sa source vers 1 160 m d'altitude dans les monts du Tell, au Nord-Ouest de Belaa. Il draine, suivant une orientation Sud-Ouest-Nord-Est, les sous-bassins semi-arides des Hautes Plaines (Tadjenanet, Chelghoum Laid) puis franchit le Rocher de Constantine en s'encaissant profondément (200 m de dénivellation) dans des gorges calcaires. Depuis, il s'écoule en direction Nord-Ouest et plus au Nord, aux environs de Sidi Merouane, il conflue avec l'oued Endja qui draine la partie occidentale du bassin.

Le haut Rhumel à Oued Athménia est régularisé par le barrage de Hammam Grouz. Nettement plus à l'aval, à 3 km au Nord de la confluence Endja-Rhumel, l'oued Kébir porte l'imposant barrage de Beni Haroun.

II.7.1.5. Le bassin de Seybouse

Le bassin de Seybouse, (6 450 km²) s'étend sur 160 km, résulte de la jonction des deux cours d'eau : Oued Cherf et Oued Bouhamdane, et suit une disposition sensiblement Sud-Ouest-Nord-Est, des confins des Gareat El Tarf et Guelif au Sud, jusqu'à la mer au Nord. L'oued Cherf prend naissance dans les Hautes plaines (Berriche et Ain Babouche) et rencontre à l'ouest de Guelma, l'oued Bouhamdane qui coule Sud-Ouest-Nord-Est, le long du versant Sud-tellien, la majorité des apports de ce dernier sont captés par le barrage de Hammam Debagh. L'oued Cherf supérieur est exploité par le barrage de Foug El Khanga.

Ces deux cours d'eau donnent lieu à l'oued Seybouse qui s'écoule d'Ouest en Est, jusqu'à sa confluence avec l'oued Mellah, affluent issu du versant septentrional bien arrosé des Monts de Medjerda. Depuis, la Seybouse change de direction pour rejoindre, plus au Nord, la mer Méditerranée, après avoir traversé la plaine côtière, comprise entre Dréan et Annaba.

II.7.1.6. Le bassin de Medjerda

Il est constitué de deux grands cours d'eau, l'oued Mellegue au Sud et l'oued Medjerda au Nord, dont la confluence s'effectue en territoire tunisien, à une quarantaine de km au Nord-Est de la frontière. Le bassin comprend, dans sa partie Algérienne, cinq sous-bassins répartis sur une superficie de 7 785 km².

L'oued Medjerda s'étire Sud-Ouest-Nord-Est, le long du versant méridional des monts arrosés de Medjerda. Ayant pris sa source à la limite du front des nappes telliennes (dominance de sédiments marno-gréseux du Miocène) ; il débouche dans la plaine de Ghardimaou en Tunisie.

Sur la haute vallée de Medjerda, est implanté le barrage d'Ain Dalia, au Sud-Ouest de la ville de Souk Ahras.

II.7.2. Les bassins endoréiques : des hydro-systèmes tributaires de lacs salés

L'ensemble des bassins endoréiques dans notre région d'étude, à caractéristiques fermés, comporte trois sous bassins versants, hauts plateaux constantinois, bassin du Hodna et le bassin de Chott Melrhir.

II.7.2.1. Le bassin des Hauts Plateaux Constantinois

Le bassin des Hauts Plateaux Constantinois est subdivisé en 7 sous bassins couvrant une superficie totale de 9 578 km². La dénomination des sous bassins est suggestive de l'endoréisme caractérisant ces hydrosystèmes : Garaet El Tarf, Sebkhet Ezzemoul, Chott Beida.

Comme son dénomination indique, le bassin des hauts plateaux Constantinois est un milieu vastes étendues planes « Hautes Plaines », de 800 à 1 000 m d'altitude, dont le flanc sud de l'Atlas Tellien est le bord septentrional de ce dernier, et le flanc Nord de l'Atlas Saharien représente le bord méridional.

Les principaux lacs salés dans ce bassin sont : Garaet El Tarf en Est la plus grande dépression lacustre, Les oueds qui descendent les pentes raides des massifs de l'Aurès (oued Tazoult, oued Reboa, oued Boulfreis...) s'avèrent très puissants lors des crues ; ils finissent en général par perdre leur énergie dans la partie basse des Hautes plaines où ils rejoignent les lacs salés, soumis à une forte évaporation.

Le barrage de Foum El Gueiss (aujourd'hui sérieusement envasé), réalisé sur l'oued de même nom par la colonisation, dans le piémont Nord de l'Aurès. Encore, a été mis en service le barrage de Koudiat Medaour, régularisant les eaux de l'oued Chemora et servant comme réservoir-tampon au système de transfert des eaux de Beni Haroun.



Figure II.5. Zone de lacs salés ou sebkha (Garaet dans les Hautes Plaines sud - constantinoises (image satellitale Landsat, non traitée).

II.7.2.2. Le bassin du Chott Melrhir (zone Nord-Est)

Le Chott Melrhir est considéré comme l'exutoire naturel des eaux superficielles, alimenté en eau par les deux principaux bassins versants méridional de l'Atlas saharien, le bassin versant de oued Djedi avec ses principaux oueds qui sont : M'zi, Messaad, Mergueb, Metlili et El Abiod et celui des oueds provenant des Aurès, qui sont : oued Biskra, El Hai, Branis, Biraz et l'oued El Arab. L'aire totale du bassin du Chott Melrhir atteint 68 750 km². Mais, nous ne prenons pas en compte l'ensemble de la surface drainée de l'oued Mergueb et les autres affluents de coté ouest de ce dernier, avec une surface de 60 870 km². La région éliminée est la région ouest de ce bassin, présentée par les cinq premiers sous bassins.

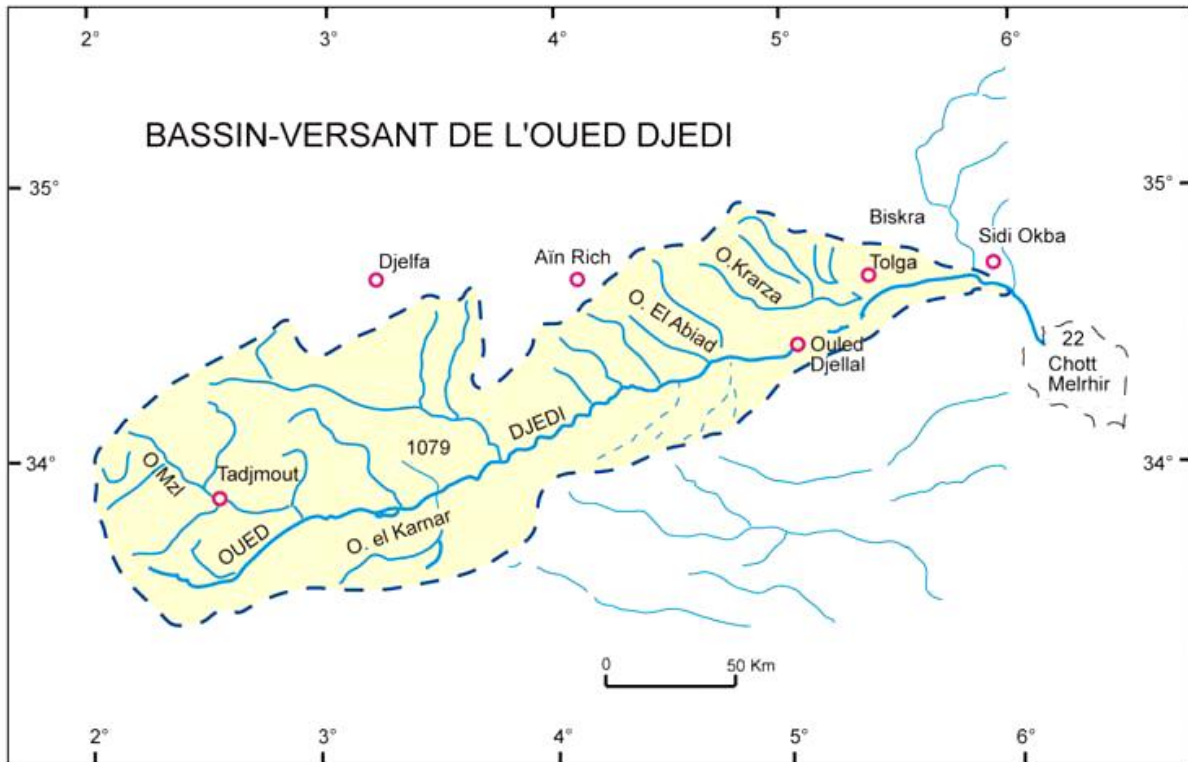


Figure II.6. Bassin versant de l'oued Djedi (le plus grand affluent de Chott Melrhir).

Le long versant saharien relie les hauts massifs au piémont saharien à la faveur de vallées : oueds El Haï, El Abiod, El Arab, Mitta, Hallail... ces oueds coulent Nord-Sud suivant une dénivelée remarquable, et finissent par rejoindre le Chott où les eaux s'amenuisent sous l'effet de l'évaporation.

Les eaux des crues, brutales et occasionnelles, sont utilisées pour l'irrigation, grâce à de petits aménagements, permettant d'étaler largement ces eaux sur les terres limoneuses riches du piémont saharien.

A l'instar du barrage de Foum El Gherza, construit par la colonisation sur l'oued El Abiod. En témoigne la mise en exploitation du barrage de Babor sur l'oued El Arab et celle du barrage de Menbaa El Ghazala sur l'oued El Haï.

II.7.2.3. Le bassin du Chott El Hodna (zone Est)

El Hodna a une superficie totale d'environ 25 843 km². Cette surface est drainée par les principaux affluents qui coulent vers cette partie de la dépression viennent du Nord-Est (oued Ksob-M'sila et oued Soubella), de l'Est (oued Bitam-Barika), du Sud (oued Bitam, oued El Malah et oued Maiter), et de l'Ouest (oued Messis et ces affluents). Les débits de l'oued Ksob sont régularisés par le barrage du Ksob au profit de l'irrigation.

Cette grande dépression, ouverte aux influences sahariennes par le seuil de Biskra, a des températures plus élevées que dans les Hautes Plaines, décrites précédemment. La faiblesse de la pluviométrie (250-300 mm par an) est, à quelques nuances près, comparable à celle concernant la région des Garaet.

La dépression lacustre est alimentée par des nappes d'eaux souterraines qui lui assurent un approvisionnement en eau face aux fortes pertes par évaporation.

Le Chott, étendue argileuse (un millier de km² à son maximum de surface), recouverte d'une pellicule salée, sert de niveau de base à une série d'oueds, les plus importants étant issus des massifs telliens au Nord, ceux du Sud se caractérisent par leur discontinuité et leur indigence.

Le tableau II.2 récapitule, selon le découpage adopté par l'A.N.R.H, les différents sous-bassins et leurs superficies respectives. La figure II.12 rend compte de leurs limites précises au sein des grands bassins hydrographiques, complets ou partiels, retenus dans cette étude.

Tableau II.2. Noms, codes A.N.R.H et superficies des bassins et sous-bassins hydrographiques de l'Est Algérien.

<i>BASSINS EXOREIQUES</i>				<i>BASSINS ENDOREIQUES</i>			
<i>Bassin</i>	<i>Code</i>	<i>Sous Bassin</i>	<i>S (Km²)</i>	<i>Bassin</i>	<i>Code</i>	<i>Sous Bassin</i>	<i>S (Km²)</i>
<i>COTIERS ALGEROIS (Côté Est)</i>	02 07	Cotiers Cap Djinet	98	<i>CHOTT EL HODNA</i>	05 01	O. Ham	795
	02 08	Cotiers Tigzirt	427		05 02	O. Sbisseb	1 858
	02 09	Cotiers Cap Sigli	921		05 03	O. Guernini	1 057
	02 15	O. Sebaou Amont	534		05 04	O. Djenane	847
	02 16	O. Sebaou Rabta	431		05 05	O. Targa	1 039
	02 17	O. Aissi	466		05 06	O. El Karsa	567
	02 18	O. Sebaou Sebt	305		05 07	O. Leham	635
	02 19	O. Bougdoura	531		05 08	O. Lougmane	336
	02 20	O. Sebaou Maritime	229		05 09	O. Ksob	1 470
<i>COTIERS CONSTANTINOIS</i>	03 01	O. Djemaa	384		05 10	O. Msila	2 157
	03 02	O. Agrioun	936		05 11	O. Soubella	1 762
	03 03	Cotiers Jijel	565		05 12	O. barika Amont	886
	03 04	O. Djendjen	528		05 13	O. Barika Aval	1 004
	03 05	O. Nil	360		05 14	O. Berrich	503
	03 06	Cotiers Cap Bougaroun	497		05 15	O. Bitambarika	1 406
	03 07	O. Guebli	988		05 16	O. Maiter Amont	659
	03 08	O. Bibi	203		05 17	O. Bou Saada	1 019
	03 09	O. Saf Saf	1 165		05 18	O. Maiter Aval	1 268
	03 10	Cotiers Filfila	134		05 19	O. Ain Rich	1 112
	03 11	O. Kebir-Hammam	1 128		05 20	O. Chair Amont	1 578
	03 12	O. Kebir-Magroun	721		05 21	O. Chair Aval	880
	03 13	Lac Fetzara	509		05 22	O. Chair Amont	924

	03 14	Cotiers Herbillon	206		05 23	O. Msif Aval	797	
	03 15	O. Bounamoussa	928		05 24	Chot Hodna	1 240	
	03 16	O. Kebir Est	1 073	CHOTT MELRHIR	06 07	O. Djedi-Djorf	2 487	
	03 17	O. Mafragh	804		06 08	O. Djedi-Douiba	3 427	
	03 18	Cotiers Lac Calle	437		06 09	O. Djedi-Kebb	1 438	
KEBIR RHUMEL	10 01	O. Dehamecha	1 061		06 10	O. Mohouzene	2 426	
	10 02	O. Kebir-Endia	1 098		06 11	O. Salsou Abiod	2 119	
	10 03	O. Rhumel Amont	1 220		06 12	O. Biskra Hai	2 056	
	10 04	O. Rhumel Segun	1 162		06 13	O. Djemora	696	
	10 05	O. Boumerzoug	1 865		06 14	O. Djedi Biskra	1 750	
	10 06	O. RhumelSmendou	1 089		06 15	O. El Abiod	1 320	
	10 07	O. Kebir Maritime	1 320		06 16	O. Biraz Atrous	2 300	
MEDJERDAH	12 01	O. Medjerdah	1 500		06 17	O. Dermoun	791	
	12 02	O. Meskiana	1 843		06 18	O. El Arab	2 105	
	12 03	O. Chabro	1 566		06 19	O. Zeribet	1 435	
	12 04	O. Mellegue Amont	1 500		06 20	O. Derradj	1 393	
	12 05	O. Mellegue Aval	1 376		06 21	O. Djedida	1 591	
SEYBOUSE	14 01	O. Cherf Amont	1 739		06 22	O. Begour Mita	2 383	
	14 02	O. Cherf Aval	1 193		06 23	O. Cheria	1 110	
	14 03	O. Bouhamdane	1 108		06 24	O. Hallail	622	
	14 04	O. Seybouse Moyenne	817		06 25	O. Mechra	2 400	
	14 05	O. Melah	552		06 26	O. Soukies	746	
	14 06	O. Seybouse Maritime	1 066		06 27	O. Horchane	1 037	
SOUAMAM	15 01	O. Eddous	911		06 28	O. Oum El Ksob	2 085	
	15 02	O. Zaiane	1 007		06 29	O. Ittel	6 711	
	15 03	O. Sahel Amont	432		06 30	Chott Melrhir	10 310	
	15 04	O. Azerou	1 068		HAUTS PLATEAUX CONSTANTINOIS	07 01	O. Beida	1 596
	15 05	O. Sahel Aval	323			07 02	Merdia Zana	1 036
	15 06	O. Bou Sellam Amont	1 785			07 03	Sebkhet Ezzmoul	1 560
	15 07	O. Sellam Moyen	1 234			07 04	O. Chemorah	764
	15 08	O. Main	930			07 05	Gareat Annk Djemel	1 232
	15 09	O. Bousellam Aval	1 061			07 06	O. Boulefreis	960
	15 10	O. Soummam Maritime	1 064	07 07		Gareat El Tarf	2 430	

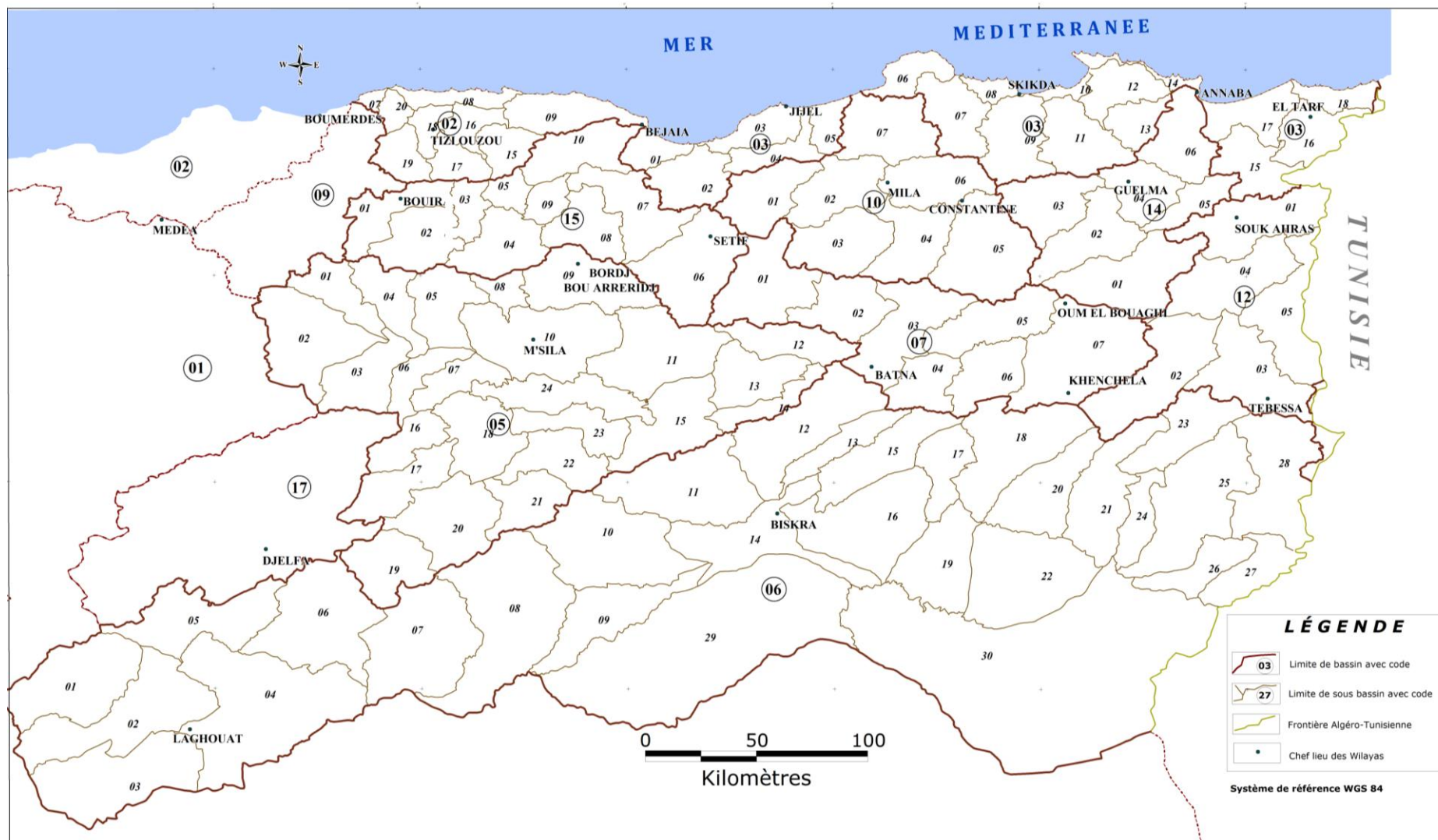


Figure II.7. Bassins et sous-bassins hydrographiques de l'Est algérien, selon le découpage de l'A.N.R.H.

II.8. Description climatique

L'Est Algérien est la région la plus fluctuée du pays sur le plan climatique, de l'aride saharien à l'humide méditerranéen. Aussi, tout bilan hydrologique se trouve directement influencé par les nuances du climat, plus spécialement par deux paramètres déterminants : pluviométrique (conditionnant l'alimentation en eau des rivières) et évapotranspiration sous l'effet de la température (pertes ou retour de l'eau à l'atmosphère) (Mebarki, 2005).

Dans ce contexte, l'analyse climatique a été faite sur 13 stations climatologiques de l'ONM, réparties d'une façon uniforme sur la zone d'étude, malheureusement les données acquises ne couvrent pas toute la période d'étude (40 ans), à cause des conditions établis par l'organisme cité avant, les données récoltées couvrent une période de 14 ans (de 1995 à 2009). Les caractéristiques des stations prises sont mentionnées dans le tableau II.3.

Tableau II.3. Caractéristiques des stations météorologiques.

<i>Code</i>	<i>Station</i>	<i>Longitude</i>	<i>Latitude</i>	<i>Altitude (m)</i>	<i>Période d'Obs</i>
360	Annaba	07°48 E	36°50 N	3	1995-2009
402	Béjaia Aéroport	05°04 E	36°43 N	2	1995-2009
403	Guelma	07°28 E	36°28 N	227	1995-2009
417	Bouira	03°53 E	36°23 N	555	1995-2009
419	Constantine	06°37 E	36°17 N	693	1995-2009
421	Oum El Bouaghi	07°07 E	35°52 N	889	1995-2009
423	Souk Ahras	07°58 E	36°17 N	680	1995-2009
444	B-B-Argeridj	04°46 E	36°04 N	928	1995-2009
445	Sétif (Ain-Arnat)	05°19 E	36°10 N	1007	1995-2009
467	M'sila	04°30 E	35°40 N	441	1995-2009
468	Batna	06°19 E	35°45 N	822	1995-2009
475	Tebessa	08°07 E	35°25 N	821	1995-2009
476	Khenchela	07°05 E	35°28 N	983	1995-2009

II.8.1. Précipitations

Les caractéristiques fondamentales des précipitations sont leur quantité et leur régime pendant le temps et dans l'espace. La quantité de pluie disponible est un facteur important, il est donc nécessaire de connaître ses variations spatiotemporelles dans les stations climatiques (Meddour, 2010).

Les précipitations moyennes mensuelles interannuelles des stations météorologiques sont présentées dans le tableau II.4.

Tableau II.4. Précipitations moyennes mensuelles interannuelles en mm, des stations météorologiques (1995-2009).

<i>Station</i>	<i>S</i>	<i>O</i>	<i>N</i>	<i>D</i>	<i>J</i>	<i>F</i>	<i>M</i>	<i>A</i>	<i>M</i>	<i>J</i>	<i>J</i>	<i>A</i>	<i>Annuel</i>
Annaba	49,9	49,2	114	127,2	101,1	88,9	42,2	70,2	42,4	11,3	3,6	11,2	711,3
Béjaia Aéroport	47,3	62,8	113,9	145,3	127,5	93,3	44,7	78,2	44,9	9,8	13	9,1	789,9
Guelma	46,3	35,4	82,1	93,7	92,9	71,4	45,3	77	54,7	17,3	3	14,6	633,6
Bouira	27,1	37,6	74,2	96,9	92,3	54,3	26,7	49,7	45,5	6,4	3	14,5	520,7
Constantine	40,9	32,1	72,8	84	76,1	53,3	38,6	56	41,3	20,8	5,6	12,2	533,7
Oum El Bouaghi	44,9	22,4	51,8	50,3	48,6	25,7	27	35,2	45,2	28	11,7	31,5	422,3
Souk Ahras	40,7	30	82	120,1	116,8	82,2	49,2	64,3	51,6	24,3	11,5	25,2	697,9
B-B-Argeridj	46,6	23,6	35,6	45,5	43,7	23,1	16,3	39,7	39,7	23,1	3,7	20,1	360,7
Sétif (Ain-Arnat)	10,4	14,7	29,4	28,1	31,7	12,1	9,6	23	13,6	7,2	10,5	10,2	200,7
M'sila	33,8	23,4	20,8	22	23,4	9,7	11,6	20,8	27,2	8,8	1,8	9,6	209,4
Batna	39,7	25,3	36,5	40,2	34,6	23,7	27,8	39,2	41,5	18,2	6,3	18,2	351,3
Tebessa	44,3	42,8	47,9	31,2	34,7	23	24,7	34,1	33,4	32,2	16	31	371,6
Khenchela	42,3	34,8	49,5	42,8	43,9	26,5	31,9	41,4	51,5	31,7	10,3	38,5	438

Source (ONM, Alger)

La précipitation annuelle des stations météorologiques varie de 200,7 mm pour la station de Sétif (Ain Arnat), dans hautes plateaux, à 789,9 mm pour la station de Béjaïa Aéroport. Les histogrammes des précipitations moyennes mensuelles enregistrées dans les stations météorologiques sont présentés dans l'annexe, et la station d'Annaba est montrée dans la figure II.5.

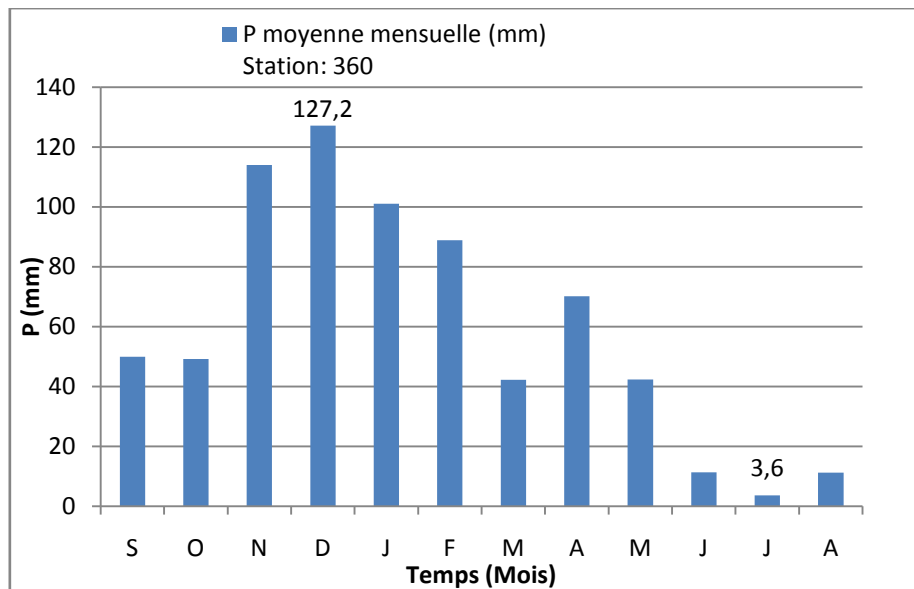


Figure II.8. Histogramme des précipitations moyennes mensuelles interannuelles de la station d'Annaba (1995-2009).

D'après le tableau des précipitations moyennes mensuelles, on remarque que les mois de novembre, décembre, janvier, février, représentent la période la plus pluvieuse de l'année, avec un pourcentage moyenne qui dépasse 51% de la précipitation annuelle pour toutes les stations météorologiques, le mois de décembre représente le mois le plus pluvieux de l'année avec un pourcentage moyen de 15% de la précipitation annuelle, que le mois le plus sec de l'année avec le plus faible pourcentage moyen de 1,6% pour toutes les stations météorologiques.

II.8.2. Humidité relative

L'humidité est la présence des particules d'eau dans l'air, elle correspond au rapport de la vapeur d'eau contenue dans l'air sur la pression de vapeur saturante, exprimée en pourcentage (%). Donc, une forte humidité veut dire une forte présence d'eau dans l'air, c'est un climat humide et un climat sec à une faible humidité. L'humidité est un élément climatique important qui nous renseigne sur le taux de condensation de l'atmosphère. L'humidité moyenne mensuelle des stations météorologiques et présentées dans le tableau II.6.

Tableau II.5. Humidités moyennes mensuelles (en %) des stations météorologiques (1995-2009).

<i>Code</i>	<i>Station</i>		<i>S</i>	<i>O</i>	<i>N</i>	<i>D</i>	<i>J</i>	<i>F</i>	<i>M</i>	<i>A</i>	<i>M</i>	<i>J</i>	<i>J</i>	<i>A</i>	<i>Moy annuelle</i>
360	Annaba	<i>Max</i>	92	93	92	93	92	93	92	93	93	92	91	91	92
		<i>Moy</i>	73	74	76	77	77	77	74	74	75	72	71	71	74
		<i>Min</i>	49	47	51	54	53	53	49	49	50	48	46	45	49
402	Béjaia Aéroport	<i>Max</i>	91	91	91	91	92	93	92	93	93	92	89	90	91
		<i>Moy</i>	71	71	70	71	76	76	76	76	78	72	70	70	73
		<i>Min</i>	50	48	48	50	52	51	51	52	57	52	51	49	51
403	Guelma	<i>Max</i>	90	91	92	93	93	94	94	94	93	89	83	84	91
		<i>Moy</i>	67	70	73	76	77	76	74	72	69	60	55	58	69
		<i>Min</i>	37	38	45	51	50	47	44	44	39	32	28	30	40
417	Bouira	<i>Max</i>	90	91	95	97	97	97	95	93	90	80	74	80	90
		<i>Moy</i>	66	71	74	84	84	81	75	71	66	55	49	54	69
		<i>Min</i>	37	44	52	63	61	56	47	44	39	30	25	27	44
419	Constantine	<i>Max</i>	89	91	93	94	95	95	93	93	90	81	74	79	89
		<i>Moy</i>	66	70	76	80	80	78	73	71	66	55	48	53	68
		<i>Min</i>	38	43	52	59	57	52	46	45	39	29	25	27	43
421	Oum El Bouaghi	<i>Max</i>	86	87	91	92	93	92	89	88	85	78	70	76	86
		<i>Moy</i>	61	64	72	77	77	73	66	64	58	52	44	49	63
		<i>Min</i>	34	38	49	56	55	47	40	38	33	27	22	25	39
423	Souk Ahras	<i>Max</i>	88	90	92	93	93	93	92	92	88	79	73	78	88
		<i>Moy</i>	66	70	75	80	80	78	74	73	67	56	50	54	69
		<i>Min</i>	39	44	54	61	60	55	50	49	42	32	26	29	45
444	B-B-Argeridj	<i>Max</i>	82	84	88	92	92	90	86	84	80	72	62	69	82
		<i>Moy</i>	56	62	69	77	76	70	63	60	55	45	39	43	60
		<i>Min</i>	30	37	46	55	54	46	38	35	31	23	19	22	36

445	Sétif (Ain-Arnat)	Max	88	89	94	96	96	95	93	91	88	76	70	77	87
		Moy	64	68	77	83	76	72	68	70	64	49	43	50	65
		Min	36	42	52	61	54	49	44	45	37	25	21	25	41
467	M'sila	Max	76	80	87	91	91	87	82	78	70	61	54	58	76
		Moy	56	62	71	77	72	68	62	57	50	43	38	39	58
		Min	37	43	51	58	52	47	41	38	32	28	24	25	39
468	Batna	Max	84	85	86	90	91	90	87	86	83	74	65	70	83
		Moy	58	61	66	73	74	68	61	59	55	45	38	43	58
		Min	29	34	41	50	49	40	33	32	27	20	16	18	32
475	Tebessa	Max	87	86	89	91	91	90	87	87	81	74	71	77	84
		Moy	61	63	66	69	68	64	59	57	49	46	43	50	58
		Min	34	38	44	48	45	40	34	34	26	23	20	25	34
476	Khenchela	Max	81	81	84	86	87	86	84	84	79	72	64	70	80
		Moy	59	62	67	72	68	64	63	61	57	48	41	47	59
		Min	36	41	48	54	50	43	41	39	35	27	21	26	38

Source (ONM, Alger)

L'analyse des humidités moyennes mensuelles montre que les valeurs maximales de l'humidité : maximales, moyennes et minimales, sont observés en novembre, décembre, janvier et février, avec une moyenne de 91,8% pour l'humidité maximale, 74,6% pour l'humidité moyenne et 51,6% pour l'humidité minimale. Et les humidités moyennes mensuelles minimales sont observés en juillet et Aout avec une moyenne 74,7% de pour l'humidité maximale, 50,4% pour l'humidité moyenne et 27,6% pour l'humidité minimale.

II.8.3. Vitesse de vent

Le vent est le mouvement au sein d'une partie de l'atmosphère. Les vents sont globalement provoqués par un réchauffement inégalement réparti à la surface de la planète provenant du rayonnement solaire (énergie solaire), et par la rotation de la planète. Sur Terre, ce déplacement est essentiel à l'explication de tous les phénomènes météorologiques. Les vents sont généralement classifiés selon leur vitesse. La vitesse du vent moyenne et maximale mensuelle, enregistrée dans les stations météorologiques est présenté dans le tableau II.7.

Selon le tableau des vitesses du vent mensuelle, on peut classer ces vitesses de plus grands au plus faible, les faibles vitesses supérieurs à 10m/s, les vitesses moyennes entre 5 et 10m/s, et les faibles vitesses inférieures à 5m/s. Les grandes vitesses maximales supérieures à 10 m/s, sont enregistrées dans les stations de : Souk Ahras, Sétif (Ain Arnat), M'sila ; les vitesses maximales moyennes sont enregistrés dans les stations de : Béjaia Aéroport, B-B Arréridj et Tebessa ; les vitesses maximales minimales sont enregistrés dans les stations de le reste des stations. On remarque que les vitesses moyennes de toutes les stations ont des faibles vitesses, inférieures à 5m/s. La vitesse du vent dans notre région est plutôt faible.

Tableau II.6. Vitesse du vent moyenne et maximale mensuelle en m/s.

Code	Station		S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Moy annuelle
360	Annaba	Max	3,7	3,5	4	4,2	3,8	4,1	3,8	3,8	3,6	3,8	4,1	3,9	3,9
		Moy	2,1	2	2	2,1	2	2,1	2,1	2,2	2,1	2,2	2,3	2,3	2
402	Béjaia Aéroport	Max	8,7	8,7	9,6	10,1	9,3	9	9,4	8,9	8	8,1	7,8	7,9	8,7
		Moy	1,5	1,7	1,8	1,9	1,7	1,6	1,4	1,5	1,3	1,5	1,5	1,5	1,6
403	Guelma	Max	3,5	3,1	3,4	3,6	3,3	3,4	3,4	3,5	3,3	3,5	3,4	3,5	3,4
		Moy	1,6	1,5	1,9	2	1,9	2	1,7	2,1	1,8	1,9	2	1,9	1,8
417	Bouira	Max	2,2	1,9	2,2	2,3	2,3	2,4	2,5	3	2,7	2,7	2,4	2,4	2,4
		Moy	1,2	1	1	1,2	1,1	1,2	1,3	1,4	1,4	1,5	1,4	1,5	1,3
419	Constantine	Max	2	1,9	2,4	2,7	2,5	2,6	2,5	2,7	2,3	2,4	2,3	2,3	2,4
		Moy	1,4	1,3	1,3	1,3	1,2	1,4	1,4	1,4	1,4	1,5	1,5	1,5	1,4
421	Oum El Bouaghi	Max	2,3	2	2,5	2,6	2,3	2,6	2,6	3	2,6	2,4	2,7	2,3	2,5
		Moy	1,6	1,3	1,4	1,4	1,2	1,4	1,5	1,6	1,6	1,5	1,6	1,6	1,4
423	Souk Ahras	Max	11,1	10,2	11,7	11,4	11,1	11,9	11,9	11,9	10,9	11,6	11,3	11,7	11,4
		Moy	2,8	2,6	3,4	3,6	3,5	4	3,8	3,7	2,9	3	3,1	2,8	3,3
444	B-B-Arreridj	Max	9,8	8,9	9,1	9,2	9,4	9,7	10	10,7	10,1	10,5	10,1	10,3	9,8
		Moy	2,5	2,2	2,5	2,6	2,4	2,5	2,6	2,9	2,8	2,8	2,9	2,7	2,6
445	Sétif (Ain-Arnat)	Max	11,6	10,5	10,5	10,1	10,5	11,4	11,5	12	11,6	12,6	12,5	12,3	11,4
		Moy	3,8	3,5	3,6	3,7	3,9	4,2	4,1	4,1	3,8	4	3,8	3,8	3,9
467	M'sila	Max	12,8	10,9	10,9	11,4	11,2	11,6	12,4	13,5	13,1	13,4	13,2	13,6	12,3
		Moy	3,7	3,5	3,8	4	3,7	4,1	4,4	5,1	4,7	4,5	4,5	4,2	4,2
468	Batna	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
475	Tebessa	Max	6,9	6,2	6,4	5,9	6	6,8	7	6,9	6,8	7,4	7,3	7,5	6,7
		Moy	1,4	1,3	1,6	1,6	1,6	1,9	1,9	2	1,8	1,7	1,7	1,5	1,7
476	Khenchela	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

II.8.4. Température

Dans notre pays, la pluviométrie est le paramètre climatique dominant, étant d'une part généralement insuffisante, et d'autre part beaucoup plus variable que la température, tant à l'échelle spatiale que temporelle (répartition mensuelle, saisonnière et interannuelle irrégulière) (Meddour, 2010).

La température minimale, moyenne et maximale mensuelle, enregistrée dans les stations météorologiques est présentée dans le tableau II.8. Et la figure suivante représente la variation de la température moyenne mensuelle au niveau de la station d'Annaba.

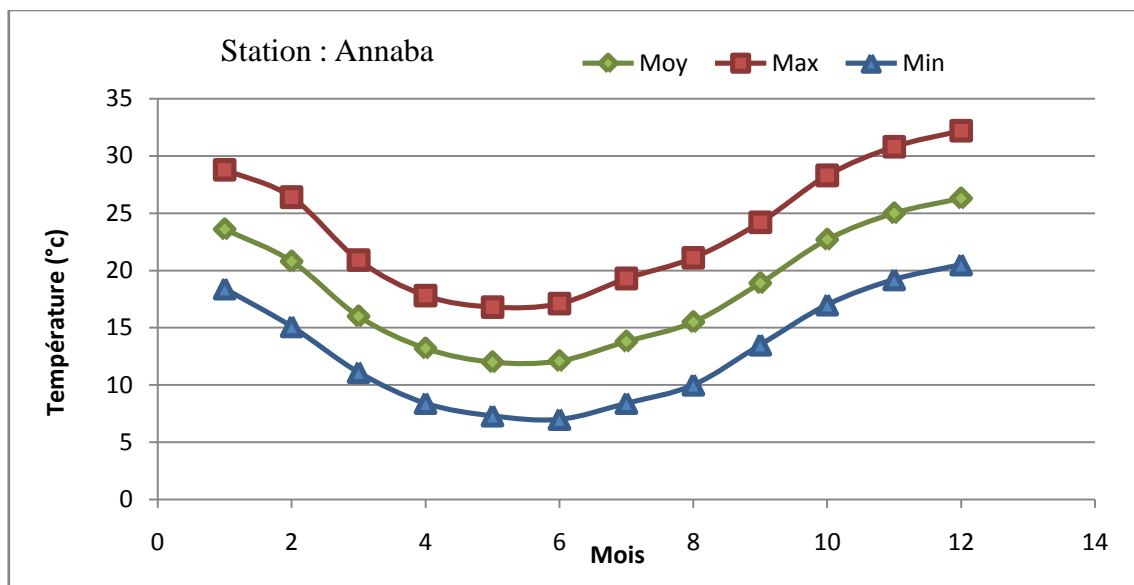


Figure II.9. Température minimale, moyenne et maximale (en °C) de station d'Annaba.

Selon le tableau des températures, on remarque que la température minimale enregistrée durant le mois de janvier pour les trois cas (maximale, moyenne et minimale), la température minimale est inférieure à 20°C et la température maximale est supérieure à 20°C. La température minimale pour l'ensemble des stations (0,8°C) est enregistrée au niveau de la station de Sétif (Ain Arnat) ; et la température maximale enregistrée pour les trois cas aussi, pendant le mois de juillet, pendant le mois d'août pour d'autre station.

Tableau II.7. La température minimale, moyenne et maximale mensuelle, enregistrée dans les stations météorologiques (°c).

Code	Station		S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Moyenne annuelle
360	Annaba	Max	28,8	26,4	20,9	17,8	16,8	17,1	19,3	21,1	24,2	28,3	30,8	32,2	23,7
		Moy	23,6	20,8	16	13,2	12	12,1	13,8	15,5	18,9	22,7	25	26,3	18,4
		Min	18,4	15,1	11,1	8,4	7,3	7	8,4	10	13,5	17	19,2	20,5	13
402	Béjaia Aéroport	Max	28,1	25,7	20,9	17,7	16,7	17	19	20,6	23,4	27,1	29,6	30,7	22,8
		Moy	23,6	21	16,3	13,3	12,2	12,4	14,1	15,9	19,1	22,6	25,2	26,2	18,3
		Min	19,1	16,3	11,7	8,9	7,7	7,7	9,3	11,1	14,7	18,1	20,8	21,7	13,7
403	Guelma	Max	31,1	27,2	20,6	16,8	15,8	16,5	19,6	22,1	27,6	32,8	36,2	36,1	25,3
		Moy	24,1	20,5	14,8	11,6	10,3	10,6	12,8	15,2	19,9	24,3	27,4	27,9	18,3
		Min	17,1	13,7	8,9	6,4	4,8	4,6	6	8,2	12,2	15,9	18,5	19,7	11,4
417	Bouira	Max	29,5	24,9	17,8	13,9	13,1	14,4	17,7	20,3	25,8	31,9	35,7	35	23,4
		Moy	23,1	19,1	13	9,7	8,6	9,3	12	14,3	19,2	24,4	27,9	27,6	17,4
		Min	16,8	13,3	8,1	5,5	4,1	4,2	6,2	8,3	12,6	17	20,1	20,1	11,4
419	Constantine	Max	28,5	24,2	17,1	13,1	12,3	13,3	16,7	19,5	25,6	31,3	34,8	34,2	22,6
		Moy	21,9	18	11,8	8,8	7,4	8	10,7	13,3	18,5	23,4	26,7	26,5	16,3
		Min	15,4	11,7	6,5	3,9	2,5	2,7	4,8	7,1	11,4	15,6	18,5	18,7	9,9
421	Oum El Bouaghi	Max	28	23,6	16,2	12,4	11,5	13,3	16,6	19,5	25,3	30,9	34,6	33,9	22,2
		Moy	21,4	17,3	11	7,6	6,6	7,5	10,4	13	18,2	23,2	26,3	26,2	15,8
		Min	14,8	10,9	5,8	2,9	1,6	1,6	4,1	6,5	11,1	15,4	18	18,5	9,3
423	Souk Ahras	Max	27,8	23,6	16,7	12,7	11,8	12,6	15,8	18,6	24,4	29,9	33,6	33,3	21,8
		Moy	21,9	18,1	12,3	8,8	7,7	8,1	10,7	13,1	18,1	22,9	26,2	26,2	16,2
		Min	15,9	12,6	7,8	4,8	3,5	3,7	5,5	7,6	11,7	15,8	18,8	19,1	10,6
444	B-B-Argeridj	Max	28,1	22,8	16	11,4	10,9	12,5	16,2	19,1	25	31,1	35,1	34,1	21,9
		Moy	21,9	17,4	11,3	7,4	6,6	7,6	10,7	13,4	18,7	24,2	27,9	27,1	16,2
		Min	15,8	11,9	6,7	3,4	2,2	2,7	5,2	7,7	12,4	17,2	20,7	20	10,5

445	Sétif (Ain-Arnat)	Max	27,5	23,6	15,7	11,3	11,2	12	16	18,7	24,5	30,9	34,9	33,6	21,9
		Moy	20,8	17,2	10,2	6,7	6	6,6	9,9	12,5	17,4	22,8	26,6	25,8	15,4
		Min	14	10,9	4,6	2,1	0,8	1,2	3,8	6,3	10,3	14,8	18,3	17,9	8,9
467	M'sila	Max	31	26,3	18,9	14,6	14	16,3	20,5	23,6	29,4	35,4	39	38	25,7
		Moy	25,3	20,5	13,5	9,7	8,7	10,4	14	17,2	22,9	28,4	31,9	31,1	19,5
		Min	19,1	14,6	8,1	4,9	3,3	4,4	7,6	10,8	16,4	21,4	24,8	24,1	13,3
468	Batna	Max	28,8	24,1	17	12,8	12,1	13,7	17,5	20,5	26,5	32,2	36,1	35	23,1
		Moy	21,4	17	10,7	7,3	6,2	7	10,1	13,2	18,5	23,5	26,8	26,3	15,7
		Min	14,1	9,9	4,4	1,7	0,2	0,4	2,7	5,9	10,5	14,7	17,5	17,6	8,3
475	Tebessa	Max	27,9	23,5	16,7	13,2	12,4	14	17,7	21,4	27,9	32,7	35,4	33,6	23,4
		Moy	21,4	17,3	11,4	8,4	7,2	8,3	11,4	15	20,4	24,8	27,2	26	16,9
		Min	14,9	11,1	6,1	3,6	1,9	2,6	5,2	8,5	13	16,9	18,9	18,5	10,4
476	Khenchela	Max	27,3	22,8	15,8	11,8	11,2	12,7	16	19,2	25,1	30,7	34,8	33,5	21,9
		Moy	21,2	17,3	11,1	7,6	6,7	7,6	10,4	13,3	18,4	23,3	26,8	26,1	16
		Min	15,1	11,8	6,3	3,3	2,1	2,6	4,8	7,4	11,8	15,9	18,9	18,8	10

Source (ONM, Alger)

II.8.5. Evapotranspiration potentielle et bilans hydriques

Le bilan hydrique est la comparaison entre les apports et les pertes en eau dans un lieu et une période donnée. Il tient compte de la constitution de réserves et des prélèvements ultérieurs sur ces réserves. L'évapotranspiration potentielle est un paramètre important pour le calcul du bilan hydrique. Elle désigne l'évaporation maximale possible, indépendamment de la quantité d'eau que les plantes ont effectivement à disposition. Elle est considérée comme l'indicateur du développement optimal de la végétation et joue un rôle capital pour l'évaluation des aptitudes climatiques d'une région pour l'agriculture. L'appréciation de l'évapotranspiration potentielle est nécessaire notamment pour estimer le besoin en irrigation de l'agriculture

II.8.5.1. L'évapotranspiration potentielle (E.T.P.)

Le calcul de l'évapotranspiration potentiel s'appuie sur des équations, calculés par des régressions simple, et de fiabilité limitée, comme celle de Thornthwaite qui demande la connaissance de la seule température mensuelle (Mebarki, 2005), qui est largement utilisée pour les climats semi-arides (Lamrani, 2012), ces formules ont été proposées pour le passage d'une formule simple à d'autre formule du type Turc qui s'appuie sur les mesures de la température, de la durée d'insolation et de l'humidité relative ou encore à celle de Penman, formule universelle de référence, qui intègre plusieurs éléments climatiques mesurés (température, humidité relative, durée d'insolation, vitesse du vent, pression atmosphérique).

II.8.5.2. Estimation de l'évapotranspiration par la méthode de FAO Penman-Monteith

La méthode de FAO Penman-Monteith a été développée à partir de l'équation originale de Penman-Monteith pour estimer ET_0 , en tenant compte de la résistance aérodynamique et de surface.

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34U_2)} \quad (II.1)$$

Avec :

ET₀ : Évapotranspiration de référence (mm/jour) ;

R_n: Rayonnement net à la surface de la culture (MJ/m².jour) ;

G : densité de flux de chaleur dans le sol (MJ/m².jour) ;

T : température journalière moyenne de l'air à une hauteur de 2 m (°C) ;

U₂ : vitesse du vent à une hauteur de 2 m (m/s) ;

e_s : Pression de vapeur saturante (KPa) ;

e_a : Pression de vapeur réelle (KPa) ;

e_s – e_a : Déficit de pression de vapeur saturante (KPa) ;

Δ : Pente de la courbe de pression de vapeur saturante (KPa/°C) ;

γ : Constante psychrométrique (KPa/°C).

L'estimation de l'ET₀ par La méthode FAO Penman-Monteith se fait à l'aide du logiciel CROPWAT 8.0, qui permet à l'utilisateur soit d'entrer les données de température, humidité, vitesse du vent et insolation qui permettent à CROPWAT de calculer ET₀ en utilisant l'équation de Penman-Monteith.

Les résultats de calcul de l'ET₀ par la méthode de Penman-Monteith, sont montrés dans le Tableau II.09.

Selon le tableau des évapotranspirations mensuelles des stations météorologiques, on remarque que la valeur mensuelle de l'évapotranspiration varie selon la région et ces caractéristiques climatiques, les stations climatiques situées dans les zones côtières, avec un climat côtier (humide), marquée par leur forte pluviosité et une température moyenne pour la période hivernale ou estival, ont une faible évapotranspiration, alors que les stations situées dans des zones semi arides, marquées par leur faible pluviosité et température extrême dans notre région d'étude, ont une forte évapotranspiration ; et d'après la variation mensuelles des évapotranspiration, on remarque que la plus forte se trouve pendant le mois de juillet pour la plus part des stations météorologiques, et pendant le mois d'aout et même septembre pour d'autres stations, les valeurs des évapotranspirations oscillent entre 116,6 mm et 227,1 mm alors que la valeur la plus faible est enregistrée pendant le mois de janvier pour la plus part des stations et pendant le mois de février et mars pour d'autres stations, et oscille entre 49,6 mm à 90,8 mm.

Tableau II.8. Evapotranspiration mensuelle des stations météorologiques (en mm).

	<i>Annaba</i>	<i>Béjaia Aéroport</i>	<i>Guelma</i>	<i>Bouira</i>	<i>Constantine</i>	<i>Oum El Bouaghi</i>	<i>Souk Ahras</i>	<i>B-B- Arreridj</i>	<i>Sétif (Ain- Arnat)</i>	<i>M'sila</i>	<i>Batna</i>	<i>Tebessa</i>	<i>Khenchela</i>
Mois	360	402	403	417	419	421	423	444	445	467	468	475	476
Jan	49,6	64,2	76,6	63,9	66,0	73,5	90,8	97,3	110,4	136,4	92,7	69,4	98,6
Fev	54,9	71	73	60,8	63,6	66,6	77,8	79,5	91,6	110,3	79,8	67,2	81,8
Mars	82,8	89	88,0	73,8	73,8	76,0	83,7	85,3	83,4	103,5	85,6	81,5	86,2
Avr	103,5	94,2	89,1	78,0	76,5	78,0	76,2	78,3	73,2	90,9	81,9	84,6	81,0
Mai	131,1	99,2	100,4	90,5	89,6	87,7	85,9	90,2	92,4	106,3	93,0	98,3	92,1
Juin	154,2	108,6	108,9	100,8	98,7	97,8	93,6	103,5	102,3	123,6	105,0	108,3	102,9
Juil	177,0	119,4	127,4	116,9	116,6	119,0	117,2	127,4	127,4	158,1	130,2	130,2	122,5
Aout	167,4	113,5	127	115,6	112,2	116,9	120,0	133,0	129,3	179,2	133,0	132,7	130,5
Sep	117,3	91,8	117,3	107,4	106,5	114,0	120,9	136,5	137,4	196,8	132,0	131,7	134,4
Oct	96,1	86,5	121,8	110,7	108,2	109,4	138,6	151,6	175,2	226,6	146,0	124,3	149,1
Nov	62,4	70,2	112,2	92,1	93,3	98,7	137,4	148,5	170,4	227,1	137,7	105,9	149,4
Dec	51,8	65,4	99,5	84,6	82,8	88,4	118,4	129,6	151,0	207,4	128,7	84,6	133,6
Annelle	1248,1	1072,7	1240,6	1095,0	1087,7	1126,0	1260,5	1360,7	1443,8	1866,3	1345,5	1218,8	1362,0

II.8.6. Bilan Hydrique

L'étude du bilan hydrique du sol intéresse un éventail de plus en plus large de disciplines scientifiques et techniques: science du sol, agronomie, gestion de l'eau, conseil à l'irrigation... etc. Tout modèle de bilan hydrique a une finalité particulière. Il doit certes, dans tous les cas, calculer l'évolution au cours du temps de la réserve en eau du sol (Choisnel, 1992). Dans notre cas, le calcul de bilan hydrique est basé sur la formule de Thornthwaite, donc.

Le bilan hydrologique mensuel de Thornthwaite est basé sur le calcul de l'ETR, en tenant compte de la valeur de la réserve en eau du sol estimée à 100 mm pour notre région. Cette dernière correspond à la quantité maximale d'eau que le sol peut retenir ou soustraire à l'écoulement. Le bilan fait intervenir l'évapotranspiration potentielle et la pluviométrie (Ballah, 2014).

Le calcul de l'ETP se fait par la formule de Thornthwaite (1948) suivante :

$$ETP = 16 \left(10 \frac{T}{I}\right)^a \quad (II.2)$$

$$I = \sum_1^{12} i \quad (II.3)$$

$$i = \left(\frac{T}{5}\right)^{1,514} \quad (II.4)$$

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1,7912 \cdot 10^{-2} I + 0,49239 \quad (II.5)$$

ETP : évapotranspiration potentielle (mm) ;

T : Température moyenne annuelle (°C) ;

I : Indice thermique annuel ;

i: Indice thermique mensuel.

Les valeurs mensuelles de l'ETP ainsi calculées sont multipliées par un facteur de correction **K** qui tient compte à la fois du nombre de jours par mois et de la durée du jour en fonction de la latitude :

$$EPT_c = ETP \times K \quad (II.6)$$

Les résultats obtenus par l'application de cette formule relatifs à la période d'étude se résument dans l'annexe et la station d'Annaba est présentée comme exemple de calcul.

Tableau II.9. Bilan hydrologique selon Thornthwaite au niveau de la station d'Annaba.

<i>Mois</i>	<i>Jan</i>	<i>Fev</i>	<i>Mars</i>	<i>Avril</i>	<i>Mai</i>	<i>Juin</i>	<i>Juil</i>	<i>Aout</i>	<i>Sept</i>	<i>Oct</i>	<i>Nov</i>	<i>Dec</i>
<i>T (°C)</i>	12	12,1	13,8	15,5	18,9	22,7	25	26,3	23,6	20,8	16	13,2
<i>i</i>	3,8	3,8	4,7	5,5	7,5	9,9	11,4	12,3	10,5	8,7	5,8	4,3
<i>ETP (mm)</i>	29,1	29,5	38,1	47,8	70,2	100,1	120,8	133,2	108,0	84,5	50,8	35,0
<i>K</i>	0,87	0,85	1,03	1,1	1,21	1,22	1,24	1,16	1,03	0,97	0,86	0,84
<i>ETPc (mm)</i>	25,3	25,1	39,3	52,5	84,9	122,2	149,7	154,6	111,2	82,0	43,7	29,4
<i>P (mm)</i>	101,1	88,9	42,2	70,2	42,4	11,3	3,6	11,2	49,9	49,2	114	127,2
<i>ETR (mm)</i>	25,3	25,1	39,3	52,5	84,9	68,8	3,6	11,2	49,9	49,2	43,7	29,4
<i>RFU = 100mm</i>	100	100	100	100	57,5	0	0	0	0	0	70,3	100
<i>Déficit (mm)</i>	0	0	0	0	0	110,9	146,1	143,4	61,3	32,8	0	0
<i>Excédent (mm)</i>	75,8	63,8	2,9	17,7	0	0	0	0	0	0	70,3	97,8

Tableau II.10. Résultats de calcul du bilan hydrique pour les stations climatique.

<i>Code</i>	<i>Station</i>	<i>Paramètres</i>	<i>Jan</i>	<i>Fev</i>	<i>Mars</i>	<i>Avr</i>	<i>Mai</i>	<i>Jui</i>	<i>Juil</i>	<i>Aout</i>	<i>Sept</i>	<i>Oct</i>	<i>Nov</i>	<i>Dec</i>
360	Annaba	<i>ETPc (mm)</i>	25,3	25,1	39,3	52,5	84,9	122,2	149,7	154,6	111,2	82,0	43,7	29,4
		<i>ETR (mm)</i>	25,3	25,1	39,3	52,5	84,9	68,8	3,6	11,2	49,9	49,2	43,7	29,4
		<i>RFU (mm)</i>	100	100	100	100	57,5	0	0	0	0	0	70,3	100
		<i>Déficit (mm)</i>	0	0	0	0	0	110,9	146,1	143,4	61,3	32,8	0	0
		<i>Excédent (mm)</i>	75,8	63,8	2,9	17,7	0	0	0	0	0	0	70,3	97,8
402	Béjaïa Aéroport	<i>ETPc (mm)</i>	25,7	25,9	40,3	54,5	85,9	120,5	151,6	153,0	110,7	82,9	44,8	29,3
		<i>ETR (mm)</i>	25,7	25,9	40,3	54,5	85,9	68,8	13	9,1	47,3	62,8	44,8	29,3
		<i>RFU (mm)</i>	100	100	100	100	59,0	0	0	0	0	0	69,1	100
		<i>Déficit (mm)</i>	0	0	0	0	0	110,7	138,6	143,9	63,4	20,1	0	0
		<i>Excédent (mm)</i>	101,8	67,4	4,4	23,7	0	0	0	0	0	0	69,1	116,0
403	Guelma	<i>ETPc (mm)</i>	18,4	19,0	33,3	49,8	92,9	138,6	178,2	172,7	115,1	78,9	37,0	22,4
		<i>ETR (mm)</i>	18,4	19,0	33,3	49,8	92,9	17,3	3,0	14,6	46,3	35,4	37,0	22,4
		<i>RFU (mm)</i>	100	100	100	100	61,8	0	0	0	0	0	45,1	100
		<i>Déficit (mm)</i>	0	0	0	0	0	121,3	175,2	158,1	68,8	43,5	0	0
		<i>Excédent (mm)</i>	74,5	52,4	12,0	27,2	0	0	0	0	0	0	45,1	71,3
417	Bouira	<i>ETPc (mm)</i>	14,7	16,7	33,4	50,3	98,5	158,9	210,1	192,4	120,5	78,2	32,6	17,9
		<i>ETR (mm)</i>	14,7	16,7	33,4	50,3	98,5	112,9	3	14,5	27,1	37,6	32,6	17,9
		<i>RFU (mm)</i>	100	100	93,3	92,7	39,7	0	0	0	0	0	41,6	100
		<i>Déficit (mm)</i>	0	0	0	0	0	46,1	207,1	177,9	93,4	40,6	0	0
		<i>Excédent (mm)</i>	77,6	37,6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	79,0
419	Constantine	<i>ETPc (mm)</i>	13,0	14,8	31,8	52,0	109,3	174,6	229,9	211,9	129,5	83,0	32,2	17,7
		<i>ETR (mm)</i>	13,0	14,8	31,8	52,0	109,3	52,8	5,6	12,2	40,9	32,1	32,2	17,7
		<i>RFU (mm)</i>	100	100	100	100	32,0	0	0	0	0	0	40,6	100
		<i>Déficit (mm)</i>	0	0	0	0	0	121,8	224,3	199,7	88,6	50,9	0	0

		Excédent (mm)	63,1	38,5	6,8	4,0	0	0	0	0	0	0	0	66,3	
421	Oum El Bouaghi	ETPc (mm)	11,3	14,2	32,7	53,6	115,1	185,2	240,7	225,3	134,6	83,5	30,5	14,6	
		ETR (mm)	11,3	14,2	32,7	53,6	115,1	28,0	11,7	31,5	44,9	22,4	30,5	14,6	
		RFU (mm)	94,0	100	94,3	75,9	6,0	0	0	0	0	0	0	21,3	56,7
		Déficit (mm)	0	0	0	0	0	157,2	229,0	193,8	89,7	61,1	0	0	0
		Excédent (mm)	0,0	11,5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
423	Souk Ahras	ETPc (mm)	14,4	15,5	32,5	51,6	106,9	170,9	226,1	211,6	132,2	85,7	35,6	18,1	
		ETR (mm)	14,4	15,5	32,5	51,6	106,9	24,3	11,5	25,2	40,7	30,0	35,6	18,1	
		RFU (mm)	100	100	100	100	44,7	0	0	0	0	0	0	46,4	100
		Déficit (mm)	0	0	0	0	0	146,6	214,6	186,4	91,5	55,7	0	0	0
		Excédent (mm)	102,4	66,7	16,7	12,7	0	0	0	0	0	0	0	46,4	102,0
444	B-B-Arreridj	ETPc (mm)	10,3	13,3	31,5	52,3	110,5	184,6	248,0	219,2	128,2	76,9	29,3	12,5	
		ETR (mm)	10,3	13,3	31,5	52,3	39,7	23,1	3,7	20,1	46,6	23,6	29,3	12,5	
		RFU (mm)	72,8	82,6	67,4	54,8	0	0	0	0	0	0	0	6,3	39,4
		Déficit (mm)	0	0	0	0	70,8	161,5	244,3	199,1	81,6	53,3	0	0	0
		Excédent (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
445	Sétif (Ain-Arnat)	ETPc (mm)	10,2	12,0	32,1	54,2	114,1	195,3	268,6	236,7	137,8	89,4	28,5	12,2	
		ETR (mm)	10,2	12,0	32,1	38,9	13,6	7,2	10,5	10,2	10,4	14,7	28,5	12,2	
		RFU (mm)	38,3	38,4	15,9	0	0	0	0	0	0	0	0	0,9	16,8
		Déficit (mm)	0	0	0	15,3	100,5	188,1	258,1	226,5	127,4	74,7	0	0	0
		Excédent (mm)	21,5	0,1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
467	M'sila	ETPc (mm)	10,5	14,6	31,7	50,2	97,6	148,9	190,1	170,5	101	63	24,6	12,7	
		ETR (mm)	10,5	14,6	28,8	20,8	27,2	8,8	1,8	9,6	33,8	23,4	20,8	12,7	
		RFU (mm)	22,1	17,2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9,3
		Déficit (mm)	0	0	3	29,4	70,4	140,1	188,3	160,9	67,2	39,6	3,8	0	0
		Excédent (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

468	Batna	<i>ETPc (mm)</i>	10,0	12,4	30,8	55,1	118,5	189,4	249,1	226,4	134,2	80,5	28,8	13,5	
		<i>ETR (mm)</i>	10,0	12,4	30,8	55,1	85,2	18,2	6,3	18,2	39,7	25,3	36,5	13,5	
		<i>RFU (mm)</i>	51,3	62,6	59,6	43,7	0	0	0	0	0	0	0	0	26,7
		<i>Déficit (mm)</i>	0	0	0	0	33,3	171,2	242,8	208,2	94,5	55,2	0	0	
		<i>Excédent (mm)</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
475	Tebessa	<i>ETPc (mm)</i>	13,4	17,3	39,1	70,8	143,6	210,5	256,5	221,4	134,2	83,3	32,6	17,7	
		<i>ETR (mm)</i>	13,4	17,3	39,1	60,2	33,4	32,2	16,0	31,0	44,3	42,8	47,9	17,7	
		<i>RFU (mm)</i>	34,8	40,5	26,1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	13,5
		<i>Déficit (mm)</i>	0	0	0	10,6	110,2	178	240,5	190,4	89,9	40,5	0	0	
		<i>Excédent (mm)</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
476	Khenchela	<i>ETPc (mm)</i>	11,5	14,4	32,2	55,2	115,7	183,8	245,8	220,1	130,0	82,2	30,5	14,4	
		<i>ETR (mm)</i>	11,5	14,4	32,2	55,2	110,4	31,7	10,3	38,5	42,3	34,8	49,5	14,4	
		<i>RFU (mm)</i>	60,8	72,9	72,6	58,9	0	0	0	0	0	0	0	0	28,4
		<i>Déficit (mm)</i>	0	0	0	0	5,3	152,1	235,5	181,6	87,7	47,4	0	0	
		<i>Excédent (mm)</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	

ETPC (mm) : évapotranspiration potentielle corrigé ;

RFU (mm) : réserve facilement utilisable estimée à 100 mm.

D'après le tableau du bilan hydrologique des stations climatologiques, on remarque qu'on a une période déficitaire (estivale) pour toutes les stations, et le déficit varie selon le climat de la région, pour les stations côtières comme Annaba et Béjaia Aéroport, on a un déficit maximal de l'ordre de 150 mm et d'autres stations situés dans un climat semi aride, comme Tebessa et Khenchela, le déficit est de l'ordre de 240 mm. Pour la période excédentaire (hivernale), l'excès est remarquable dans certain stations comme : Annaba, Béjaia, Guelma, Bouira, Constantine, Souk Ahras et très faible excès pour Sétif (Ain Arnat), Oum Elbouaghi, et pour d'autres stations, le bilan hydrique ne contient pas un excès, et ça est expliqué par la nature du climat. On remarque aussi que la réserve facilement utilisable (RFU) pris dans les calculs, et considérée à 100 mm est totalement exploitée, c'est le cas de la station d'Annaba et Béjaia, et la quantité d'eau en excès peut satisfaire plus de 100 mm, alors pour d'autres stations la RFU pris est surestimée et elle est pas totalement exploitée, c'est le cas de la station de Msila, Batna, Tebessa et Khenchela, cela est du à la nature de climat et la faible pluviosité dans cette région.

II.9. La continentalité pluviale : indice de Gams modifié Michalet

II.9.1. Principes et méthode

Michalet (1991) a mis en évidence, au sein des Atlas marocains, une « continentalité pluviale relative au climat méditerranéen », caractérisée par un affaiblissement du gradient ombrique altitudinal. En reprenant et en modifiant la méthode fondée initialement par Gams en 1932, dans les Alpes orientales, Michalet (1991, 1994) a proposé un indice de continentalité pluviale, permettant une utilisation généralisée de la formule aux altitudes inférieures à 900 m et pour d'autres régions que les Alpes (Meddour, 2010).

Michalet (1991) à modifié cet indice qui permet de quantifier les gradients ombriques altitudinaux d'un climat donné (océanique, méditerranéen ou même continental), qui sont évalués à l'aide de l'angle G que fait la courbe ombrique altitudinale du massif concerné avec l'axe des abscisses (= pluviométrie) et dont la cotangente a pour valeur :

$$\text{Cotg } G = \left[P - \left[\frac{900-A}{100} \cdot \frac{P}{10} \right] \right] / A \quad (\text{II.7})$$

A : altitude du lieu en m

P : précipitations moyennes annuelles en mm

Lorsque $A > 900$ m, on applique la formule initiale de Gams, c'est-à-dire $G = P/A$.

L'indice modifié à été appliqué au Maroc septentrional a permis à Michalet de définir 6 domaines climatiques ; nous donnons dans le tableau II.12 les divers domaines reconnus au Maroc (à gauche) et ceux retenus pour les Alpes par Ozenda, partie droite du même tableau, à titre comparatif.

Tableau II.11. Valeurs de l'indice de Gams et continentalité pluviale au Maroc et sur les Alpes (France).

<i>Domaines climatiques au Maroc</i>	<i>Valeurs de l'indice de Gams (G)</i>		<i>Domaines climatiques dans les Alpes</i>
Externe accentué	< 38°	< 50°	Externe
Externe moyen	38° à 50°		
Externe atténué	50° à 63°	50° à 60°	Intermédiaire
Intermédiaire	63° à 74°	60° à 70°	Interne
Interne atténué	74° à 80°	> 70°	Pôle de continentalité
Interne Accentué	> 80°		

Dans les régions de montagnes, les massifs dits « internes » se distinguent des massifs dits « externes » par leurs plus faibles gradients ombriques altitudinaux. Cette notion de continentalité pluviale (ou hydrique) relative permet de quantifier les variations horizontales du climat (Michalet, 1994). L'intérêt de cet indice réside donc dans la possible caractérisation du degré d'abri, ou inversement d'exposition aux vents humides, d'un massif montagneux.

II.9.2. Application à la zone d'étude

Nous allons tenter de mettre en évidence cette continentalité pluviale, degré d'abri des massifs montagneux, en appliquant l'indice de Gams aux données alti-pluviométriques des stations de la zone d'étude, et en retenant bien entendu les domaines bioclimatiques définis au Maroc (tableau II.13).

Tableau II.12. Valeurs de l'indice de Gams modifié Michalet et domaines climatiques des stations climatiques.

<i>Code</i>	<i>Station</i>	<i>Altitude (m)</i>	<i>Précipitations (mm)</i>	<i>Angle de Gams (°)</i>	<i>Domaine Climatique</i>
360	Annaba	3	711,3	2	Externe accentué
402	Béjaia Aéroport	2	789,9	1	Externe accentué
403	Guelma	227	633,6	48	Externe moyen
417	Bouira	555	520,7	58	Externe atténué
419	Constantine	693	533,7	59	Externe atténué
421	Oum El Bouaghi	889	422,3	65	Intermédiaire
423	Souk Ahras	680	697,9	51	Externe atténué
444	B-B-Argeridj	928	360,7	69	Intermédiaire
445	Sétif (Ain-Arnat)	1007	200,7	79	Interne atténué
467	M'sila	441	209,4	76	Interne atténué
468	Batna	822	351,3	69	Intermédiaire
475	Tebessa	821	371,6	67	Intermédiaire
476	Khenchela	983	438	66	Intermédiaire

L'application de cette méthode, pour la deuxième fois en Algérie, après Meddour en 2010, s'avère très informative et les résultats obtenus appellent plusieurs commentaires (figure II.15).

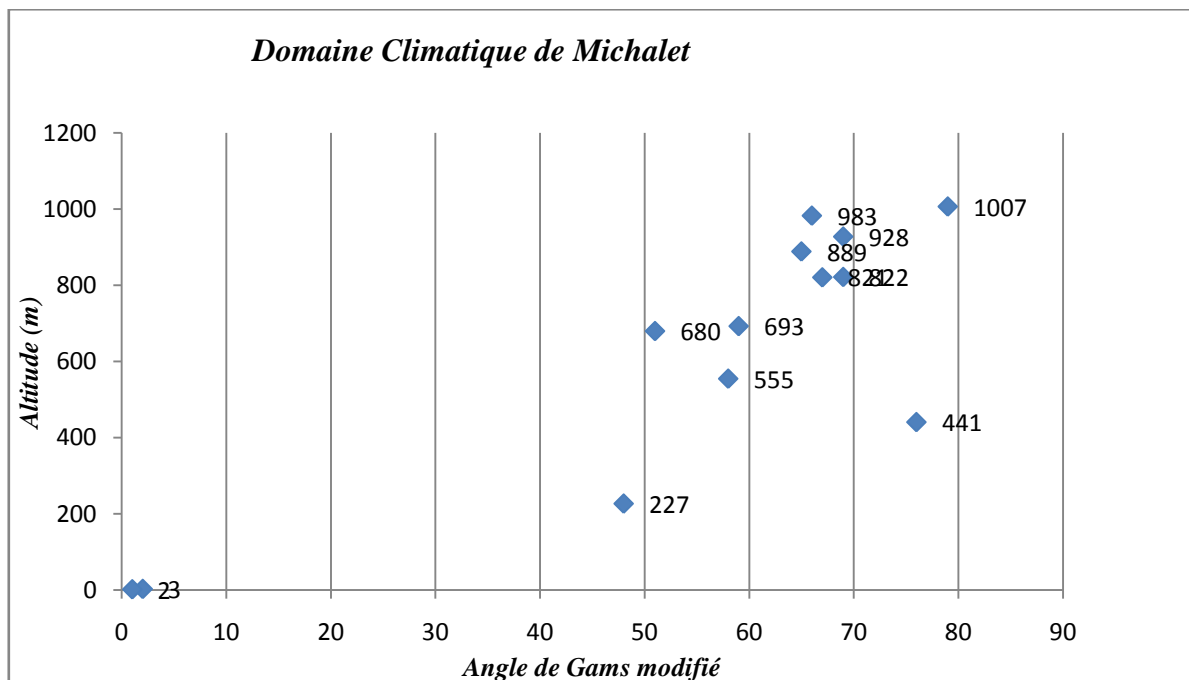


Figure II.10. Classement des stations climatiques de la région d'étude dans le système des domaines climatiques de Michalet

On remarque que l'ensemble de nos stations appartient à un large éventail de domaines climatiques (5 sur 9), allant de l'externe jusqu'au Pôle de continentalité, avec G variant de 1 à 79°.

Une région à régime pluviométrique méditerranéen, à un indice annuel élevé est due à la sécheresse estivale (Meddour, 2010), et dans le cas qui nous concerne, ces stations ont tous les valeurs de G, de 1 à 79°, et distribués dans tous les domaines climatiques.

Les stations situées dans le nord de l'Atlas Tellien et de la façade septentrionale font partie du domaine climatique externe, le domaine externe accentué pour la station d'Annaba (2°) et Béjaïa aéroport (1°), et externe moyen pour la station de Guelma (48°). Elles sont bien exposées aux vents chargés d'humidité, et ce, à diverses altitudes, (2 m et 5 m pour les stations d'annaba et Béjaïa Aéroport successivement, et 227 m d'altitude pour Guelma). Les stations situées dans le domaine climatique Externe atténué entre 50 et 63°, comme celle de Bouira (555 m d'altitude), Constantine (693 m d'altitude) et Souk Ahras (680 m d'altitude) ; ces deux dernières stations (Constantine et Souk Ahras) ont presque une même altitude mais l'angle Gams est différent, et la précipitation au niveau de la station de Constantine (533,7 mm) est inférieure à celle de Souk Ahras (697,9 mm), alors que pour l'indice de Gams le contraire, celui de Constantine (59°) est supérieure a celui de Souk Ahras (51°), et cela est confirmé par la station de Sétif avec la plus faible précipitation (200,7 mm) et plus forte valeur de G (79°), donc, le gradient Ombrique modifiée, dans le Nord Est Algérien se croit avec la diminution de la précipitation. On à cinq stations climatiques situées dans le domaine climatique Intermédiaire, sont les stations de B-B Arreridj, Oum El Bouaghi, Batna, Tebessa et Khenchela, avec un indice de Gams des ces stations sont successivement : 69°, 65°, 69°, 67°, 66° (ces valeurs se situes dans l'intervalle de l'intermédiaire), avec une précipitation de l'ensemble des stations comprise entre 351,3 mm et 438 mm, et une altitude comprise entre 821 m et 983 m. on remarque que le dernier domaine climatique dans notre zone d'étude c'est l'interne atténué, contient deux stations : Msila et Sétif (Ain Arnat) avec le plus faible indice de Gams, 76° et 79° successivement, et la plus faible précipitation aussi et ça nous confirme la relation inverse entre l'indice de Gams et la précipitation. Donc, on peut distinguer aussi que le gradient ombrique et inversement proportionnel avec la latitude.

La variation spatiale des précipitations est expliquée par le fait latitudinal (plus la latitude diminue plus l'angle de Gams augmente (selon un gradient N-S bien connu en Algérie). Ceci semble parfaitement coller aux réalités oro-topographiques de notre zone d'étude, et ce la va être confirmé par le chapitre III.

Par ailleurs, le tableau II.14 tente de présenter, de façon assez synthétique, les principales caractéristiques physiques des grands bassins hydrographiques de l'Est Algérien.

Tableau II.13. Récapitulatif des principales caractéristiques physiques des bassins hydrographiques.

	<i>Bassin Versant</i>	<i>S (Km²)</i>	<i>Relief</i>	<i>Lithologie dominante</i>	<i>Bioclimat et P moy (mm)</i>	<i>Végétation dominante</i>
Bassins Exoréiques	Cotiers Algérois (Est)	3 950	Monts Djurjura	Marne et Argile	Humide (P= 847mm)	Forêt et maquis systèmes de cultures méditerranéens
	Côtiers Constantinois	11 566	Tell maririme	Flyschs, grès et argiles, socle	Humide (P= 786mm)	Forêt et maquis systèmes de cultures méditerranéens
	Kébir Rhumel	8 815	Tell et Hautes Plaines	Hétérogénéité géologique	Semi-aride à humide (P= 556mm)	Systèmes de cult. méditer., Céréaliculture, Forêts
	Medjerda	7 785	Hautes Plaines et Monts Medjerda et Algéro-Tunisienne	Hétérogénéité géologique	Semi-aride + Subhumide (P= 414mm)	Cultures discontinues, steppe, forêts
	Seybouse	6 475	Tell et Hautes Plaines	Hétérogénéité géologique	Semi-aride à humide (P= 614mm)	Systèmes de cult. méditer., Céréaliculture, Forêts
	Soummam (Boussellam)	9 815	Tell et Hautes Plaines	Hétérogénéité géologique	Semi-aride à Subhumide (P= 491mm)	céréaliculture, forêts, systèmes de cult. Méditer
Bassins Endoréiques	Hauts Plateaux Constantinois	9 578	Hautes Plaines et bordures du Tell et l'Atlas	Formations Plio-quaternaire + reliefs calcaires	Semi aride à Subaride + Subhumide (P= 357mm)	Céréaliculture et parcours steppiques
	Chott El Hodna	25 843	Dépression lacustre et versants des Monts du Hodna	Formations Plio-quaternaire + reliefs calcaires de bordure	Subaride (P= 222mm)	Steppe, cultures discontinues
	Chott Melrhir	60 870	Dépression lacustre et piémont Sud des Aurès-Nememcha	Remblaiements quaternaires + reliefs calcaires de l'Atlas	Subaride et aride + Subhumide (P= 226mm)	Steppe, cultures discontinues, forêts sur versant atlastique, oasis

II.10. Conclusion

Notre zone d'étude est large et connue par sa diversité au point de vue topographique, géologique et couvert végétale, mais ce qui nous concerne le plus c'est bien la description climatique.

La majeure partie de l'analyse climatique se réside dans l'analyse des données climatologiques. Le climat de la zone d'étude est constitué par une diversité de climat, et varie entre le climat méditerranéen au climat semi aride. Ces deux climats sont caractérisés par l'alternance de deux saisons au cours de l'année, une saison humide qui débute au mois d'octobre 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 de septembre. Mais la nature de chaque saison est différente selon la situation latitudinale, comme on a montré par l'indice de Gams modifié.

Chapitre III

Chapitre : III

Collecte et Traitement des Données

III.1. Introduction

Les données de pluie proviennent des réseaux pluviométriques nationaux. Une telle perturbation dans le régime des pluies, peut avoir des conséquences non négligeables voire tragiques: risque de pénaliser les projets de développement liés à l'agriculture et de nuire au bon fonctionnement des aménagements réalisés antérieurement à ces changements qualifiés à priori de climatiques (Paturel et al., 1996).

La caractérisation de ces fluctuations climatiques repose sur l'analyse statistique des séries chronologiques de pluie à différents sites, sur des périodes les plus longues possibles.

III.2. Les postes pluviométriques

Le réseau pluviométrique dont l'existence date de la période coloniale, s'est particulièrement étoffé à partir de 1968 : installation d'un nombre important de postes de l'A.N.R.H. - organisme dénommé autrefois D.E.M.R.H. (Direction des Etudes de Milieu et des Ressources Hydrauliques)- en complément de l'ancien réseau de l'O.N.M. lequel a subi, de son côté, une restructuration (Mebarki ; 2005). Cependant, l'instabilité de fonctionnement de ces stations, les lacunes et les erreurs entachant les séries d'observations, nous ont conduits à effectuer un minutieux travail de sélection.

Au vu de la qualité des séries disponibles, 155 postes pluviométriques de l'Est algérien ont été sélectionnés (figure III. 1 et Annexe n°01). Les séries pluviométriques de cette période comportent des lacunes annuelles d'information qui ne dépassent pas en moyenne 20 %. L'intervalle de variation des altitudes réelles des postes pluviométriques retenus est considérable (station de Pont Bouchet, 14-06-31, sur le littoral d'Annaba à 3 m d'altitude ; station d'Ain Tinn, 07-04-05, dans la chaîne montagneuse de l'Aurès dans la wilaya de Batna à 1 650 m d'altitude). Il y a lieu de préciser que 50 % des postes sont localisés à une altitude supérieure à 750 m (altitude médiane).

III.3. Choix des stations pluviométriques et la période d'étude

L'étude du climat et le suivi de son évolution nécessitent de longues et nombreuses séries d'observations, les deux sources de données en Algérie sont : l'Agence nationale des ressources hydraulique (ANRH) et l'Office nationale de météorologie (ONM) (Medjerab;

2005). Malheureusement, nous ne disposons pas de séries de données parfaitement fiables ni continues.

Dans ces séries de données climatiques se glissent des erreurs qui peuvent avoir des origines multiples (erreur de lecture, erreur de report, détarage de l'appareillage, etc.). Le manque d'information se concentre en général durant la période 1988 à 2002. Nous différencierons :

- Des erreurs accidentelles qui se répartissent aléatoirement dans le temps et dans l'espace ;
- Des erreurs systématiques qui affectent d'une façon continue certaines portions des séries de mesure, aléatoirement distribuées dans le temps et l'espace.

Le choix du réseau de stations doit répondre aux impératifs suivants:

- la période d'étude doit être d'au moins 30 ans pour être statistiquement valide.
- le réseau doit être spatialement homogène pour ne pas favoriser une région particulière.
- information couvrant les quatre dernières décennies ;

Pour tenir compte de ces conditions, nous avons écarté les stations pluviométriques dont l'âge est inférieur à 20 ans. Il s'agit en réalité des stations pluviométriques secondaires situées particulièrement dans les zones isolées (zones arides).

En respectant ces contraintes, 155 postes ont été retenus pour l'étude. Après critique et vérification des données mensuelles et annuelles, de Septembre 1970 au juillet 2010, soit 40 ans, est la période d'étude.

III.4. Choix et distribution des données

Notre choix s'est porté sur les données mensuelles des précipitations des 155 stations météorologiques dont l'altitude varie entre 3 m (pour la station 14-06-31 de PONT BOUCHET) et 1 650 m (pour la station 07-04-05 d'AIN TINN), pour une période de 40 ans (1970-2010). Nous considérons que la région littorale de notre zone d'étude dispose d'un réseau de stations estimé plus important par rapport aux hautes plateaux et aux steppes. L'inégale densité ressort clairement sur la figure suivante :

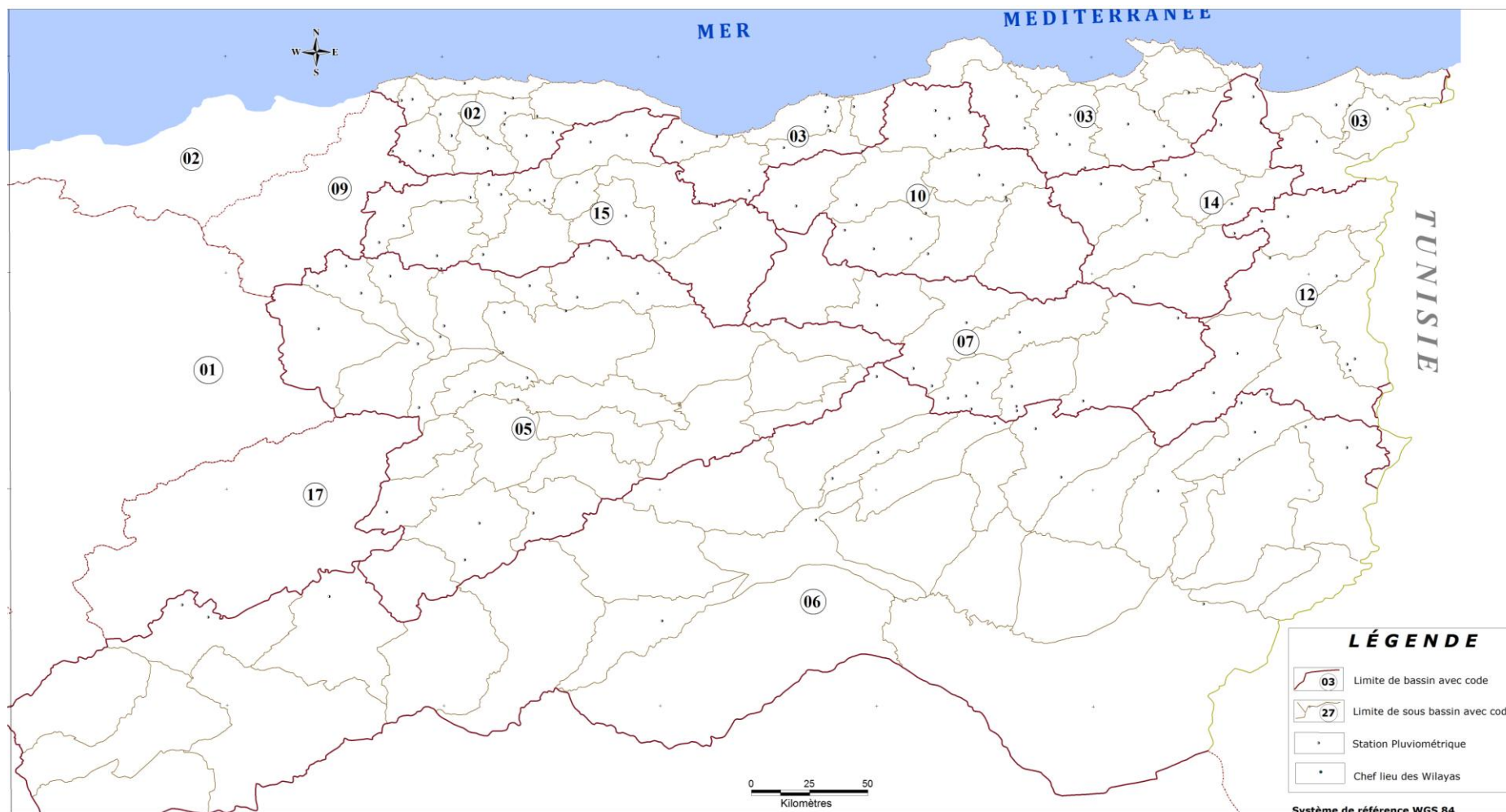


Figure III.1. Répartition des stations pluviométriques dans le Nord-Est d’Algérie.

La densité de distribution des stations est forte dans les plaines et littoral. Cela s'explique par la mise en valeur des terres agricoles des plaines qui a débuté avec l'arrivée des colons Français. Ce lien étroit entre les observations météorologiques et la mise en valeur des terres agricoles a donc été une contribution essentielle à la création d'un réseau météorologique, plus dense dans les plaines et faible dans les zones montagneuses. Les données choisies ont été obtenues par les archives de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) (Medjerab *et al.*, 2005). La période retenue dans l'étude, après analyse critique, correspond à une série concordante entre la plupart des stations pluviométriques, suffisamment longue pour être traitée statistiquement (nombre d'année supérieur à 30 ans). Ce choix et cette critique nous ont permis de constituer enfin une banque de données pluviométriques prête à tout traitement statistique.

III.5. Caractéristiques Statistiques

Dans le présent travail, les données présentées sous forme de précipitations mensuelles et annuelles ont été d'abord utilisées pour calculer les coefficients de variation (CV) et la valeur maximal, minimale et l'étendue sont présentés, les coefficients d'Asymétrie (CS) et les méthodes statistiques ont été appliquées plus tard pour compléter et affiner l'analyse. Ils ont surtout compris corrélations linéaires et l'analyse de régression multiple.

III.6. Résultats et Discussion

Les statistiques des données de précipitations interannuelles telles que la moyenne, l'écartype, le coefficient de variation (CV), le coefficient d'asymétrie (CS) et la valeur maximale, minimale et l'étendue sont présentés dans l'annexe n° 2. Les valeurs moyennes de CV, CS pour la région d'étude sont de 31% et 0.34, respectivement. On remarque que la moyenne des précipitations pour toutes les stations est assez proche à la médiane, la moyenne est 499,5 mm et la médiane est 485,8 mm ; ceci signifie que la loi de distribution des précipitations est une distribution symétrique par rapport à la moyenne.

Les valeurs de CV sont généralement inférieures à 50 %, sauf pour les stations 05-08-02, 05-21-02, 06-21-07, 06-30-01, 15-03-06 et 15-04-02, qui sont situés dans le nord-ouest et le sud-est de la zone d'étude, le coefficient de variation varie légèrement autour de 31% entre 20 % comme un seuil minimal et 40 % comme un seuil maximal, à l'exception de quelque stations (11 stations) qui ont un coefficient de variation entre 40 et 50 % ; donc, les stations avec un coefficient de variation supérieur à 40 % représente 11 % de total des stations. Et le coefficient de variation est le rapport de l'écart-type à la moyenne. Plus la valeur du

coefficient de variation est élevée, plus la dispersion autour de la moyenne est grande ; donc dans notre cas, la dispersion autour de la moyenne est trop faible, c'est-à-dire une faible variation du régime pluviométrique pour chaque série.

Le coefficient d'asymétrie moyen pour toutes les stations est 0.57, cette valeur est plus proche au zéro, ce qui signifie que la distribution se prolonge approximativement vers la droite (positive), cela est vérifié par la valeur minimal -0,37 et la valeur maximal 3,16 et confirmé par le pourcentage des valeurs positives 89 % alors que le pourcentage des valeurs négatives 11 %, et le pourcentage des valeurs entre 0 et 0,55 est 46 %, donc la distribution moyenne totale des précipitation est relativement symétrique.

III.7. Rappels de quelques notions statistiques

Le but de la statistique est de donner des outils et des méthodes permettant d'analyser et d'interpréter des observations. Les techniques utilisées servent de plus à condenser l'information et à obtenir le maximum d'information d'une série d'observation (Bobee, 1978). Dans notre cas, on va caractériser la variabilité annuelle des précipitations dans la zone d'étude.

III.7.1. Moyenne arithmétique

La moyenne ne peut être définie que sur une variable quantitative. La moyenne est la somme des valeurs observées divisée par leur nombre, elle est notée \bar{x} (Tillé, 2010).

$$\bar{x} = \frac{x_1+x_2+\dots+x_i+\dots+x_n}{n} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (\text{III.1})$$

III.7.2. Variance

C'est un paramètre de dispersion qui correspond au moment centré d'ordre 2 de la variable aléatoire X. C'est l'équivalent de la variance observée σ^2 (Mouchiroud, 2002). La variance est la somme des carrés des écarts à la moyenne divisée par le nombre d'observations :

$$\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \quad (\text{III.2})$$

La variance peut aussi s'écrire :

$$\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i^2 - \bar{x}^2 \quad (\text{III.3})$$

Propriétés de la variance

Si X est une variable aléatoire admettant une variance alors :

$$\forall a \in \mathbb{R}, V(a \cdot x) = a^2 V(x)$$

$$\forall (a, b) \in \mathbb{R}, V(a \cdot x + b) = a^2 V(x)$$

$$V(x) = 0 \leftrightarrow X = E(x)$$

III.7.3. Ecart-type

Une autre statistique souvent utilisée est *l'écart-type* de la série qui caractérise la dispersion de la série autour de sa moyenne, elle traduit les fluctuations de la série :

$$\sigma = \sqrt{\sigma^2} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{N}} \quad (\text{III.4})$$

III.7.4. Coefficient de corrélation

Le coefficient de corrélation linéaire noté r est un nombre sans dimension qui mesure l'intensité de liaison linéaire entre deux variables observées dans un échantillon de taille n.

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (\text{III.5})$$

Le coefficient de corrélation est la covariance divisée par les deux écart-types marginaux :

$$r_{xy} = \frac{S_{xy}}{S_x S_y} \quad (\text{III.6})$$

Le coefficient de détermination est le carré du coefficient de corrélation :

$$r_{xy}^2 = \frac{S_{xy}^2}{S_x^2 S_y^2} \quad (\text{III.7})$$

III.7.5. Propriétés du coefficient de corrélation linéaire

1- On a toujours : $-1 \leq r \leq 1$ la corrélation parfaite, correspondant au cas $|r| = 1$, se rencontre très peu en pratique, mais sert de point de comparaison. Plus $|r|$ est proche de 1, plus les variables x et y seront étroitement liées.

Si x et y sont indépendants, on a bien sûr $r = 0$. Mais la réciproque n'est pas nécessairement vraie on a bien sûr $r = 0$. Mais la réciproque n'est pas nécessairement vraie. Si $r = 0$, on

peut affirmer qu'il n'existe pas de liaison linéaire entre x et y . Mais il peut exister une liaison d'un autre type.

2- La droite d'ajustement linéaire de y en fonction de x dans notre échantillon a pour équation $y = a + bx$

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (\text{III.8})$$

3- Le signe du coefficient de corrélation permet de savoir si la corrélation est positive ou négative puisque r et b sont de même signe.

4- Si la droite d'ajustement linéaire de y en fonction de x a pour équation $y = a + b.x$ et celle de x en y a pour équation $x = a' + b'.y$,

$$\text{On a : } b = r \frac{s_y}{s_x} \text{ et aussi par symétrie : } b' = r \frac{s_x}{s_y}.$$

$$\text{D'où : } bb' = r^2$$

On retrouve ainsi que si la liaison entre x et y est forte, les pentes b et b' sont telles que $b' \approx \frac{1}{b}$ et les droites sont presque confondues.

III.7.6. Analyse du régime annuelle

Pour évaluer la variabilité des précipitations annuelles dans la région, nous avons employé des formules climatiques simples mais capables de donner de bonnes informations, permettant aussi une représentation efficace du phénomène. A ce propos nous avons utilisé le coefficient de variation exprimé en pourcentage (%) et calculé comme suite:

$$Cv (\%) = \frac{\sigma}{\bar{x}} \times 100 \quad (\text{III.9})$$

III.8. Traitement des données

Les données pluviométriques de l'Algérie, comportent de nombreuses lacunes et leur fiabilité est parfois problématique, le deuxième problème qui se pose est la répartition non uniforme des postes d'observations ou l'absence quasi complète des stations dans les zones arides, ce qui rend le comblement de lacune de ces derniers difficile. Les stations sont relativement bien distribuées sur le littoral et les hauts plateaux.

Au cours du traitement des données, certaines valeurs apparaissent comme étant singulières par rapport au reste de la série chronologique. *L'existence des valeurs aberrantes* peut entraîner le climatologue à des interprétations erronées. Il est donc indispensable de

comparer tous les relevés des stations faisant partie de la même microrégion pour s'assurer qu'ils ne présentent pas de discordance anormale.

Par exemple : en 2002, au niveau de la station de MEDJANA (05-09-06), le cumul annuel des précipitations est particulièrement singulier (913,8 mm), en faisant la comparaison avec d'autres stations avoisinantes (BORDJ BOU ARRERIDJ (ou bien B.B DEMRH 05-09-05) : 524,6 mm ; BORDJ GHDIR (05-09-04): 525,8 mm), nous avons déduit que cette valeur est une donnée extrême.

L'analyse statistique des séries de précipitations annuelles ainsi que toutes les recherches ont été effectuées sur les hauteurs de pluies de l'année qui débute du premier septembre de l'année k et finit le 31 août de l'année k+1 (Meddi *et al.*, 2009). Pour les besoins de l'étude et pour une bonne répartition spatiale, nous avons procédé au comblement des lacunes en utilisant la régression linéaire simple.

III.8.1. Comblement de lacune

Pour cette étude, une période de 40 années hydrologiques allant de 1970 à 2010 a été retenue. Pour assurer une bonne couverture spatiale, il fut jugé intéressant d'utiliser aussi les données des stations possédant une série d'observations inférieures à 30 ans (20 ans et plus), qui ont été comblés, pour avoir une interpolation fiable des pluies annuelles dans le Sud surtout.

- la régression linéaire Simple

Cette méthode consiste à estimer une valeur manquante d'une série pluviométrique lacunaire à partir des observations d'une autre station plus complète et située dans une zone climatique homogène. Pour que cette méthode soit efficace, il faut que la régression soit linéaire, et que les variables confrontées suivent une loi normale. On estime la variable (Y) à partir de la variable (X) par la droite de régression. A partir des stations de base déjà choisies (d'après des séquences) nous avons comblé les lacunes à l'échelle mensuelle d'après l'équation déjà exposée. Le dépouillement de cette matrice a permis de faire les constatations suivantes :

- le degré de corrélation est différent d'un mois à un autre, la meilleure corrélation se situe en hiver (Décembre, Janvier, Février et Mars) alors que la faible corrélation se situe en été qui est caractérisée par sa sécheresse et des averses orageuses;
- L'inconvénient de cette matrice c'est qu'elle cache des réalités géographiques locales la spécificité de chaque région et les conditions climatiques de chaque domaine.

Les lacunes d'observations ont été comblées mois par mois. Nous disposons de 155 stations ayant 40 ans d'observations, ce qui est suffisant pour mener une étude exhaustive des pluies en Algérie nord-orientale. Le calcul a été très laborieux, car il s'agit de 97 % des stations, et chaque station contient des données manquantes. Ces stations sont caractérisées par une fréquence des lacunes annuelles qui présentent un taux élevé, environ 38 % des totaux enregistrés. Donc, nous sommes passés des données observées, aux données corrigées, ce qui a donné l'allure finale des séries pluviométriques.

III.9. Analyse Spatiale des précipitations

III.9.1. L'Analyse en composantes principales (ACP)

III.9.1.1. Définition

L'Analyse en Composantes Principales (en abrégé A.C.P) est un procédé statistique essentiellement descriptif : son objectif principal est de présenter, d'une manière graphique, le maximum d'informations contenues dans une matrice de données (Gutierrez Lopez, 2003). ACP est donc une méthode de réduction du nombre de caractères permettant des représentations géométriques des individus et des caractères. Cette réduction ne sera possible que si les caractères initiaux ne sont pas indépendants et ont des coefficients de corrélation non nuls (Medjerab, 2005).

Ce qui fait la spécificité de l'analyse en composantes principales par rapport aux autres analyses (comme l'analyse des correspondances, l'analyse canonique, l'analyse factorielle discriminante) est qu'elle traite exclusivement des caractères numériques jouant tous le même rôle (Medjerab, 2005).

L'Analyse en Composantes Principales sans rotation permet la description des données contenues dans un tableau individus / variables quantitatives ; c'est la méthode de base de l'analyse des données. Elle permet d'étudier les données en termes de corrélation, c'est-à-dire de détecter les stations ayant le même comportement (Medjerab *et al.*, 2005). Le grand avantage de cette technique réside dans son aptitude à traiter de façon simultanée un grand nombre de données. Elle permet, en outre, de dégager les interrelations complexes qui existent entre les variables et les résume ou les réduit en un petit nombre d'indicateurs appelés facteurs ou composantes principales. Elle est linéaire, car il s'agit d'une combinaison linéaire des variables de départ (Medjerab, 2005).

III.9.1.2. Principe de l'Analyse en Composantes Principales

L'analyse en composantes principales (A.C.P) est une technique mathématique permettant de réduire un système complexe de corrélation en un plus petit nombre de dimensions. Géométriquement, le processus de la mise en facteurs revient à placer des axes par exemple dans un ballon. Dans le cas de cent dimensions il est peu probable que nous avons suffisamment d'informations sur une seule droite, le long de ce grand axe de ce ballon, droite appelée première composante principale. Nous aurons besoin d'axes supplémentaires. Par convention, nous représentons la deuxième dimension par une droite perpendiculaire à la première composante principale. Ce deuxième axe, ou deuxième composante principale, se définit comme la droite qui explique la plus grande partie de l'information restante (Medjerab, 2005).

On dispose donc d'un tableau individus-variables que noterons x à n lignes et p colonnes ayant la forme suivante :

$$\begin{bmatrix} x_1^1 & x_1^2 & \dots & x_1^j & \dots & x_1^p \\ x_2^1 & x_2^2 & \dots & x_2^j & \dots & x_2^p \\ x_3^1 & x_i^2 & \dots & x_3^j & \dots & x_3^p \\ x_n^1 & x_n^2 & \dots & x_n^j & \dots & x_n^p \end{bmatrix} \quad (\text{III.10})$$

Le graphique associé à cette méthode est liée à un objet mathématique, les valeurs propres, qui sont liées à un concept très simple: la qualité de la projection lorsque l'on passe de N dimensions (N étant le nombre de variables ici 155 stations) à un nombre plus faible de dimensions. A chaque valeur correspond un facteur. Chaque facteur est en fait une combinaison linéaire des variables de départ. Les facteurs ont la particularité de ne pas être corrélés entre eux. Les deux premières valeurs propres correspondent à un pourcentage élevé de la variabilité, si bien que la représentation sur les deux premiers axes factoriels est de bonne qualité. Le graphique particulier à la méthode est *le cercle des corrélations*, il correspond à une projection des variables initiales sur un plan à deux dimensions constitué par les deux premiers facteurs. Lorsque deux variables sont loin du centre du graphique, si elles sont:

- proches les unes par rapport aux autres, alors elles sont significativement positivement corrélées (r proche de 1)
- orthogonales les unes par rapport aux autres, alors elles sont significativement non - corrélées (r proche de 0)

- symétriquement opposées par rapport au centre, alors elles sont significativement négativement corrélées (r proche de -1).

Lorsque les variables sont relativement proches du centre du graphique, alors toute interprétation est hasardeuse, et il est nécessaire de se référer à la matrice de corrélation à d'autres plans factoriels pour interpréter les résultats.

Les proximités entre points-variables pourront s'interpréter en termes de corrélation. Les points sont très proches si leur corrélation est fortement positive et éloignée si elle est fortement négative. Vouloir interpréter la représentation graphique des variables, c'est en fait en donner les caractéristiques statistiques en fonction des positions de leurs points respectifs sur ce plan (Medjerab, 2005).

Il arrive fréquemment que certaines variables n'interviennent qu'accessoirement dans une analyse globale, elles seront considérées comme variables supplémentaires.

III.9.1.3. Conditions d'utilisation de l'A.C.P

La plupart des auteurs affirment dans les ouvrages ou articles se rapportant à cette technique que le domaine d'utilisation de l'A.C.P est très large – sans inconvénient- sans danger- ne nécessite pas au préalable d'hypothèses restrictives et, de plus, que l'interprétation des résultats n'est pas 'induite' comme c'est le cas pour d'autres procédés d'analyse factorielle (Duband, 1982).

III.9.1.4. Application de l'A.C.P (Duband, 1982)

Cette technique peut être utilisée pour traiter des variables caractérisant :

- Un phénomène spatial (champ de température de l'air, précipitation, de pressions atmosphériques, débits, etc, dans une région ou pays) ;
- Un phénomène temporel (chronique des débits, précipitations, températures, pressions journalière -hebdomadaires- décadaire en un lieu).

On peut distinguer deux aspects principaux de l'A.C.P :

- Analyse descriptive (structure d'une matrice d'observation),
- Analyse opérationnelle (optimisation d'un réseau de mesures, critique des données, prévision, simulation,...).

III.9.1.5. Eléments d'interprétation (Ineglize, 2003)

L'interprétation des résultats est menée à plusieurs niveaux :

En premier lieu : Analyse du pourcentage de la variance totale explicitée par chaque composante principale, afin de dégager les axes les plus importants :

- **combien d'axe à retenir**, en général, on ne retient que les axes tels que le cumul de l'information restituée est satisfaisant. Nous pouvons arrêter de sélectionner un axe quand l'information apportée par un axe supplémentaire est très peu importante.

En deuxième lieu : sur une représentation graphique d'où l'interprétation se fait dans l'espace des variables et des observations.

- *Etude des variables :* les coordonnées des variables sur les axes (composante principale) sont les coefficients de corrélation entre variables et axe. Les variables étant centrées réduite seront à l'intérieur d'un cercle (de rayon 1) dit de corrélation :
 - Donc plus une coordonnée est proche de 1 (du cercle) plus la variable est corrélée à cet axe (CP) et plus intervient dans son interprétation.
 - Si deux variables sont fortement corrélées à un axe mais leurs coordonnées sont de signe contraire, elles contribuent de façon inverse à la signification de l'axe (C.P).
 - Les variables doivent avoir des distributions approximativement normales, sinon le nuage de points sera déséquilibré et les résultats seront faussés (si une des variables à une distribution fortement dissymétrique, on obtient un 1^{er} axe expliquant la quasi-totalité de la dispersion), il est donc **conseillé** d'effectuer un test de normalité sur chacune des variables utilisées.
- *Etude des observations :* on peut aussi analyser des couples de valeurs

$$(C_{ji}, C_{ki}) \text{ pour } i=1 \text{ à } n \text{ observation.}$$

La disposition du nuage de points peut éventuellement suggérer une interprétation en analysant la position de ces composantes entre eux par rapport au point qui est le centre du graphique.

- *Variables (observations) supplémentaires :*

Si une variable (observation) de part ses caractéristiques très différentes, par exemple, perturbaient le graphique, mieux vaut la mettre en supplémentaire. Ses données ne seraient plus prises en compte dans les calculs et la construction des axes factoriels, mais nous pourrions calculer ses coordonnées et le repositionner par rapport aux autres.

Nous pouvons aussi positionner des variables (observations) intéressantes du point de vue de l'étude mais ne rentrant pas en compte dans analyse : "*Les variables supplémentaires interviennent comme dans les variables descriptives*".

Le choix du nombre de composante (axe principal) à retenir est à chaque fois un cas de figure dépendant des valeurs propres observées mais aussi des connaissances physiques que l'on a du phénomène. Donc toute interprétation réalisée uniquement à partir du graphique est fortement déconseillée.

En conclusion, nous pouvons retenir que l'analyse en composante principale permet de réduire les observations sur n_{var} variables liées entre elles en une série d'observations sur $n_c < n_{\text{var}}$ variables indépendantes, chacune d'entre elles expliquant une part décroissante de la variance totale initiale.

L'A.C.P est utilisée en hydrologie essentiellement dans les problèmes nécessitant un regroupement de variables :

- Préviation,
- Reconstitution de données manquantes,
- Cartographie etc...

III.9.2. Interprétation des Résultats

III.9.2.1. Matrice de corrélation

Par le moyen de *coefficient de corrélation linéaire de Pearson*, la matrice de corrélation fait ressortir l'intensité de dépendance entre les variables étudiées. Cette matrice est la base des calculs de l'ACP qui en termes de résultats va synthétiser toutes ces corrélations dans un plan à deux dimensions formant un cercle de corrélation.

« L'utilisation de la matrice de corrélation au lieu de celle de variance-covariance permet d'éliminer l'effet due à la variabilité locale ou à la variabilité temporelle d'un site. La configuration des régions homogènes de précipitations définie par l'ACP ne tient compte alors que de la variabilité spatiale ».

L'analyse de l'ACP est effectuée à l'aide du logiciel STATISTICA 6, c'est un logiciel des analyses statistiques, comme son nom l'indique, elle contient plusieurs techniques, celle qui nous intéresse c'est la technique « exploration multivariée ». Les matrices de corrélation

interstation ont d'abord été calculées, à partir de celles-ci, et les valeurs propres et les vecteurs propres ont été obtenus.

Le processus de réduction des variables choisi, repose sur le critère qui consiste à ne conserver que les composantes principales qui sont les plus importantes en terme de la proportion de la variance totale expliquée, et dont le pourcentage cumulé est supérieur à 80% de la variance totale et ce, jusqu'à un nombre maximal de six composantes (Siew-Yan-Yu *et al.*,1998).

La variance est de 3,08 sur le premier axe, 1,01 sur le deuxième, etc. On n'interprète pas cette information facilement, car il faut exprimer chaque variance (valeur propre) en une valeur relative (pourcentage) de la variance totale (somme des valeurs propres). Par conséquent, la somme des variances est égale au nombre des variables initiales. De ce point de vue, il est intéressant d'observer la relation entre chaque valeur propre et sa valeur accumulée. C'est-à-dire que l'on connaît le pourcentage d'information visible, sur chacun des axes.

Tableau III.1. Résultats de l'analyse en composantes principales.

Composante	Valeurs propres	% total Variance	Cumul valeurs propre	Cumul %
1	3,08	61,70	3,08	61,70
2	1,01	20,27	4,09	81,97
3	0,63	12,63	4,72	94,60

Le même résultat aurait été obtenu si on avait appliqué le « Screen test » qui consiste à laisser tomber les dernières composantes qui sont au voisinage du pourcentage nul de la variance expliquée par les courbes des composantes tel que montré à la figure III.2.

Tableau III.2. Matrice de corrélation.

	CP 1	CP 2	CP 3	CP 4	CP 5
<i>P</i>	0,848159	0,113735	0,349921	0,381111	0,000228
<i>Long</i>	0,012421	0,996979	-0,046162	-0,061110	0,003705
<i>Lat</i>	0,969695	-0,022692	0,090908	-0,212882	-0,074790
<i>Z</i>	-0,703727	0,023433	0,697503	-0,133062	-0,001784
<i>D</i>	-0,964242	0,072963	-0,110432	0,217469	-0,073663

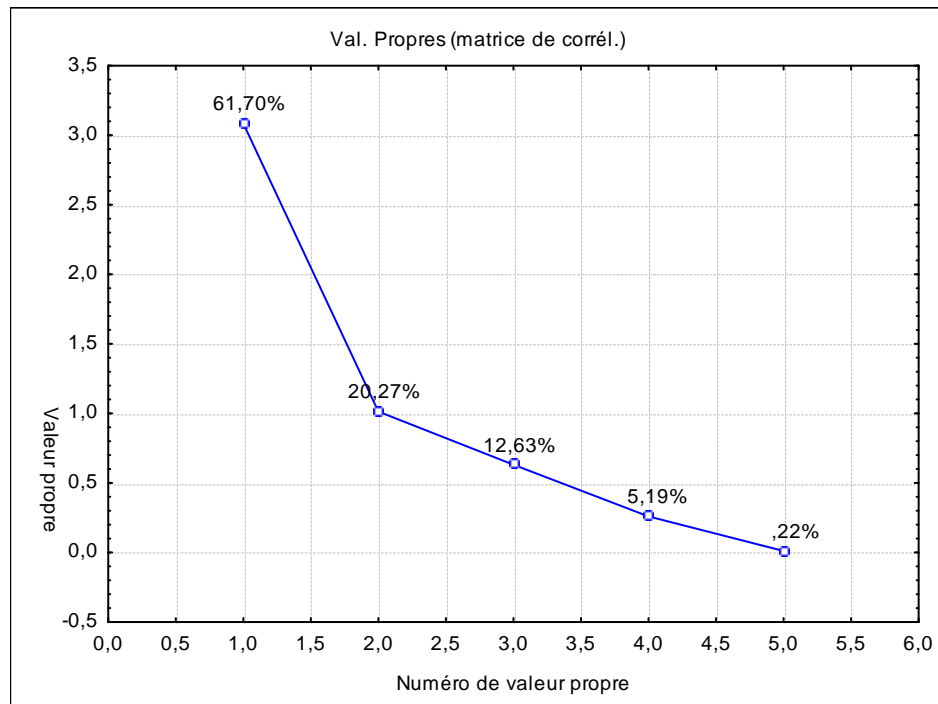


Figure III.2. Courbe des valeurs propres.

Les valeurs propres sont calculées à partir des combinaisons entre les variables et les individus. Chaque valeur propre correspond à un facteur à titre d'exemple le premier facteur enregistre une valeur propre égale à **3,08** qui correspond à un pourcentage total de variances de 61,70 %, le deuxième facteur enregistre une valeur propre de **1,01** correspondant à un pourcentage total de variance de 20,27 %, le troisième facteur enregistre une valeur propre de 0,63 correspondant à un pourcentage total de variance de 12,63%. L'importance du calcul des valeurs propres réside dans le fait qu'il explique le choix de plan formé par les deux facteurs extraits à partir des cumulées des valeurs propres et leur pourcentage cumulés, à titre d'exemple les facteurs 1 et 2 représentent le premier plan qui explique le maximum de variance avec un pourcentage de 81,97 % (61,70 + 20,27).

Dans tous les cas, la première composante principale est fortement corrélée à chacune des variables initiales suggérant un caractère général des précipitations sur toute la région étudiée (Siew-Yan-Yu *et al.*, 1998).

III.9.2.2. Représentations des variables

Les corrélations des variables sur chaque axe sont égales aux corrélations entre les variables et les axes. Ainsi, la qualité de la représentation d'une variables sur un axe s'évalue directement de cette manière: plus la corrélation est forte (négative ou positive) plus la variable est proche de l'axe. Le cosinus carré permet d'évaluer la qualité de la représentation

indépendamment du signe. D'autres parts, la position des variables sur le graphique plan par rapport au cercle permet d'indiquer l'intensité de la corrélation étant donné que le cercle équivaut au nombre 1 ou -1 du coefficient de corrélation.

On peut également interpréter les relations entre des variables et entre elles en considérant les angles qu'elles font les unes par rapport aux autres :

Sur un plan factoriel on peut constater :

- Des oppositions : (environ 180°) ; ou la corrélation positive et proportionnelle entre les deux variables considérées.
- Des conjonctions : (environ 0°) ; ou la corrélation positive forte et proportionnelle entre les deux variables considérées.
- Des carrés : (non corrélation, environ 90°) ; ou il n'y a pas de corrélation entre les variables considérées.

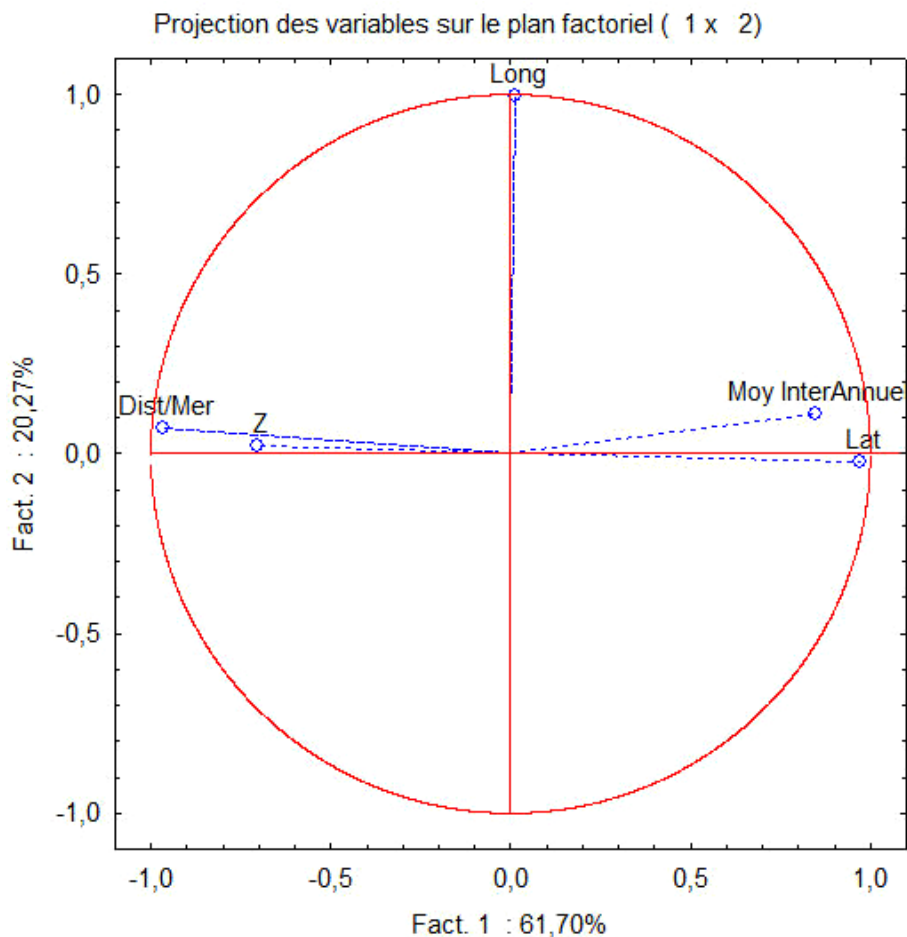


Figure III.3. Projection des variables sur le plan factorielle.

D'après la projection des variables sur le plan factoriel, on peut déduire que :

- la distance par rapport à la mer est proportionnel, corrélation positive forte (environ 0°), avec l'altitude.
- la précipitation moyenne interannuelle est proportionnelle, corrélation positive forte (environ 0°), avec la latitude.
- la distance par rapport à la mer et l'altitude sont proportionnel inverse, corrélation négative (environ 180°), avec la latitude et la précipitation moyenne interannuelle, lorsque la distance par rapport à la mer augmente la latitude diminue (la mer méditerranéen se situe au Nord).
- la longitude na pas de corrélation (environ 90°) avec la précipitation moyenne interannuelle, la latitude, distance par rapport à la mer et l'altitude.

a. Interprétation

Il est intéressant de noter que l'analyse en composantes principales donne des résultats satisfaisants lorsqu'elle est appliquée sur une région où les variations topographiques et pluviométriques sont relativement marquées. Un intérêt économique peut être rattaché à la connaissance de régions homogènes, car elle peut notamment permettre de définir une rationalisation d'un réseau de mesures dans une région suréquipée.

À l'inverse, la connaissance de régions homogènes aide à programmer l'ajout de stations de mesure dans des régions sous-équipées.

Les tendances à long terme ont été présentés à suivre un schéma général de périodes consécutives sèches ou humides de 5 à 30 ans. L'auteur a prouvé, en utilisant une fonction de corrélation croisée, que la répartition spatiale de plus courte série de précipitations (annuel, mensuel) sont régies principalement par la topographie et de l'influence côtière (Ellouze et al., 2009).

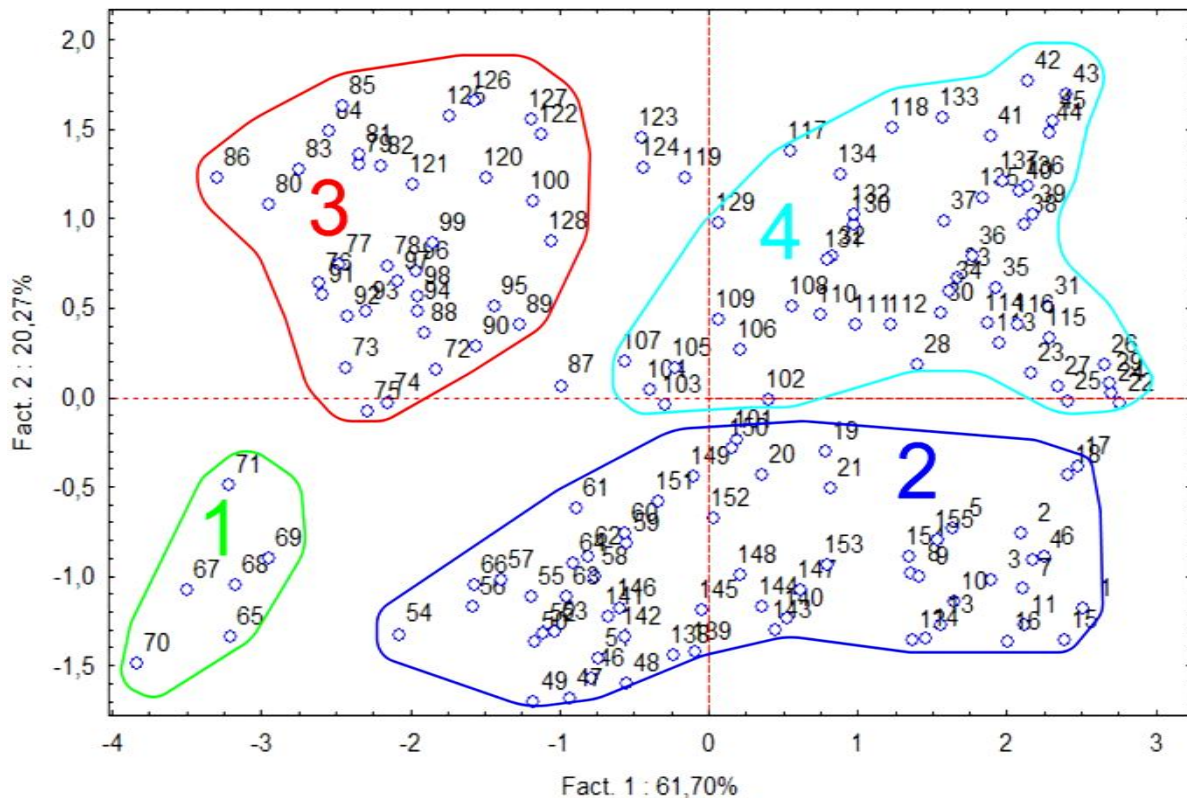


Figure III.4. Projection des individus sur le plan factoriel 1x2.

La projection sur le plan CP2 en fonction de CP1, montre l'apparition de quatre groupes distincts :

* le premier groupe contient des stations qui se situent dans l'extrême Sud-Ouest de la zone d'étude, dans la wilaya de Djelfa, Ouest de la wilaya de Biskra et le Sud de la wilaya de M'sila. Cette région est connue par son climat aride, la moyenne interannuelle des précipitations dans cette dernière est de l'ordre de 134,5 mm ce qui confirme la nature climatique de cette région.

** le deuxième groupe se situe au Nord-Ouest de la zone d'étude (au Nord de groupe n°01), ce groupe contient des stations de bassin versant côtiers Algérois, Nord de Chott Hodna et Soummam, dans les wilayas de Boumerdes, Tizi Ouzou, Bejaia, Bouira et Borj Bou Arrerij, l'Ouest de la wilaya de Sétif et Chelalet Adhaoura de la wilaya de Médea. La lame d'eau moyenne interannuelle des stations de ce groupe est 492,1 mm ; donc, son climat est moyennement humide (la précipitation varie entre plus de 800 mm au côtiers Algérois à environ 400 mm à Soummam et à 220 mm à Chott Hodna).

*** Le troisième groupe se situe au Sud-Est de la zone d'étude (à l'Est de groupe n°01 et au Sud-Est de deuxième groupe), ce groupe contient les stations de bassin versant Hauts plateaux

Constantinois, l'Est de bassin versant Chott Melrhir et le Sud de bassin versant Medjerdah. Dans, les wilayas de Khenchela, Tebessa, Batna, Biskra, Oum El Bouaghi et le Sud-Est de Sétif ; cette région à un climat semi aride, avec une moyenne interannuelle des précipitations de 298,8 mm. La moyenne interannuelle des précipitations varie entre 422,1 mm au bassin versant Medjerdah, 355,3 mm pour les hauts plateaux constantinois, et 192,7 mm à Chott Melrhir (le climat de Chott Melrhir est un climat aride et nos stations se situent dans au nord de ce bassin, donc, cette moyenne ne représente pas tout le bassin).

**** Le quatrième groupe se situe à l'extrême Nord-Est Algérien, au Nord de groupe n°03 et à l'Est de groupe n°02. Ce groupe contient des stations de bassin versant côtiers constantinois, Kébir Rhumel, Seybouse et le Nord de Medjerdah, qui couvre les wilayas de Jijel, Skikda, Annaba, El Tarf, Mila, Constantine, Guelma, Souk Ahras. Les wilayas côtiers de l'extrême Nord-Est Algérienne sont connues par un climat très humide, la lame d'eau moyenne interannuelle des stations de ce groupe est de 703,2 mm, la moyenne interannuelle des précipitations varie entre 792,5 mm dans le bassin versant côtiers Constantinois à 619,5 mm dans le bassin versant Seybouse et à environ 555 mm et 422,1 mm dans les bassins versant Kébir Rhumel et Medjerdah successivement. La carte montrée à la figure III.5 représente le zonage de la région d'étude selon les groupes :

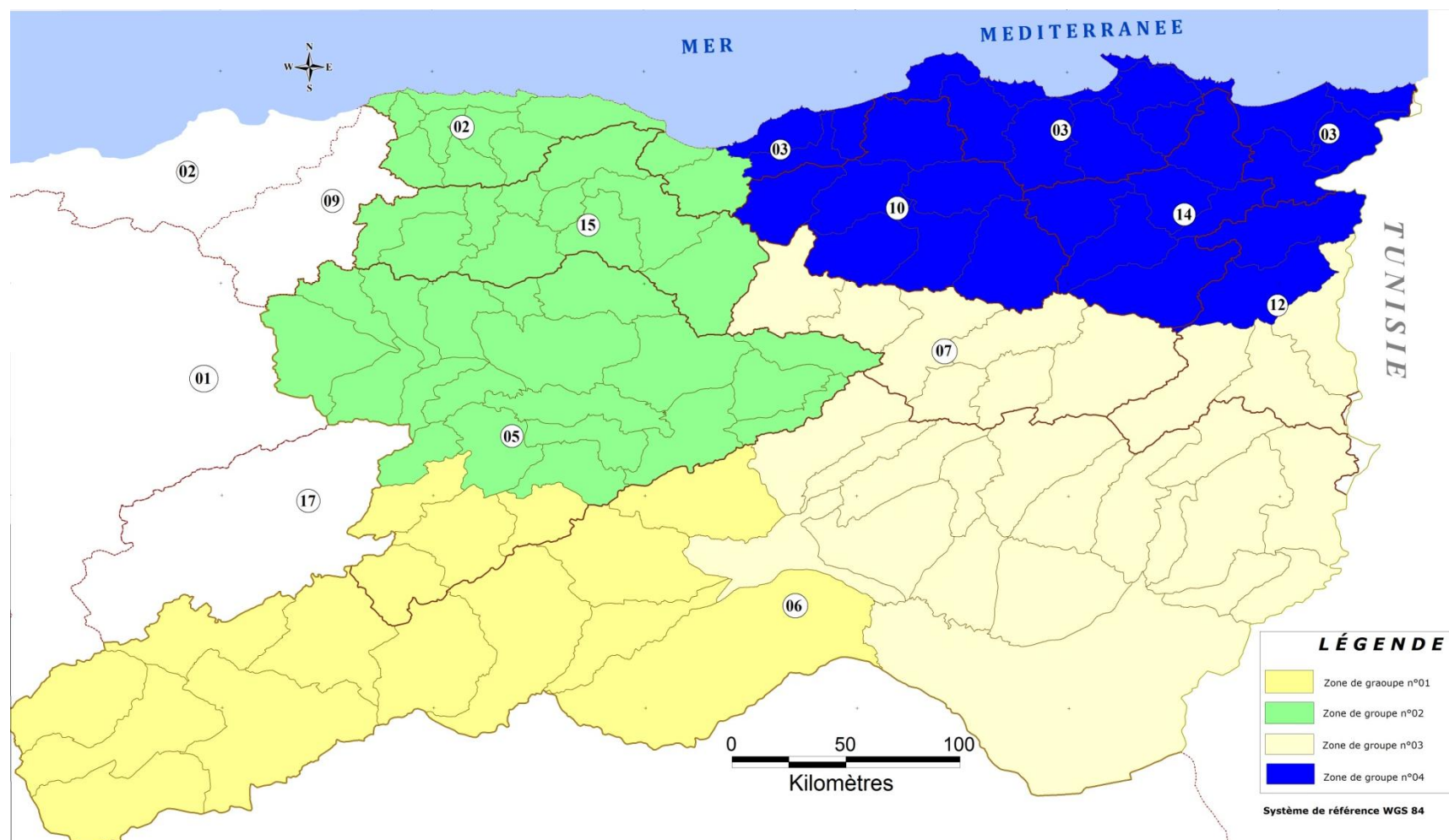


Figure III.5. Zonage de la région d'étude d'après les résultats de l'ACP.

Les stations à forte pluviosité, situés sur les versants Nord de l'Atlas Tellien, se trouvent exposées au « vent méditerranéen », les masses d'air humides produit de pluie sur les versants des barrières montagneuses, ce sont des précipitations orographiques sur les versants de l'Atlas Tellien.

En analysant la distribution des stations sur le plan de la composante principale n°2 (CP2) en fonction de la composante principale n°1 (CP1), on remarque qu'on a quatre groupes distincts. La consultation des coordonnées des variables sur le premier axe, CP1 représente 61,7 % de la variance totale, présenté sur l'axe des abscisses et montre que la majorité des stations (plus de 93 % des stations) de groupe n°04 ont des coordonnées positives, les stations de bassin versant Côtiers Constantinois, Kébir Rhumel, Seybouse, et les stations de coté Nord de bassin versant Medjerdah (sous bassins **01** et **04**) ; et une grande partie de stations de groupe n°02 est située dans la partie négative de l'axe CP1, le groupe n°02 contient des stations de bassin versant côtiers Algérois, Soummam, Chott Hodna et cinq stations de bassin versant côtiers constantinois ; les stations qui ont des coordonnées négatives sur l'axe CP1 sont les stations de Chott Hodna et les stations de l'extrême sud-est de Soummam. Les deux autres groupes 01 et 03, se situent dans la partie négative de l'axe CP1. Le groupe n° 03 contient des stations avec des coordonnées négatives sur l'axe CP1, de bassin versant Chott Melrhir, Hauts plateaux constantinois, et la partie Sud de bassin versant Medjerdah. Le groupe n°01 contient les plus faibles coordonnées (négatives) des stations sur l'axe CP1 ; les stations qui ont des faibles coordonnées sur l'axe CP1 ont une grande distance par rapport à la mer (faible latitude), et les stations qui ont des coordonnées positives, se situent dans les zones côtières (grande latitude) d'après la distribution des stations sur l'axe CP1, ceci révèle donc, que la première composante représente *la latitude* ou *la distance par rapport à la mer*.

Pour la deuxième composante CP2, qui représente 20,27 % de la variance totale, présenté sur l'axe des ordonnées, on remarque que le groupe n° 03 contient des stations de bassin versant des hauts plateaux constantinois, les stations de la partie Sud de bassin versant Medjerdah et les stations de l'est de bassin versant de Chott Melrhir ; l'ensemble des stations avec des coordonnées positives sur l'axe des ordonnées (CP2) présenté par le groupe n°03 et 04, qui contient les bassins versants : côtiers constantinois, Seybouse, Kébir Rhumel, Hauts plateaux Constantinois, Medjerdah et la partie Est de bassin versant Chott Melrhir, c'est la partie Est de la zone d'étude. D'après la distribution des stations sur l'axe CP2, on remarque aussi que les stations avec des ordonnées négatives sur l'axe CP2, présenté par le groupe n°01

et 02, qui contient les bassins versants : côtiers Algérois, Soummam, Chott El Hodna, Hauts plateaux Constantinois, l'est de Chott Melrhir et deux sous bassins de la partie ouest de côtiers constantinois, c'est la partie Ouest de la zone d'étude ; les stations qui ont des faibles coordonnées sur l'axe CP2, se situent à l'ouest de la zone d'étude et ont une faible longitude, et les stations qui ont des coordonnées positives par rapport à l'axe CP2, se situent à l'est de la zone d'étude et ont une latitude importante ; donc, on peut constater que la deuxième composante principale (CP2) représente *la longitude*.

On remarque, d'après la projection sur le plan CP3 en fonction de CP2, que les stations qui ont des coordonnées positives extrêmes, selon l'axe CP3, ont une grande altitude par contre les stations avec des coordonnées négatives extrême, ont une faible altitude, ceci révèle que la troisième composante principale CP3 c'est l'Altitude (avec un pourcentage total de variance égale à 11,83 %).

Remarque :

L'altitude est un facteur important qui control la distribution de la précipitation, les zones à grandes altitudes reçoit des précipitations plus que les zones à faibles altitudes. Dans notre cas, l'altitude intervient en troisième ordre, cela est dû à la grande surface de notre zone d'étude, qui contient des stations côtières à faible altitude et à forte pluviosité, et d'autres stations à altitude important et à forte pluviosité aussi.

III.10. Variabilité temporelle

Les erreurs systématiques qui affectent d'une façon uniforme certaines portions des séries de mesure sont dues généralement au déplacement ou au changement d'environnement du pluviomètre pendant la période d'observation, à la croissance d'un arbre qui fait obstacle ou à la substitution pendant la période d'observations de l'éprouvette de lecture du pluviomètre par une autre inadéquate qui entraîne une forte hétérogénéité des séries pluviométriques. C'est pourquoi l'objectif de ce travail est d'entreprendre une étude statistique sur les séries de précipitations, en utilisant les tests statistiques. Ils sont, avec d'autres, recommandés par l'Organisation mondiale de la météorologie (Meddi *et al.*, 2009).

III.10.1. Méthodes statistiques de détection de ruptures

Une « rupture » peut être définie par un changement dans la loi de probabilité des variables aléatoires dont les réalisations successives définissent les séries chronologique étudiées (Paturel *et al.*, 1996), la détection des ruptures ce fait par des tests statistiques.

III.10.1.1. Détection de ruptures et étude de tendance au sein des séries pluviométriques

Pour améliorer la qualité des séries et pour critiquer et «tester» les séries historiques de données, on propose quelques méthodes statistiques largement employées dans les études de variabilité climatique.

Le choix des méthodes retenues repose sur la robustesse de leur fondement et sur les conclusions d'une étude de simulation de séries aléatoires artificiellement perturbées. Elles permettent de détecter un changement dans la moyenne de la variable traitée dans la série. A l'exception de l'approche de Pettitt, elles supposent un non-changement de la variance de la série étudiée (Paturel *et al.*, 1996). Ces méthodes ne sont pas toutes adaptées à la recherche de plusieurs ruptures dans une même série. Ci après, sont présenté les tests statistiques utilisées pour la détection de rupture :

a. Tests statistiques

Les tests statistiques des séries chronologiques sont des outils d'identification de variations climatiques. Cette analyse consiste le plus souvent à la mise en œuvre et à l'interprétation de tests statistiques d'homogénéité des séries.

Cependant, pour déceler d'éventuels changements dans le régime pluviométrique, nous avons utilisé les tests statistiques de Pettitt, la statistique U de Buishand, la méthode Bayésienne de Lee et Heghinian et la procédure de segmentation de Hubert dont la puissance et la robustesse ont fait l'objet d'une application en Algérie (Benlabiod, 2013).

- **Test de Pettitt**

L'approche de Pettitt (1979) est non paramétrique et dérive du test de Mann-Whitney. L'absence de rupture dans la série (x_i) de taille N constitue l'hypothèse nulle. La mise en œuvre du test suppose que pour tout instant t compris entre 1 et N, les séries chronologiques (x_i) $i=1$ à t et t+1 à N appartiennent à la même population (Paturel *et al.*, 1996). La variable à tester est le maximum en valeur absolue de la variable $U_{t,n}$ définie par :

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^N D_{ij} \quad (\text{III.11})$$

$$\text{Ou } D_{ij} = \text{sgn}(x_i - x_j) \quad \text{avec } x = x_i - x_j \quad \text{et} \quad \begin{cases} \text{sgn}(x) = 1 \text{ si } x > 0 \\ \text{sgn}(x) = 0 \text{ si } x = 0 \\ \text{sgn}(x) = -1 \text{ si } x < 0 \end{cases}$$

Si l'hypothèse nulle est rejetée, une estimation de la date de rupture donnée par l'instant t définissant le maximum en valeur absolue de la variable $U_{t,N}$.

- **Méthode Bayésienne de Lee & Heghinian**

La méthode bayésienne de Lee & Heghinian propose une approche paramétrique. Elle nécessite une distribution normale des valeurs de la série constitue l'hypothèse nulle (Sebbar *et al.*, 2011). Le modèle de base de la procédure est le suivant :

$$X_i = \begin{cases} \tau + \varepsilon_i & i = 1, \dots, T \\ \tau + \delta + \varepsilon_i & i = T + 1, \dots, N \end{cases} \quad (\text{III.12})$$

Les ε_i sont indépendants et normalement distribués, de moyenne nulle et de variance σ^2 , τ et δ représentent respectivement la position dans le temps d'un changement. 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.

- **Statistique U de Buishand**

La procédure de Buishand (1982 ; 1984) fait référence au même modèle et aux mêmes hypothèses que l'approche de Lee et Heghinian (Paturel *et al.*, 1996). En supposant une

distribution a priori uniforme pour la position du point de rupture t , la statistique de Buishand est définie par :

$$\left\{ \begin{array}{l} U = \frac{\sum_{k=1}^{N-1} (\frac{S_k}{D_x})^2}{N(N+1)} \\ \text{Où : } S_k = \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x}) \end{array} \right. \quad (\text{III.13})$$

Pour $k=1, \dots, N$ et D_x désigne l'écart type de la série.

En cas de rejet de l'hypothèse nulle, aucune estimation de la date de rupture n'est proposée par ce test. Outre cette procédure, la construction d'une ellipse de contrôle permet d'analyser l'homogénéité de la série de (x_i) . La variable S_k définie ci-dessus, suit une distribution normale de la moyenne nulle et de variance $[k(N-k)\sigma^2]/N$, $k=0, \dots, N$

Sous l'hypothèse nulle d'homogénéité de la série des (x_i) . Il est donc possible de définir une région de confiance contenant la série des S_k .

- **Segmentation d'Hubert**

Le principe de cette procédure est de « découper » la série en m segments ($m>1$) de telle sorte que la moyenne calculée sur tout segment soit significativement différente de la moyenne du (ou des) segment(s) voisin(s). Une telle méthode est appropriée à la recherche de multiples changements de moyenne (Sebbar *et al.*, 2011).

La segmentation est définie de la façon suivante :

Toute série x_i , $i = i_1, i_2$ avec $i_1 \geq 1$ et $i_2 \leq N$ ou $(i_1 < i_2)$ 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 :

$$i_k, k = 1, 2, \dots, m; \quad N_k = i_k - i_{k-1}.$$

$$X_k = \frac{\sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} X_i}{N_k} \quad D_m = \sum_{k=1}^m d_k \quad d_k = \sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} (X_i - \bar{X}_k)^2$$

La segmentation retenue doit être telle que pour un ordre m de segmentation donné, l'écart quadratique D_m soit minimum. Cette condition est nécessaire mais non suffisante pour la détermination de la segmentation optimale. Il faut lui adjoindre la contrainte selon laquelle la moyenne des deux segments contigus doit être significativement différente.

Les stations et leurs résultats des tests statistiques sont représentés dans le tableau III.2 et III.4 (les stations sont distribuées d'une façon uniforme dans la région d'étude).

Tableau III.3. Les stations pluviométriques présentées pour les tests statistiques.

Bassin Versant	Stations présentés pour les tests de Ruptures
<i>Partie Est du Cotiers Algérois (02)</i>	02_16_03
<i>Cotiers Constantinois (03)</i>	03_04_01
	03_09_09
	03_16_01
<i>Chott El Hodna (05)</i>	05_01_01
	05_09_06
	05_13_05
	05_21_02
<i>Chott Melrhir (06)</i>	06_09_02
	06_15_03
	06_23_01
<i>Hauts plateaux Constantinois (07)</i>	07_02_01
	07_04_05
	07_07_07
<i>Kébir Rhumel (10)</i>	10_04_01
	10_07_06
<i>Medjerdah (12)</i>	12_01_01
	12_03_02
<i>Seybouse (14)</i>	14_02_05
	14_06_06
<i>Soummam (15)</i>	15_01_01
	15_06_08
	15_09_04

b. Interprétation des résultats

Le logiciel KhronoStat (1998) utilisé a été élaboré par l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement) dans le cadre d'une étude sur la variabilité climatique en Afrique de l'Ouest et Centrale non Sahélienne et est donc bien adapté à l'analyse de séries

hydrométéorologiques. Après la manipulation avec Khronostat, on à obtenue les résultats suivantes :

Tableau III.4. Test statistiques et année de rupture dans quelques stations pluviométriques.

<i>Stations</i>	<i>Test de Buishand</i>	<i>Test de Pettit</i>	<i>Lee et Heghinian</i>	<i>Test Hubert</i>	<i>Moy Avant Rupture</i>	<i>Moy Après Rupture</i>	<i>% (Avant/Après)</i>
02 16 03	H ₀	H ₀	2001	-	705,5	877,3	80,42
03 04 01	H ₀	H ₀	-	-	-	-	-
03 09 09	H ₀	H ₀	2001	-	558	656,5	85,00
03 16 01	H ₀	H ₀	2001	-	793,7	923,1	86,0
05 01 01	H ₀	H ₀	2002	-	214,44	276,43	77,57
05 09 06	H ₁	H ₁	2001	2001	313,16	560,33	55,89
05 13 05	H ₀	H ₁	1996	1996	156,8	145,4	107,84
05 21 02	H ₁	H ₁	1993	1993	98,3	209,5	46,92
06 09 02	H ₁	H ₁	2001	2001	107,4	121,4	88,47
06 15 03	H ₀	H ₀	2001	-	394,41	519,67	75,90
06 23 01	H ₀	H ₀	2001	-	270,72	274,44	98,64
07 02 01	H ₁	H ₀	2001	2001	252,03	359,92	70,02
07 04 05	H ₀	H ₀	1991	-	450,70	422,69	106,63
07 07 07	H ₀	H ₀	-	-	-	-	-
10 04 01	H ₀	H ₀	2001	-	500,58	686,04	72,97
10 07 06	H ₀	H ₀	2001	2001	842,67	972,08	86,69
12 01 01	H ₀	H ₀	2001	-	533,25	655,01	81,41
12 03 02	H ₁	H ₁	1988	1988	264,72	396,77	66,72
14 01 09	H ₀	H ₀	1988	-	235,98	278,82	84,64
14 06 06	H ₀	H ₀	2001	2001	594,92	746,33	79,71
15 01 01	H ₁	H ₀	2001	2001	405,35	571,58	70,92
15 06 08	H ₀	H ₀	1995	-	408,93	365,92	111,75
15 09 04	H ₀	H ₀	2001	2001	355,33	463,59	76,65

Sachant que :

H₀ : Hypothèse nulle Acceptée.

H₁ : Hypothèse nulle Rejetée.

D'après le tableau on a remarqué que :

- Pour les stations : 03-04-01, 07-07-07, il n'y a pas de rupture, pour les quatre tests, donc ces stations sont homogènes.
- Pour les stations suivantes : 05-09-06, 05-21-02, 12-03-02, les ruptures sont détectées par tous les tests, donc ces stations ne sont pas homogènes.
- La rupture a été détecté par le test de Lee et Heghinian et le test d'Hubert ; Pour les stations : 10-07-06, 14-06-06, 15-09-04.
- La rupture a été détecté par Lee et Heghinian ; Pour les stations : 02-16-03, 03-09-09, 03-16-01, 05-01-01, 06-06-02, 06-15-03, 06-23-01, 10-04-01, 12-01-01, 14-01-09, 15-06-08.
- La rupture a été détecté par le test de Pettit, Lee Heghinian et Hubert ; Pour la station : 05-13-05.
- La rupture a été détecté par le test de : Buishand, Lee Heghinian, Hubert ; Pour les stations : 07-02-01, 15-01-01.
- La rupture a été détecté par le test de Buishand : 07-04-05.

Il ressort que pour la plus part des stations qui ont des ruptures, une augmentation de la pluviométrie annuelle, apparaît dans les séries étudiées en 2001. Ces résultats confirment l'apparition d'une augmentation de la précipitation à partir de 2001, et la poursuite de celui-ci durant la dernière décennie (2001-2010).

On a remarqué que les stations : 05-13-05, 07-04-05 et 15-06-08, ont eu une diminution du régime pluviométrique annuelle, dans les années 1996, 1991, 1995 successivement. Pour la station (05-13-05) d'ATTOUTA BARRAGE, le régime pluviométrique a diminué par environ 7 % par rapport à la moyenne avant rupture (en 1996) ; Pour la station (07-04-05) d'AIN TINN a coté de Timgad, le régime pluviométrique a diminué par environ 6% par rapport à la moyenne avant rupture (en 1991) ; Pour la station (15-06-08) de BOUIRA COLIGNY, le régime pluviométrique a diminué par environ 11% par rapport à la moyenne avant rupture (en 1995).

L'augmentation, des pluies annuelles, la plus importante a été enregistrée dans la région d'Annaba, à la station (05-21-02) de Oued Chair (wilaya de M'sila), et dans la région BORJ BOU ARRERIJ à la station (05-09-06) de Medjana, et aussi dans la région de TEBESSA à la station de (12-03-02) de Boukhadra, on a remarqué que la moyenne des

précipitations avant rupture, dans ces trois stations, représente environ 50 % de la moyenne après rupture, la précipitation moyenne à été doublé.

La précipitation moyenne avant rupture représente plus de 70 % de la moyenne après rupture pour plusieurs stations ; dans la région de BOUIRA à la station (15-01-01) de Sour El Ghoulane avec 70.92 %, dans la wilaya de BEJAIA (région de la Kabylie) à la station (15-09-04) de Sidi Yahia avec 75.65 %, et la station (05-01-01) d'Ain Nessissa à coté de Chellalat El Adhaouara (wilaya de Médéa) avec 77.57 %, la station (10-04-01) de Boumalek dans la région d'Oued Athmania (wilaya de Mila) avec 72.97 %, la station (07-02-01) d'Ain Djasser dans la région de Batna avec 70.02 % et la station (06-15-03) de Medina Lanasser dans la région de Batna (à coté du Djebel Chelia) avec 75.90 % et la station (14-06-06) d'Ain Berda dans la wilaya d'Annaba avec 79.71 %.

Pour d'autres stations, la précipitation moyenne avant rupture représente plus de 80 % de la précipitation moyen après rupture, c'est le cas de la station (02-16-03) de Freha à coté de Azazga (wilaya de Tizi Ouzou) avec 80.42 %, la précipitation moyenne avant rupture dans la région de SKIKDA à la station (03-09-09) de Ramdane Djamel (Berais A) et la station (03-16-01) d'Ain El Assel pas loin du chef lieu de la wilaya d'El TARF, représente 85 % et 86 % successivement de la précipitation moyenne après rupture ; pour la station (06-09-02) de Sidi Khaled dans la wilaya de Biskra avec 88.47 % ; et pour la station (10-07-06) d'El Milia (wilaya de JIJEL) , la station (12-01-01) de SOUK AHRAS et la station (14-01-09) d'Ain Bebouche dans la wilaya d'OUM BOUAGHI la précipitation moyen avant rupture représente 86.69 %, 81.41 % et 84.64 % de la précipitation moyen après rupture. Et la station (06-23-01) de Cheria dans la wilaya de TEBESSA, à eu la plus faible augmentation du régime pluviométrique, la précipitation moyen avant rupture est 98,64 % plus faible que la moyenne après rupture.

La rupture à été détecté au moins par un test pour 92 % des stations, soit 8 % de l'ensemble totale des stations qui n'ont pas eux une rupture par les quatre tests utilisés dans ce traitement, c'est le cas de la station (03-04-01) du barrage ERRAGUEN (wilaya de Jijel) et la station (07-07-07) d'Ain Beida wilaya d'OUM EL BOUAGHI.

La rupture de 2001 à été détectée par le test de Lee Heghinian et Hubert, pour les stations : (05-09-06) de Medjana, (06-09-02) de Sidi Khaled, (07-02-01) d'Ain Djasser, (10-07-06) d'El Milia, (14-06-06) d'Ain Berda, (15-01-01) de Sour El Ghoulane, (15-09-04) de Sidi Yahia et en 2001 à été détectée par le test de Lee Heghinian seul, pour les stations : (02-16-03) de Freha, (03-09-09) de Ramdane Djamel (Berais A), (03-16-01) d'Ain El Assel, (06-

15-03) de Medina Lanasser, (06-23-01) de Cheria, (10-04-01) de Boumalek, (12-01-01) de SOUK AHRAS et pour la station (05-01-01) d'Ain Nessissa la rupture à été détecté en 2002, une année plus tard que les autres stations.

Et pour les stations de (12-03-02) de Boukhadra et (14-01-09) d'Ain Bebouche la rupture à été détecté en 1988 ; et dans d'autre stations la rupture été détecté en différente année, comme le cas de la station (05-13-05) d'Attouta Barrage (Batna) la rupture à été détecté en 1996, et pour la station (05-21-02) d'Oued Chair (M'sila) la rupture été détecté en 1993, et la station (07-04-05) d'Ain Tinn de Timgad (Batna) la rupture à été détecté en 1991, et en 1991 dans la station (15-06-08) de Bouira Coligny.

Remarque : Les ruptures obtenues dans des années différentes peuvent être dues à la mauvaise qualité des données.

c. Autocorrélogramme

Une autre mesure du caractère aléatoire d'une série chronologique est donnée par le coefficient d'auto corrélation d'ordre 1. S'il existe des dépendances significatives entre les termes successifs d'une série non aléatoire, le coefficient d'auto corrélation d'ordre k sera significativement différent de 0. Ce coefficient ce calcul par la formule suivante :

$$r_k = \frac{\sum_{t=1}^{N-k} (X_t - \bar{X}_1)(X_{t+k} - \bar{X}_2)}{\sqrt{[\sum_{t=1}^{N-k} (X_t - \bar{X}_1)^2 \sum_{t=1}^{N-k} (X_{t+k} - \bar{X}_2)^2]}} \quad (\text{III.14})$$

Où :

\bar{X}_1 : Moyenne des observations (X_i), $i=1, N-k$

\bar{X}_2 : Moyenne des observations (X_i), $i=k+1, N$.

D'après Gutierrez (2003), si une série chronologique est aléatoire, alors pour N grand, $r_k \approx 0$ pour toute valeur de k non nulle. En fait, pour une série chronologique aléatoire, et pour N grand, r_k suit approximativement une distribution normale de moyenne nulle et de variance $1/N$. Il est donc possible de définir une région de confiance contenant pour un seuil de confiance donné, sous l'hypothèse nulle, l'autocorrélogramme. Pour un seuil de confiance $1-\alpha/2$ donné, la région de confiance est définie par :

$$\pm \frac{U_{1-\alpha/2}}{\sqrt{N}} \quad (\text{III.15})$$

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.

Pour la station (05-13-05) d'ATTOUTA BARRAGE (série annuelle, N=41ans) on calcule : Intervalle de confiance à 99% : +/- 0,4023 ; Intervalle de confiance à 95% : +/- 0,3061 ; Intervalle de confiance à 90% : +/- 0,2569.

On voit sur la figure III.6 qu'au seuil le plus strict de 90% le coefficient d'autocorrélation n'est pas significativement différent de 0 pour toutes les valeurs de $k \leq 10$.

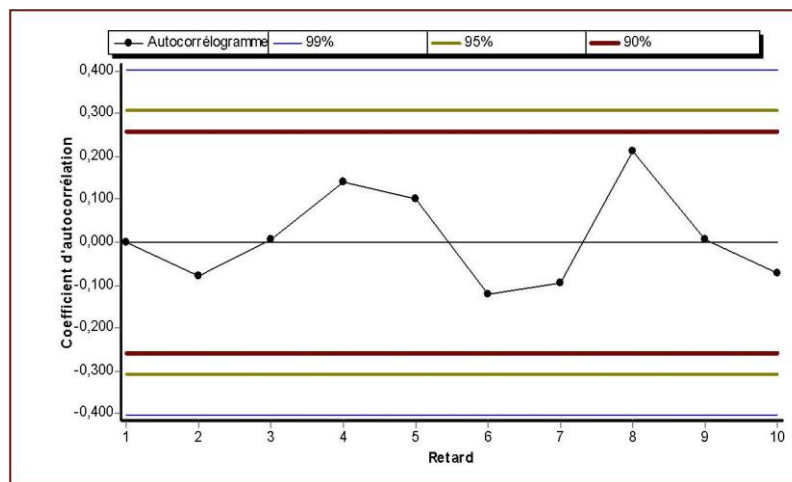


Figure III.6. Autocorrélogramme annuel de la station d'ATTOUTA Barrage.

d. 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^* . Pour un seuil de confiance $1-\alpha/2$ donné, la région de confiance est définie par :

$$\pm \frac{U_{1-\alpha/2} \sqrt{k(N-k)}}{\sqrt{(N-1)}} D_x \quad (\text{III.16})$$

Cette région de confiance est appelée ellipse de contrôle. Comme on peut le voir sur la figure III.7, les résultats pour la station (05-13-05) Attouta Barrage sont : Hypothèse nulle (absence de rupture) acceptée aux seuils de confiance de 99 %. Au seuil de confiance de 95 %

deux points sort de l'ellipse de contrôle et au seuil de 90 % trois points sont en dehors. En général les résultats des tests, pour détecter l'absence de rupture ont été satisfaisants pour l'ensemble des stations.

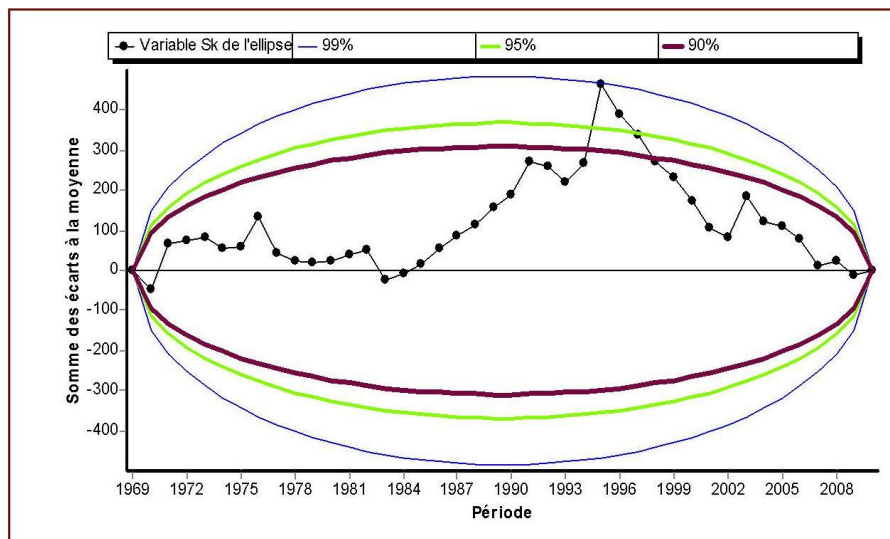


Figure III.7. Ellipse de contrôle a 99, 95 et 90 % pour la station Attouta Barrage.

III.10.2. Etude de la Tendance du Régime pluviométrique

L'étude de la tendance d'une série pluviométrique dans une région donnée, consiste à étudier l'évolution globale de son régime pluviométrique. Cette évolution, négative ou positive, nous indique le type de l'évolution de la série pluviométrique. La tendance est positive si la droite de tendance à une pente positive, ça veut dire que le régime pluviométrique est entrain d'augmenter, et si la pente est négative, ça veut dire que le régime pluviométrique est entrain de diminuer (sécheresse).

D'après les graphes de la variation annuelle des précipitations au cours de la période d'étude, on remarque que la plus part des stations, environ 92 %, ont eue une augmentation du régime pluviométrique. Les stations marquées par la diminution du régime pluviométrique sont les suivantes : station (05-13-05) d'Attouta Barrage, station (07-04-05) d'Ain Tinn, station (15-06-08) de Bouira Coligny, ces stations sont les mêmes détectés par les tests statistiques, ce qui confirme les résultats trouvés auparavant.

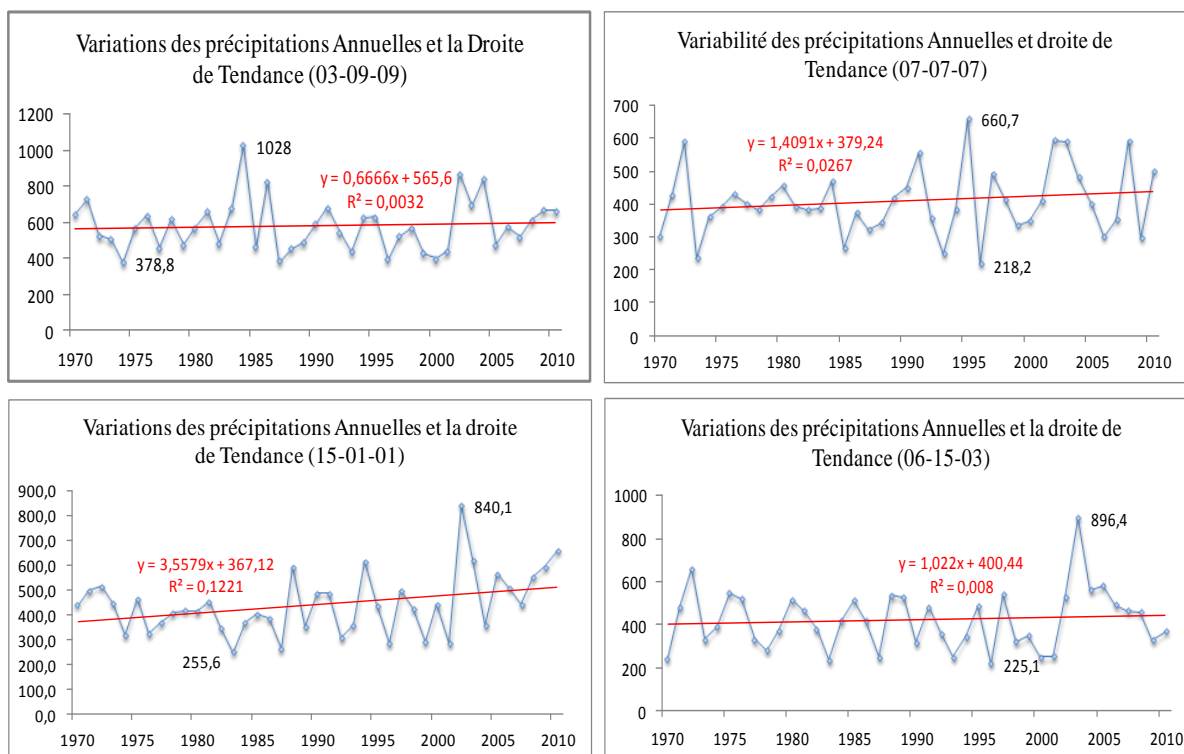


Figure III.8. Variations de la précipitation annuelle et droite de tendance (1970-2010).

III.14. Conclusion

L'étude des variations spatio-temporelles des précipitations est essentielle pour la majeure partie des applications en hydrologie. Néanmoins, cette connaissance requiert une collecte complète d'observations et un réseau de mesures fiables et bien distribuées à l'intérieur de la zone d'étude (Gutierrez Lopez, 2003).

Nous allons commencer par le comblement des données, nous étions très prudent pour décider jusqu'où peut aller dans l'estimation des données manquantes: si on reconstitue trop de données l'information réelle peut se trouver artificielle (**réf**). Nous avons utilisé la régression simple avec des stations proches pour le comblement des lacunes. Le calcul a été très laborieux, car il s'agit de 97% des stations (155 stations), et chaque station contient environ une dizaine de données manquantes, avec un taux de lacune annuelle qui présente 38%. Donc, nous sommes passés des données observées, aux données corrigées, ce qui a donné l'allure finale de la série pluviométrique pour la période de 1970-2010.

Les lacunes d'observations ont été comblées mois par mois. Nous disposons de 155 stations ayant 40 ans d'observations, ce qui est suffisant pour mener une étude exhaustive des pluies en Algérie nord-orientale. Le calcul a été très laborieux, car il s'agit de 97% des stations, et chaque station contient des données manquantes. Ces stations sont caractérisées par une fréquence des lacunes qui présentent un taux élevé, environ 38% des totaux enregistrés. Donc, nous sommes passés des données observées, aux données corrigées, ce qui a donné l'allure finale des séries pluviométrique.

Pour l'analyse spatiale, appliquant aux données annuelles des séries pluviométriques (155 stations) l'Analyse en composante principale (ACP), trois composantes principales (CP) sont jugées importantes, expliquant 94,6% de la variance totale. La variabilité des précipitations s'avère dépend de la latitude (ou bien la distance par rapport à la mer), La longitude et l'altitude. Les résultats ont permis d'identifier des régions selon la situation géographique ; Zone côtière (humide), steppes (moyennement pluvieuse ou bien subaride) et zone de Sud (aride). Selon ces trois régions, la pluviométrie est plus importante à l'extrême Est par rapport à l'Ouest de la région d'étude. Pour l'analyse de données pluviométriques à l'échelle temporelle au niveau de notre région d'étude, nous avons choisi 23 stations pluviométriques couvrant uniformément la région l'étude, possédant des séries d'observations de 1970 à 2010. Cette étude au cours des quatre dernières décennies a démontré que le régime pluviométrique a subi une augmentation, dans la plus part des stations de la zone d'étude, au cours de la dernière décennie à partir de 2001.

Chapitre IV

Chapitre IV

Cartographie Automatique et Approche Géostatistique

IV.1.Introduction

L'interpolation spatiale est une procédure qui consiste à estimer la valeur d'un attribut pour des sites non échantillonnés. Il existe de nombreuses méthodes d'interpolation parmi lesquels il faut faire un choix. Nous distinguerons deux familles :

- Les méthodes d'interpolation classiques basées sur des algorithmes purement déterministes.
- Les méthodes d'estimation géostatistiques qui s'appuient sur une modélisation probabiliste du phénomène étudié.

Les méthodes d'interpolation ont la caractéristique de traiter uniquement les données de la variable étudiée. Elles définissent toutes la valeur recherchée en un point comme une combinaison linéaire pondérée des mesures disponibles (Benlabiod, 2013).

Ces techniques présentent néanmoins des défauts : elles ignorent la structure spatiale de la variable et produisent du coup des surfaces interpolées très lisses. Des situations locales très spécifiques peuvent alors être omises (zones de fortes ou de très faibles valeurs). Nous prenons le risque d'aboutir à des cartes peu réalistes. Enfin, aucun critère statistique ne peut juger de la précision de ces cartes ni les formuler. Si l'on veut optimiser la précision des estimations, il faudra utiliser d'autres outils qui feront appel à des modèles probabilistes comme **La géostatistique** et le krigeage qui en font partie.

IV.2. Approche Géostatistique

La géostatistique étudie les problèmes posés par les variables régionalisées, c'est-à-dire des variables mesurées dans la nature telles que l'épaisseur d'une couche géologique, la densité de la végétation, la pluviométrie, ...etc. Ces variables ont un caractère aléatoire (dû par exemple à un phénomène physique sous-jacent très complexe) et un caractère régionalisé (leurs valeurs ne sont pas entièrement indépendantes de leur localisation) (Benlabiod, 2013).

IV.3. Variables Régionalisées

IV.3.1. Notion de variable régionalisé

Le terme variable régionalisée a été proposé par G. MATHERON (1965) pour qualifier un phénomène se déployant dans l'espace (et/ou dans le temps), et y manifestant une certaine structure (Delhomme, 1976). Plus généralement, nous dirons d'un phénomène qui se déploie dans l'espace et y manifeste une certaine structure, qu'il est régionalisé (Matheron, 1968). Une variable caractérisant un tel phénomène est appelée (Variable régionalisée) (en abrégé V.R) en fait, presque toutes les variables descriptives du sous-sol ou de l'atmosphère, peuvent être considérées comme des V.R. La précipitation présente une variabilité spatiale, donc c'est une variable régionalisée (V.R) (Deverly, 1984).

Du point de vue mathématique, une V.R est simplement *une fonction $Z(x)$ donnant la valeur au point x* (de l'espace a 1, 2 ou 3 dimensions) d'une caractéristique Z du phénomène naturel étudié. Mais, généralement, ces fonctions ont un comportement spatial (ou temporel) bien trop complexe pour se laisser décrire à l'aide d'expressions analytiques classiques (Delhomme, 1976).

La théorie des V.R se prépose donc deux objectifs principaux :

- Sur le plan théorique, exprimer ces caractéristiques *structurales* sous une forme mathématique adéquate ;
- Sur le plan pratique, résoudre le problème de *l'estimation* d'une V.R à partir d'un échantillonnage fragmentaire.

Ces deux objectifs sont liés : pour un même réseau de prélèvement, l'erreur d'estimation dépend des caractéristiques structurales ; elle est, par exemple, d'autant plus élevée que la V.R est plus irrégulière et plus discontinue dans sa variation spatiale (Matheron, 1968).

IV.3.2. But de la théorie des variables régionalisées

La théorie des variables régionalisées a pour but :

- D'établir les bases théoriques permettant de rendre compte des caractéristiques structurales des phénomènes naturels sous une forme mathématique appropriée ;
- De fournir les moyens pratiques de résoudre les divers problèmes d'estimation qui se posent à partir d'un échantillonnage fragmentaire ;
- Elle couvre l'ensemble des possibilités allant des surfaces (ou courbes) les plus lisse jusqu'au plus accidentées.

IV.4. Les Aspects de la fonction Aléatoire

Selon Matheron en 1968, elle se présente sous deux Aspects Contradictaires (Complémentaire) :

- Un aspect aléatoire (haute irrégularité, et variations imprévisibles d'un point à l'autre)
- Un aspect structuré (elle doit cependant refléter à sa manière les caractéristiques structurales du phénomène régionalisé).

La réalité physique se situe entre ces deux pôles contradictoires. C'est le concept de fonctions aléatoires (F.A) qui en permet la modélisation. La variable régionalisée $Z(x)$ implantée au point x , est interprétée comme une réalisation particulière de la fonction aléatoire $Z(x)$. $Z(x)$ est aléatoire en ce sens que $Z(x)$ est une variable aléatoire, mais c'est une fonction dans la mesure où $Z(x)$ et $Z(x+h)$, deux valeurs de $Z(x)$ aux points x et $x+h$, ne sont pas indépendantes : la corrélation correspondante caractérise la structure du phénomène étudié (Deverly, 1984).

IV.5. Interprétation probabiliste

Une façon commode à la fois sur le plan conceptuel et pratique de traiter une variable régionalisée est d'utiliser la théorie probabiliste des fonctions aléatoires (en abrégé F.A.). On interprète la V.R. comme une (réalisation de fonction aléatoire) (Delhomme, 1976).

L'ensemble de valeurs numériques (valeurs de V.R, selon une certaine loi probabiliste) obtenus pour tous les points x_i de l'espace (par un tirage au sort selon la loi de probabilité qu'on doit déterminer) ; c'est à dire la variable régionalisée $Z(x)$, peut être considéré comme une réalisation particulière de l'ensemble de V.A (Inegliz, 2002).

- Cet ensemble de V.A est appelé une fonction aléatoire $Z(x)$.
- La V.R est donc considérée comme une réalisation de la fonction aléatoire $Z(x)$.

La figure IV.1 illustre les différentes parties :

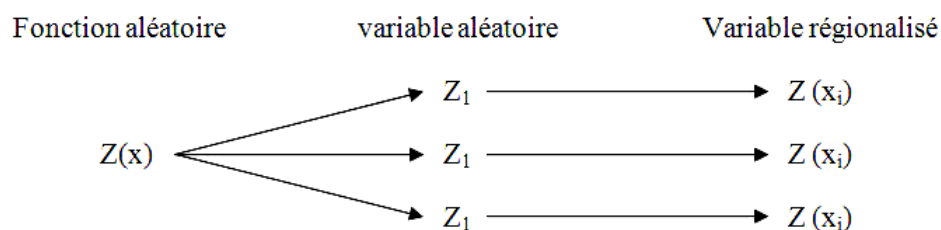


Figure IV.1. Les différentes parties d'une variable.

Le phénomène régionalisé est considéré comme une réalisation unique de la fonction aléatoire.

- **Le cas du phénomène pluviométrique**

Dans ce cas, une fonction aléatoire est définie selon Creutin (1987):

"A chaque point du domaine étudié est associée une variable aléatoire dont chaque réalisation est un paramètre de pluie noté $Z(x)$. Cette variable aléatoire est dépendante des V.A associées au point $x + h$ voisin de x . L'ensemble des réalisations de ces V.A constitue une fonction aléatoire (F.A) $Z(x)$. Chaque réalisation de la fonction aléatoire définit une répartition de paramètre pluviométrique considéré ayant affecté le domaine d'étude".

Résultats des F.A : Cette définition traduit donc le double aspect aléatoire comme signalé au début et structuré d'une variable régionalisée.

- Localement en un point x ; $Z(x_i)$ est une V.A.
- Mais $Z(x)$ est une fonction aléatoire, en ce sens que pour tout couple (x_i, x_i+h) , les V.A correspondantes ne sont pas en général indépendantes, $Z(x_i)$ et $Z(x_i+h)$ sont liées par des corrélations, traduisant la structure spatiale de la V.R initiale $Z(x)$.

IV.6. Problème de l'inférence statistique

L'interprétation probabiliste d'une V.R " $Z(x)$ " comme une réalisation particulière d'une certaine F.A $Z(x)$; l'interprétation probabiliste n'a de sens opératoire que si l'on est capable de reconstituer la loi de la F.A qui la caractérise dans son ensemble, ou du moins de ses premiers moments; c'est ce qu'on appelle *inférence statistique*. La détermination de la loi de probabilité d'une F.A suppose qu'on a un nombre important de réalisations, or en pratique une seule réalisation de la F.A est disponible puisque le phénomène naturel étant généralement unique (Inegliz, 2002).

On peut toujours considérer le phénomène unique observé comme une réalisation donnée d'une F.A, mais on ne peut pas en général déduire les moments d'une F.A à partir d'une seule réalisation, pas plus qu'on ne peut calculer l'espérance, la variance ou la densité de probabilité d'une V.A à partir du résultat numérique (par exemple 33) d'une épreuve unique (Delhomme, 1976).

Que faire dans ce cas ?

L'inférence statistique requiert alors l'introduction d'hypothèses supplémentaires sur la F.A permettant de lever cette impossibilité. C'est ici qu'intervient l'hypothèse de stationnarité correspondant à la notion d'homogénéité spatiale.

IV.7. L'inférence statistique dans le cadre de l'hypothèse intrinsèque

L'hypothèse que l'on formule couramment dans la théorie des F.A est celle de sa stationnarité. La stationnarité d'un phénomène exprime son homogénéité spatiale qui fait qu'il se répète lui-même en quelque sorte dans l'espace. Une F.A est dite stationnaire si sa loi de probabilité est invariante par translation. Donc, la V.R $Z(x)$ se répétant elle-même dans l'espace fournit d'une certaine manière, l'équivalent de plusieurs réalisations de la même F.A $Z(x)$ permettant alors l'inférence statistique.

En pratique la géostatistique ne s'intéresse à la F.A $l(x)$ qu'à travers de ses deux seuls premiers moments.

- **Moment et stationnarité**

- Moment d'ordre 1 : Espérance mathématique

Considérons la V.A $Z(x)$ au point x . si sa loi de distribution admet une espérance; alors elle sera en général une fonction de x et s'écrit:

$$E[Z(x)] = m(x) \quad (IV.1)$$

- Moment d'ordre 2:

- *La variance* : quand la variance existe, elle est définie comme le moment d'ordre 2 centré autour de l'espérance $m(x)$ de la V A $Z(x)$ soit:

$$\text{Var}[Z(x)] = E\{[Z(x)-m(x)]^2\} \quad (IV.2)$$

- *La covariance*: considérons deux implantations x_1, x_2 , on démontre que si les deux variables aléatoires $Z(x_1)$ et $Z(x_2)$ ont des variances, elles ont aussi une covariance qui est fonction des deux implantations x_1 et x_2 . On note:

$$C(x_1, x_2) = E\{[Z(x_1)-m(x_1)] [Z(x_2)-m(x_2)]\} \quad (IV.3)$$

IV.8. Hypothèses Stationnaire et intrinsèque

IV.8.1. Hypothèse stationnaire

Une F.A est dite stationnaire si la loi de probabilité des valeurs prises par cette fonction en k points arbitraires est *invariante* par translation d'ensemble de ces points. Autrement dit, un phénomène est appelé stationnaire s'il a une certaine homogénéité spatiale, de nature statistique, qui fait qu'il se répète lui-même en quelque sorte dans l'espace. On admettra en outre la propriété qui fait que chaque réalisation particulière suffit à rendre compte de l'ensemble des réalisations éventuelles. L'inférence statistique à partir d'une réalisation unique est alors possible, en remplaçant les moyennes, que l'on est normalement amené à faire sur l'ensemble des réalisations disponibles, par des moyennes spatiales sur l'unique réalisation (Delhomme, 1976).

La F.A est stationnaire si, pour tout k , quel que soit le vecteur h , les deux variables aléatoires à k composantes ($Z(x_1), Z(x_2), \dots, Z(x_k)$) et $z(x_1+h) \dots Z(x_k+h)$) sont identiques en loi : c'est-à-dire que la variable régionalisée $Z(x)$ est homogène dans l'espace. Notamment, pour tout x , les $z(x)$ sont interprétés comme des réalisations de la même loi $z(x)$, et l'inférence de la loi de probabilité de $Z(x)$ est possible à partir des réalisations expérimentales des $Z(x)$. Cette hypothèse permet de remplacer la moyenne de plusieurs réalisations par une moyenne spatiale. Mais c'est une hypothèse forte dans la mesure où elle s'applique à toutes les variables à k composantes. La géostatistique linéaire ne s'intéressant qu'aux seuls moments de la F.A, cette hypothèse peut être affaiblie (Deverly, 1984).

IV.8.2. Hypothèse stationnaire d'ordre 2

On se limite généralement à faire l'hypothèse de la stationnarité d'ordre 2, dans laquelle on impose seulement aux deux premiers moments de la loi d'être invariants par translation, c'est-à-dire que :

- L'espérance mathématique soit une constante

$$E [Z(x)] = m(x) = m \text{ indépendante de } x$$

- La covariance entre deux points x et y ne dépende pas séparément des deux points d'appui, mais seulement du vecteur $x - y$

$$E [Z(x) - m] = K(x - y) \quad (IV.4)$$

$$\text{En particulier : } E [(Z(x) - m)^2] = \text{var } [Z(x)] = K(0) \text{ indépendante de } x$$

Cette hypothèse de stationnarité d'ordre 2 a été utilisée par l'école soviétique d'hydrométéorologie. On a vu alors qu'elle pouvait être trop restrictive.

Les précipitations sont, par exemple, plus abondantes en altitude qu'en plaine. Dans le cas d'une région à relief varié, leur moyenne présente ainsi une dérive systématique (ou encore, selon la terminologie anglo-saxonne, une 'trend'), et ne peut être considérée comme constante. De même, l'existence du gradient général d'écoulement dans un aquifère rend impossible une telle hypothèse (Delhomme, 1976).

GANDIN et l'école soviétique ont eu recours à un artifice ; travaillant sur les anomalies, ils se ramenaient à un cas où l'hypothèse de stationnarité restait licite. La formulation du Krigeage permettra de tenir compte de la présence de telles dérives (Krigeage universel).

IV.8.3. Hypothèse intrinsèque

Sous l'hypothèse intrinsèque, on suppose seulement que les accroissements de la fonction sont stationnaires d'ordre 2 : c'est-à-dire que la moyenne et la variance des accroissements $Z(x + h) - Z(x)$ existent et sont indépendantes du point x :

$$E [Z(x + h) - Z(x)] = 0 \quad (\text{IV.5})$$

$$\text{Var} [Z(x + h) - Z(x)] = 2\gamma(h) \quad (\text{IV.6})$$

Il y a équivalence entre le variogramme $\gamma(h)$ et la covariance $C(h)$, et que l'on peut alors calculer la variance de n'importe quelle combinaison linéaire $\sum \lambda_i Z(x_i)$ en fonction du variogramme ou de la covariance. Les variables régionalisées qui sont stationnaires vérifient toujours l'hypothèse intrinsèque, mais la réciproque n'est pas vraie.

Par opposition au cas stationnaire, les opérations ne sont définies que pour des différences de variables intrinsèques:

- On ne peut calculer la variance de combinaisons linéaires que si la somme des coefficients est nulle.

La classe des fonctions qui peuvent représenter un variogramme est beaucoup plus riche que celle des covariances. En utilisant des variables régionalisées intrinsèques et non seulement stationnaires, on agrandit le champ des modèles possibles.

La fonction $\gamma(h)$ est appelée *demi-variogramme*, ou *variogramme en abrégé*. C'est l'outil de base pour l'interprétation structurale du phénomène et pour l'estimation. Avant de s'intéresser en détail au variogramme, il est important de savoir si une variable donnée peut être ou non considérée comme stationnaire (Armstrong, 1997).

IV.8.4. Hypothèse pratique de travail

Il faut noter aussi que parfois l'hypothèse intrinsèque n'est pas vérifiée sur toute l'étendue de l'espace du phénomène étudié, alors on se contente uniquement d'une hypothèse minimale "quasi-intrinsèque" où la stationnarité des accroissements est localement vérifiée pour des distances "h" inférieur à une limite "a", et on définit ainsi des voisinages glissants à l'intérieur desquels l'espérance et la covariance (ou variogramme) peuvent être considérées comme stationnaires et où l'information disponible est suffisante pour en faire l'inférence (Inegliz, 2002).

On voit ainsi comment on a affaibli successivement l'hypothèse de stationnarité à l'hypothèse intrinsèque puis à l'hypothèse quasi-intrinsèque (qui ne suppose que l'existence du variogramme).

IV.9. Variogramme

L'analyse structurale, première étape indispensable à toute étude géostatistique, est la caractérisation des structures de variabilité spatiale des grandeurs considérées. C'est le variogramme $\gamma(h)$ qui est chargé de résumer, de façon quantitative, toute l'information structurale sur le phénomène considéré. Le calcul du variogramme est donc le fondement de la théorie des variables régionalisées et reste essentiel pour la mise en application du *Krigeage*.

IV.9.1. Notion du Variogramme

D'après Marcotte (cours de «géostatistique minière »), la nature n'est pas entièrement imprévisible. Deux observations situées l'une près de l'autre devraient en moyenne se ressembler davantage que deux observations éloignées. La différence entre les valeurs prises par deux variables aléatoires est $Z(s)-Z(s+h)$. C'est également une variable aléatoire dont on peut calculer la variance. Cette variance devrait être plus petite lorsque les points sont rapprochés (les valeurs se ressemblent plus en moyenne) et plus grande lorsque les points sont éloignés. On appelle variogramme la demi-variance de cette différence (Despaigne, 2006).

IV.9.1.1. Définition

Le variogramme d'une fonction aléatoire intrinsèque est, ainsi, par définition :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \text{var} [Z(x+h) - Z(x)] \quad (\text{IV.7})$$

Comme on a supposé par ailleurs que:

$$E[z(x+h) - z(x)] = 0 \quad (\text{IV.8})$$

On peut également écrire cette expression sous la forme:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E([Z(x+h) - Z(x)]^2) \quad (\text{IV.9})$$

Ce qui exprime que $2 \cdot \gamma(h)$ est l'accroissement quadratique moyen entre deux points distants de h . En supposant satisfaite l'hypothèse intrinsèque, on estimera cette fonction $\gamma(h)$ à partir des couples de points expérimentaux disponibles sur l'unique réalisation accessible (Delhomme, 1976).

IV.9.1.2. Lien entre variogramme et covariance

Selon Bechler en 2012, La relation existante entre le variogramme et la covariance est :

$$\text{Cov}(h) = \text{Var}(Z(x)) - \gamma(h) \quad (\text{IV.10})$$

IV.9.2. Estimation du variogramme

Quand le phénomène étudié se développe dans un espace à une dimension (par exemple en fonction du temps), ou quand le phénomène est *bidimensionnel* mais a été échantillonné le long d'un profil, l'intervalle h considéré est un scalaire. Si les points expérimentaux sont alignés et *régulièrement espacés*, le variogramme peut être calculé, pour des valeurs de h multiples du pas, à l'aide de la formule suivante (Delhomme, 1976) :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} (Z(X_i + h) - Z(X_i))^2 \quad (\text{IV.11})$$

Ou :

$Z(X_i)$: sont les données,

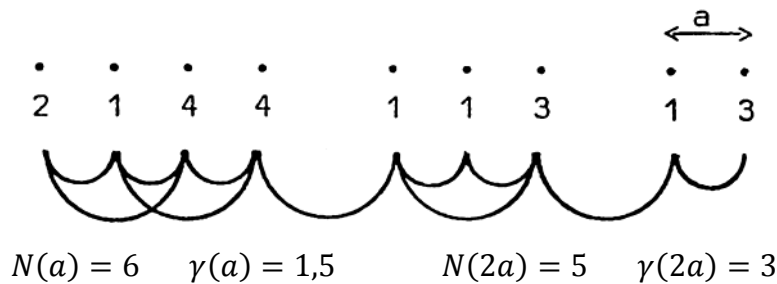
X_i : Les points pour lesquels les données sont disponibles à la fois en X_i et $X_i + h$

$N(h)$: le nombre de couples de points distants de h .

Lorsque les points expérimentaux sont irrégulièrement espacés dans le plan, on procède à des regroupements par classe de distance et d'angle pour calculer les accroissements quadratiques moyens.

La comparaison des comportements du variogramme dans les différentes directions renseigne sur les *anisotropies* du phénomène (Inegliz, 2002).

Exemple :



Quand on étudie un phénomène se développant dans le plan, h est vecteur de composantes (h_1, h_2) de même que x désigne le point de coordonnées (x_1, x_2) . Le variogramme est alors une fonction des deux variables h_1 et h_2 ou en coordonnées polaires, une fonction du module $|h|$, distance entre les points, et de l'angle polaire θ (Delhomme, 1976).

$$\gamma(h) \equiv \gamma(h_1, h_2) \equiv \gamma(|h|, \theta) \tag{IV.12}$$

Lorsque les points expérimentaux sont irrégulièrement espacés dans le plan, on procède à des regroupements par classe de distance et d'angle pour calculer les accroissements quadratiques moyens. C'est-à-dire que l'on considère, par exemple, tous les couples de points séparés par une distance inférieure à 1km, comprise entre 1 et 2km, etc..., en distinguant à chaque fois les couples orientés sensiblement N-S de ceux orientés E-O.

La comparaison des *comportements* du variogramme dans les différentes directions renseigne sur *les anisotropies* du phénomène. On essaiera toujours de ramener au cas isotrope, par transformation des coordonnées, soit comme on le verra par la suite, en concentrant l'anisotropie du phénomène dans sa dérive. Le variogramme est alors une fonction du seul module :

$$|h| = \sqrt{h_1^2 + h_2^2} \tag{IV.13}$$

Donc :

$$\gamma(h) \equiv \gamma(\sqrt{h_1^2 + h_2^2}) \equiv \gamma(|h|) \tag{IV.14}$$

IV.9.3. Propriétés générales d'un variogramme

Le variogramme expérimental est ajusté par un modèle théorique. Mais n'importe quelle fonction ne peut pas servir à l'ajustement, seuls quelques modèles de variogramme sont autorisés ; en effet, $-\gamma(h)$ doit appartenir à la classe des fonctions de types positif conditionnel. Parmi les propriétés du variogramme, trois d'entre elles sont fondamentales :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \text{var} [Z(x+h) - Z(x)] \rightarrow \begin{cases} \gamma(h) = \gamma(-h) \\ \gamma(0) = 0 \\ \gamma(h) \geq 0 \end{cases} \quad (\text{IV.15})$$

En général le variogramme est croissant quand h augmente : en effet, plus les échantillons sont éloignés, moins ils sont corrélés et donc, plus grand est l'écart moyen $[Z(x) - Z(x+h)]^2$. La croissance plus ou moins rapide du variogramme à l'origine (pour h petit) correspond à une plus ou moins grande régularité; le comportement aux grandes distances à lier l'amplitude des fluctuations possibles (Deverly, 1984).

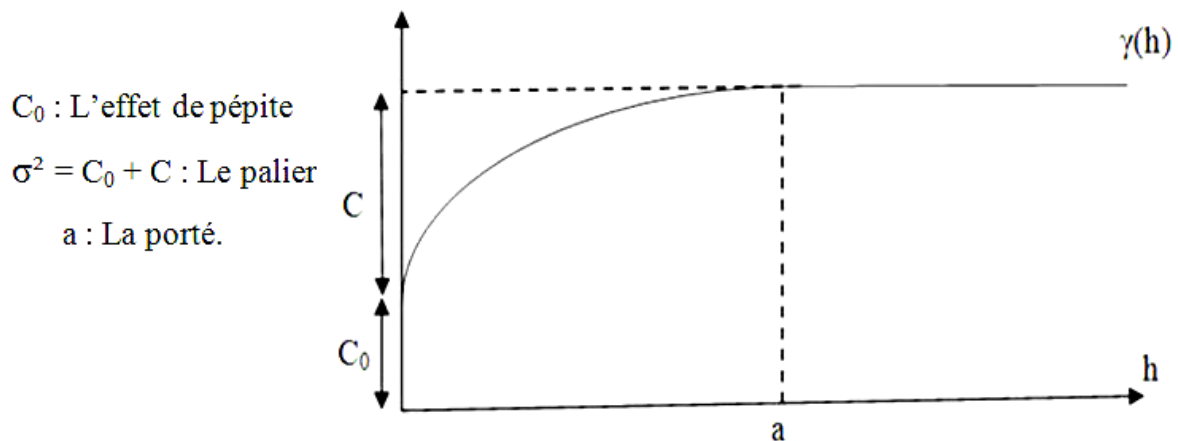


Figure IV.2. Allure générale d'un variogramme (Deverly, 1984).

IV.9.3. 1. Portée (Range)

Dans la plus part des cas, le variogramme atteint un palier ; les structures qui engendrent des variogrammes à palier sont parfois appelées *phénomènes de transition*. La distance à partir de laquelle le palier est atteint est appelée (*Portée du variogramme*), et elle est notée 'a'. La portée correspond à la notion physique de zone d'influence des échantillons : pour la distance $h < a$ les échantillons sont corrélés ; pour $h \geq a$ les échantillons ne le sont plus (Deverly, 1984).

Cette corrélation peut s'exprimer également en terme de variance d'estimation ; la définition de $2\gamma(h)$ peut s'interpréter comme la variance d'estimation de $Z(x)$ par $Z(x+h)$: Plus les échantillons sont proches, meilleur est l'estimation ; quand h augmente, les échantillons ne sont plus corrélés, et cette variance d'estimation est maximale.

IV.9.3. 2. Effet de pépite (Nugget Effect)

Le terme effet de pépite tire son origine des gisements d'or pépitiques, où la teneur en or varie considérablement selon que le point se trouve à l'intérieur ou à l'extérieur d'une pépite (Delhomme, 1976). Lorsqu'aux petites distances pour h décroissant vers 0, $\gamma(h)$ tend vers une valeur C_0 non nulle, il y a une discontinuité apparente à l'origine, appelée (Effet de Pépite). Cette discontinuité peut avoir deux causes :

- Existence de microstructures, inaccessibles à l'échelle des observations.
- Existence d'erreurs de mesures (Erreurs d'analyse et d'échantillonnage)

Le cas extrême est l'effet de pépite pur : pour tout h , $\gamma(h) = c_0$ avec par définition $\gamma(0) = 0$. Il caractérise alors une absence totale de corrélation entre échantillons (Deverly, 1984).

IV.9.3. 3. Le palier (Sill)

Pour les variogrammes qui atteignent un palier pour $h > a$, on démontre que ce palier $\gamma(\infty)$ est la variance a priori de la fonction aléatoire $Z(x)$:

$$\gamma(\infty) = \text{var}(z(x)) = c(0) \quad (\text{IV.16})$$

En conséquence, la covariance $c(h) = c(0) - \gamma(h)$ existe.

La variance expérimentale des données σ^2 peut s'exprimer comme la demi-moyenne des carrés de tous les couples qui peuvent être formés à partir de ces données :

$$\sigma^2 = \frac{1}{2n^2} \sum_i \sum_j [Z(x_i) - Z(x_j)]^2 \quad (\text{IV.17})$$

Qui est également la demi-moyenne de tous les couples utilisés pour le calcul du variogramme. La variance expérimentale des données est donc la moyenne de toutes les valeurs prises par le variogramme expérimental : en conséquence, si la portée du variogramme est petite par rapport au domaine, de nombreux écarts $Z(x_i) - Z(x_j)$ auront une valeur proche du palier du variogramme : la variance expérimentale est alors pratiquement égale au palier. Dans le cas contraire, de nombreux écarts sont inférieurs au palier du variogramme expérimental, la variance expérimentale est alors inférieure au palier (Deverly, 1984).

IV.9.4. Comportement du Variogramme

IV.9.4.1. Comportement à l'origine

Il traduit la continuité de la V.R par ordre de régularité décroissante, on distingue classiquement quatre types (Delhomme, 1976):

- (i) *Allure parabolique* : Caractérise une variable extrêmement régulière (Dérivable en moyenne quadratique).
- (ii) *Allure linéaire* : Correspond à une variable moins régulière qu'en (i) (Continue en moyenne quadratique mais non dérivable).
- (iii) *Discontinuité à l'origine (Effet de pépite)* : Signifie que la variable est très irrégulière (non continue en moyenne quadratique). Deux points distincts, mais très proches, présentent encore un écart, de variance au moins égale à l'effet de pépite C
- (iv) *Aspect plat (effet de pépite pur)* : correspond au cas aléatoire pur. $Z(x)$ et $Z(x + h)$ sont sans corrélation quel que soit leur distance h non nulle. Ceci est le cas limite de l'absence totale de structure, qui était précisément l'hypothèse faite sur les résidus dans la méthode des moindres carrés.

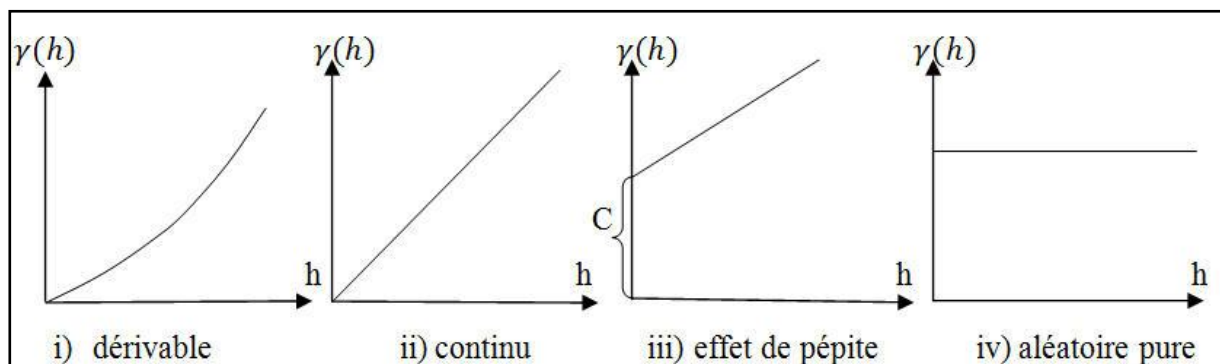


Figure IV.3. Comportement du variogramme à l'origine (Delhomme, 1976).

IV.9.4.2. Comportement à l'infinie (aux grandes distances)

Contrairement aux fonctions de covariance ou de corrélation qui demeurent nécessairement bornées, le variogramme peut, lui, continuer indéfiniment à croître (*variogramme non borné*). Mais il peut aussi se stabiliser autour d'une valeur limite, appelée : Palier (*variogramme borné*). La distance à laquelle ce palier est atteint est appelée (Portée); elle renseigne sur l'extension de la zone d'influence d'un point expérimental (Figure IV.4) Aux distances supérieures à la portée, les corrélations sont nulles (Delhomme, 1976).

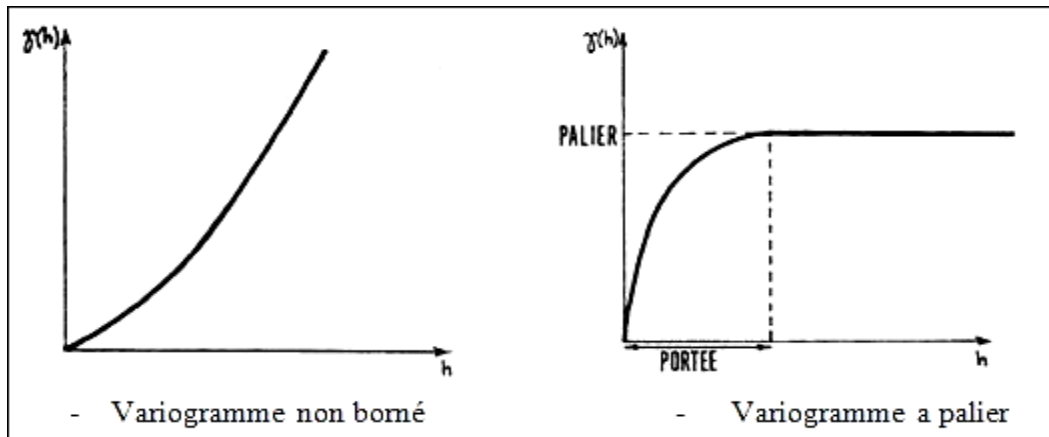


Figure IV.4. Comportement d'un variogramme à l'infinie (Delhomme, 1976).

La valeur du palier est égale à la variance des données soit :

$$\gamma(\infty) = \text{var}[Z(x)] = C(0) \quad (\text{IV.18})$$

Quand le variogramme est ainsi bornée, on peut également montrer qu'il est alors relié à la fonction de covariance $C(h)$, définie dans le cas stationnaire d'ordre 2, par:

$$\gamma(h) = C(0) - C(h) \quad (\text{IV.19})$$

Un tel variogramme, à palier et portée, caractérise ce que l'on appelle **un phénomène de transition**. Un tel phénomène correspond à une F.A non seulement intrinsèque mais aussi stationnaire d'ordre 2 (Figure IV.5).

- **Zone d'influence** : La portée "a" mesure la zone d'influence d'une information $Z(x)$.

En effet, au-delà de la distance $h = a$, les V. A $Z(x)$ et $Z(x+h)$ sont sans corrélation:

$$C(h) = 0 ; \text{ dès que } |h| > a$$

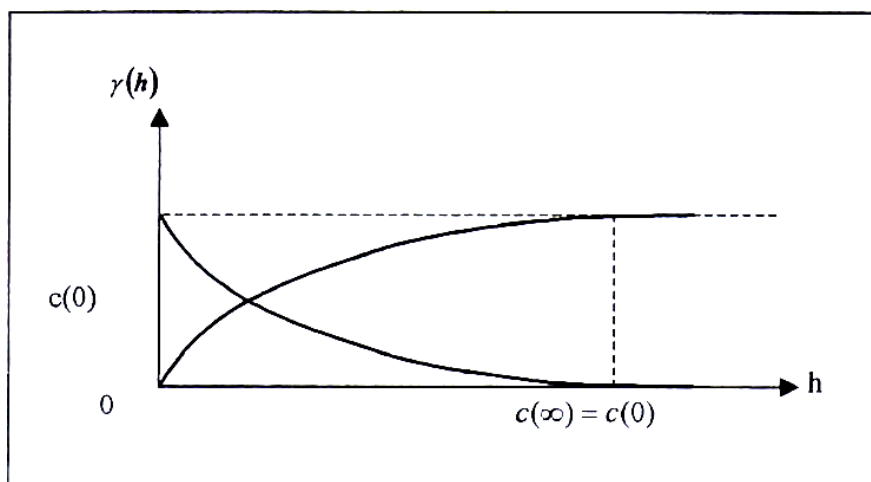


Figure IV.5. Covariance et Variogramme (Comportement) (Inegliz, 2002).

IV.9.4.3. Comportement particuliers d'un variogramme

Du fait de l'extinction des corrélations au-delà de portée, on pourrait songer à pousser plus loin l'interprétation du variogramme tiré des données expérimentales. Notons l'existence de structures particulières telles que : *Effet de trous, Des structures gigones* (Emery, 2001).

La plupart du temps ces fluctuations sont simplement dues à ce que les différentes valeurs de $\gamma(h)$ calculées ne sont en fait que des estimations, obtenus parfois avec un petit nombre de couples.

a. Modèles à effet de trou

L'effet de trou se manifeste lorsque le variogramme n'est pas monotone, mais présente une ou plusieurs oscillations. Ces oscillations ont en général une interprétation physique, qu'il convient de mettre en évidence (phénomène périodique « amorti » par exemple).

b. Modèle cosinus de période a et amplitude $2C$ (Valide seulement dans R)

$$\gamma(r) = C \{1 - \cos(2\pi r/a)\} \quad (\text{IV.20})$$

Un tel variogramme oscille indéfiniment ; il ne possède ni portée ni portée pratique. La fonction aléatoire associée est une sinusoïde parfaite de période a ; seule sa phase est aléatoire.

c. Modèle cosinus amorti de paramètre a , b , α et palier C (Valide dans R)

$$\gamma(r) = C \{1 - \exp(-br^\alpha)\cos(2\pi r/a)\} \text{ avec } 0 < \alpha \leq 2 \quad (\text{IV.21})$$

d. Modèle sinus cardinal de paramètre a et palier C (Valide dans R^d , $d \leq 3$)

$$\gamma(r) = C \left\{1 - \frac{\sin(\frac{r}{a})}{r/a}\right\} \quad (\text{IV.22})$$

A titre d'information la portée pratique est égale à $20,37a$ et la demi pseudo-période à $4,49a$; distance pour laquelle le variogramme vaut $1,21C$. Le quotient entre cette valeur et le palier (i.e. $1,21$), qui mesure l'amplitude de l'effet de trou, est le maximum que l'on puisse obtenir par un modèle isotrope à trois dimensions.

e. Modèle J de Bessel de paramètre a et α et palier C (valide dans R^d , $d \leq 2(\alpha+1)$)

$$\gamma(r) = C \left\{1 - \left(\frac{r}{2a}\right)^{-\alpha} \Gamma(\alpha + 1) j_\alpha\left(\frac{r}{a}\right)\right\} \quad (\text{IV.23})$$

Où :

γ : est la fonction d'Euler interpolant la factorielle

J_α : Fonction de Bessel de première espèce d'ordre α , définie par :

$$J_\alpha = \left(\frac{u}{2}\right)^\alpha \sum_{k=0}^{\infty} \frac{(-1)^k}{k\Gamma(\alpha+k+1)} \left(\frac{u}{2}\right)^{2k}. \tag{IV.24}$$

Les modèles cosinus et sinus cardinal sont en fait des cas particuliers de ce modèle ; ils correspondent aux paramètres $\alpha=-1/2$ et $\alpha=1/2$ (Emery, 2001).

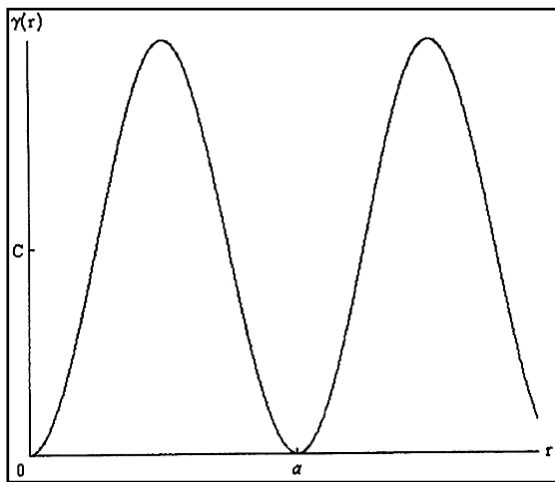


Figure IV.6. Modèle cosinus, (Emery, 2001).

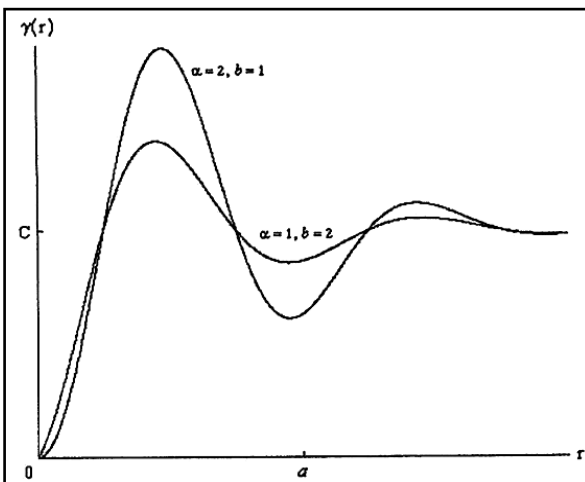


Figure IV.7. Modèle cosinus amorti, (Emery, 2001).

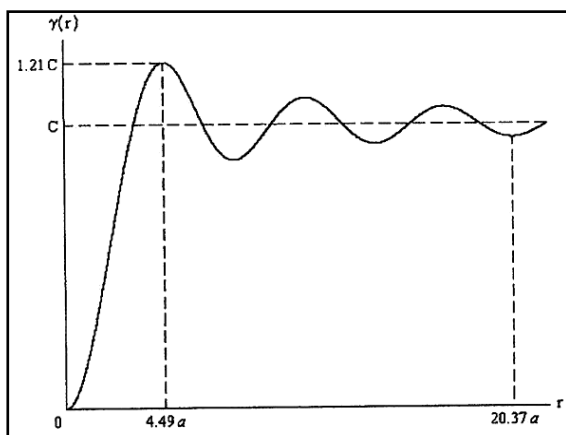


Figure IV.8. Modèle sinus cardinal, (Emery, 2001).

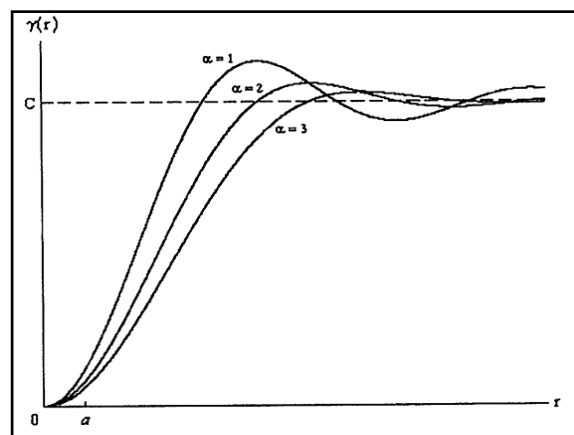


Figure IV.9. Modèle J de Bessel, (Emery, 2001).

N.B. : Les modèles ci-dessus sont périodiques ou pseudopériodiques et leur comportement à l'origine est parabolique. Il existe d'autres modèles à effet de trou, non périodiques et dont le comportement à l'origine est linéaire, Modèles polynomiaux tronqués, Modèle stable généralisé (de paramètre a, α, β).

f. Structure de Gigogne

Les phénomènes naturels présentent souvent plusieurs échelles de variabilité qui interviennent en même. Dans ce cas, le variogramme apparaît comme une succession de structures emboîtées, et peut se modéliser par la somme des variogrammes correspondant à chaque structure (Figure IV.10).

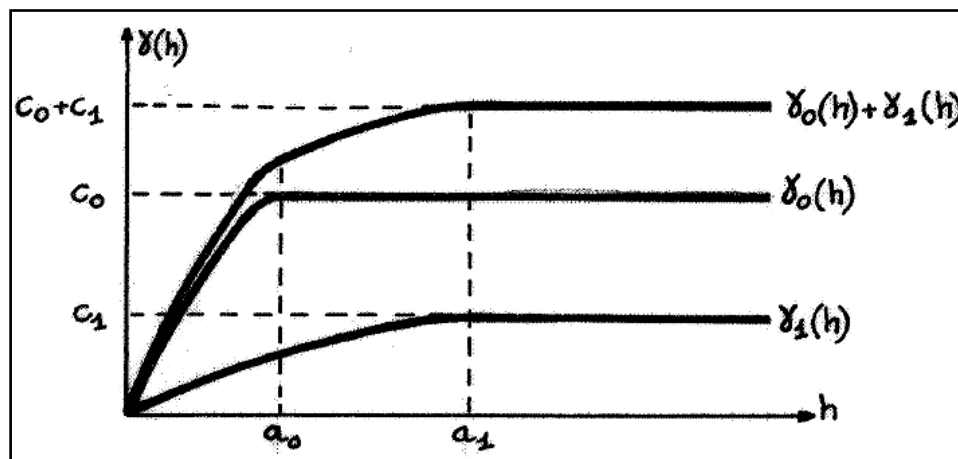


Figure IV.10. Structures Gigogne (Deverly, 1984).

IV.9.5. Ajustement a un modèle

Les modèles de variogramme les plus fréquemment utilisées sont les modèles en h^λ et les modèles sphériques, exponentiels et gaussiens, représentés dans les figures ci-après. On peut essayer d'ajuster une combinaison linéaire (à coefficient positifs) de ces différents modèles au variogramme obtenus expérimentalement.

La présence d'un effet de pépite C se traduit par l'addition de la quantité C à un modèle classique γ_0 en dehors de l'origine :

$$\gamma(h) = \begin{cases} 0 & \text{pour } h = 0 \\ \gamma_0(h) + c & \text{pour } h \neq 0 \end{cases} \quad (\text{IV.25})$$

La valeur de C est déterminée par extrapolation vers $h=0$ sur la courbe expérimentale.

✓ Principaux modèles

De là la pratique courante est d'ajuster aux variogrammes expérimentaux des modèles simples, qui seuls, d'ailleurs, garantissent la cohérence mathématique nécessaire pour les calculs ultérieurs (Delhomme, 1976).

Les principaux modèles d'ajustement sont classés en fonction du comportement du variogramme, comme suit :

✓ Schéma à palier (ou schéma de transition)

1^{er} cas : *comportement linéaire à l'origine*, on distingue :

- Modèle sphérique
- Modèle exponentiel.

2^{ème} cas : *comportement parabolique à l'origine*, on distingue :

- Modèle Gaussien.

✓ Schéma sans palier

- Modèle en $|h|^\lambda$, avec $0 < \lambda < 2$
- Modèle logarithmique.

Nous allons détailler chaque modèle comme suit :

IV.9.5.1. Modèle pépitique de palier C

$$\gamma(h) = \begin{cases} 0 & \text{pour } h = 0 \\ C & \text{pour } h > 0 \end{cases} \quad (\text{IV.26})$$

Ce modèle traduit une absence de structuration spatiale, due à des erreurs de mesure, ou à la présence d'une microstructure indétectable expérimentalement (Emery, 2001).

IV.9.5.2. Modèle sphérique de portée a et de palier C

L'effet de pépité peut être vu comme un cas particulier d'un schéma sphérique de portée infiniment petite. Du point de vue physique, il existe néanmoins une différence fondamentale entre les modèles pépitiques et sphériques : le premier représente une régionalisation discontinue à l'échelle d'observation, pour laquelle les valeurs changent brusquement d'un point à l'autre, tandis que le second décrit une régionalisation continue (Emery, 2001).

$$\gamma(h) = \begin{cases} \omega \left[\frac{3}{2} \frac{|h|}{a} - \frac{1}{2} \left(\frac{|h|}{a} \right)^3 \right] & h \leq a \\ \omega & h > a \end{cases} \quad (\text{IV.27})$$

IV.9.5.3. Modèle exponentiel de paramètre a et de palier C

Contrairement au modèle sphérique qui atteint son palier pour $h=a$, le modèle exponentiel n'atteint pas son palier qu'asymptotiquement. On peut toutefois définir une portée pratique égale à $3a$ pour laquelle le variogramme atteint 95% de la valeur de son palier (Emery, 2001).

$$\gamma(h) = \omega \left[1 - e^{-\frac{|h|}{a}} \right] \quad (\text{IV.28})$$

IV.9.5.4. Modèle cubique de paramètre a et de palier C

$$\gamma(h) = \begin{cases} C \left(7 \frac{h^2}{a^2} - \frac{35}{4} \frac{h^3}{a^3} + \frac{7}{2} \frac{h^5}{a^5} - \frac{3}{4} \frac{h^7}{a^7} \right) & \text{pour } 0 \leq h \leq a \\ C & \text{pour } h \geq a \end{cases} \quad (\text{IV.29})$$

IV.9.5.5. Modèle Gaussien a et de palier C

Le palier atteint asymptotiquement et la portée pratique peut être prise égale à $a\sqrt{3}$.

$$\gamma(h) = \omega \left[1 - e^{-\left(\frac{|h|}{a}\right)^2} \right] \quad (\text{IV.30})$$

Même si ce variogramme semble proche du variogramme cubique (à un facteur d'échelle près sur la portée), les fonctions aléatoires associées sont assez différentes : le modèle cubique caractérise des fonctions aléatoire dérivables en moyenne quadratique, tandis que le modèle gaussien correspond à des fonctions aléatoires infiniment différentiables (Emery, 2001).

IV.9.5.6. Modèle puissance

La formule du modèle puissance est la suivante :

$$h^\lambda : \gamma(h) = \omega |h|^\lambda \quad (\text{IV.31})$$

Schémas des modèles d'ajustement

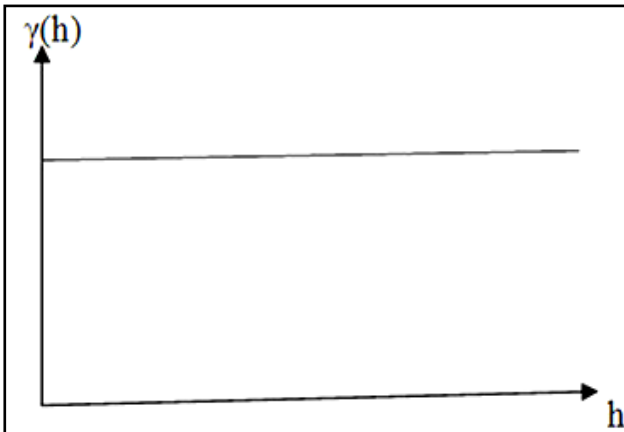


Figure IV.11. Modèle à effet pépétique pur (Emery, 2001).

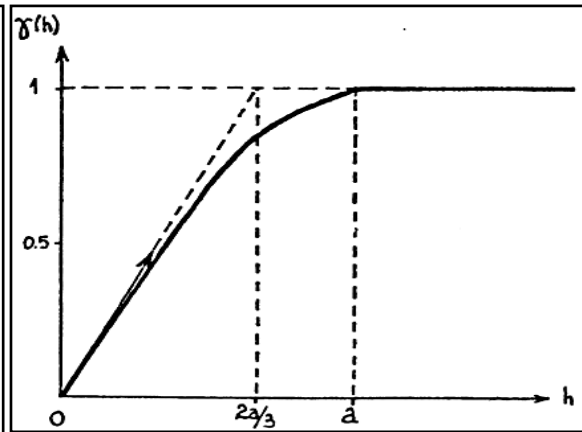


Figure IV.12. Modèle sphérique (Delhomme, 1976).

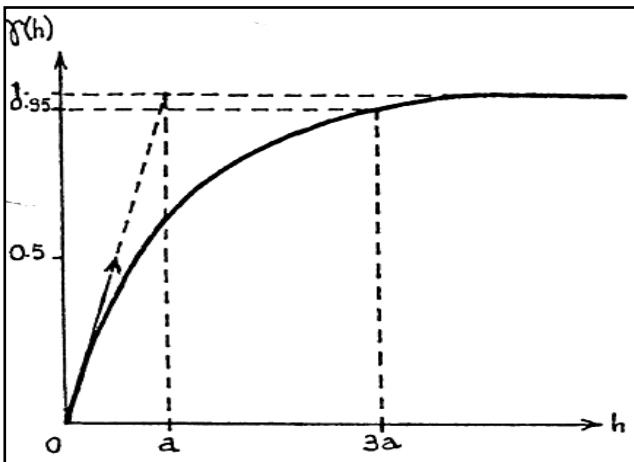


Figure IV.13. Modèle exponentiel (Delhomme, 1976).

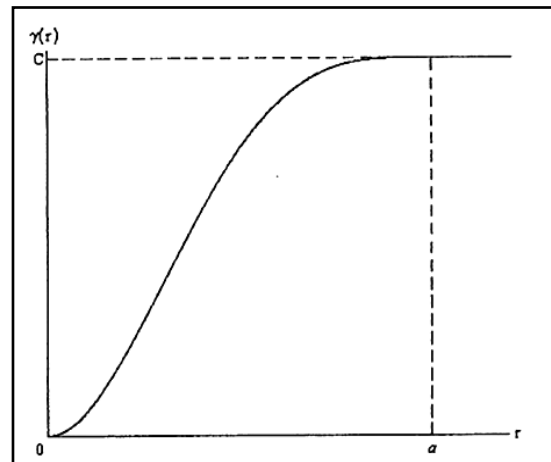


Figure IV.14. Modèle cubique (Emery, 2001).

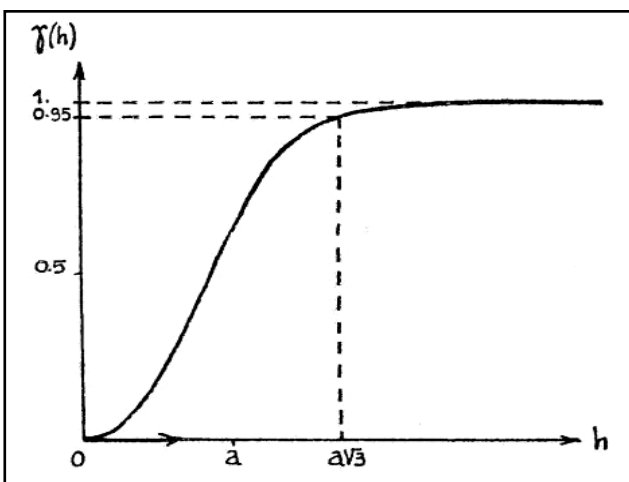


Figure IV.15. Modèle Gaussien (Delhomme, 1976).

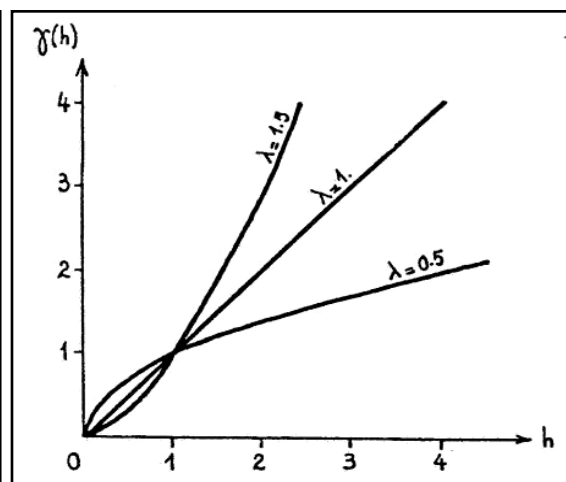


Figure IV.16. Modèle puissance en h^λ (Delhomme, 1976).

IV.9.6. Anisotropie

Le traitement des anisotropies doit conduire en fin de compte à la définition d'un variogramme isotrope (Emery, 2001). Il existe deux types d'anisotropie :

IV.9.6.1. L'anisotropie géométrique

Une anisotropie est dite géométrique lorsque la carte variographique dessine des ellipses, ou des ellipsoïdes dans le cas tridimensionnel, concentriques. Les variogrammes directionnels ont la même forme mais ont des portées différentes, cadre stationnaire : variogramme à palier ou des pentes différentes, cadre intrinsèque strict : variogrammes non bornés.

Dans le cas bidimensionnel, l'anisotropie géométrique est complètement définie par son **coefficient d'anisotropie a/b** , rapport entre le petit axe 'a' et le grand axe 'b' de l'une quelconque des ellipses d'isovaleurs, et **l'angle d'anisotropie**, formé par le grand axe et l'axe des abscisses. Le premier indique « l'intensité » de l'anisotropie (d'autant plus marquée qu'il s'éloigne de 1), tandis que le second indique son orientation. Dans le cas tridimensionnel, on doit définir deux coefficients d'anisotropie et deux angles. On peut écrire :

$$\gamma(h) = \gamma_0(|Ah|) \quad (\text{IV.32})$$

Où γ_0 est un variogramme isotrope et ou \mathbf{A} est une matrice (2x2) ou (3x3) qui dépend des angle(s) et coefficient(s) d'anisotropie. Ceci signifie qu'une simple *transformation linéaire des coordonnées spatiales* (rotation suivie d'une homothétie) suffit à rétablir l'isotropie les figures suivantes démontrent un exemple (2D) d'anisotropie géométrique de rapport a/b et d'angle θ .

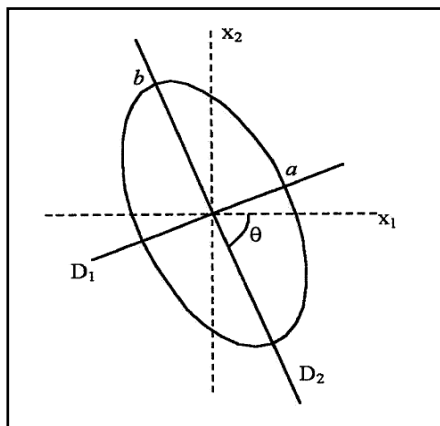


Figure IV.17. Ellipse des portées (Emery, 2001).

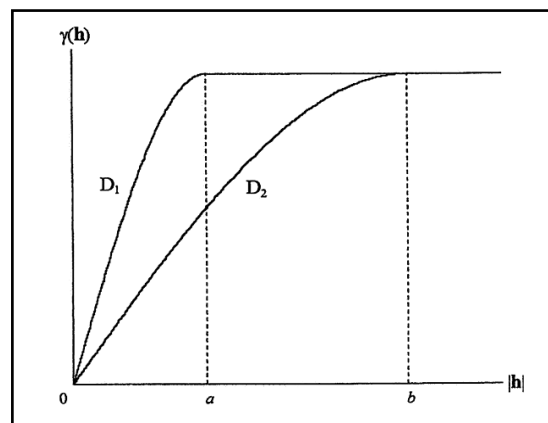


Figure IV.18. Variogrammes directionnels dans les directions principales d'anisotropie (Emery, 2001).

IV.9.6.2. L'anisotropie zonale

Il existe des variogrammes ou covariances dont l'anisotropie ne peut être corrigée par une transformation linéaire des coordonnées, notamment ceux qui présentent un *palier variable* selon la direction de l'espace (c'est-à-dire *des paliers et des portés différentes*).

Au sens strict, l'anisotropie zonale est un modèle dans lequel la fonction aléatoire $Z(x)$ ne dépend que d'une coordonnée. Cela arrive lorsqu'on travaille dans l'espace à trois dimensions ; par exemple, dans l'étude d'un phénomène sédimentaire, la variabilité est plus importante le long de la verticale, qui traverse les strates, que dans les strates. En première approximation, $Z(x)$ est constante dans le plan horizontal, de sorte que son variogramme $\gamma(h)$ ne dépend que de la composante verticale de h (Figure IV.19).

Plus précisément, en notant θ l'angle entre h et la direction verticale, et u un vecteur unitaire verticalement, on peut écrire :

$$\gamma(h) = \gamma(|h| \cos \theta u) \quad (\text{IV.33})$$

γ Admet le même palier dans toutes les directions de l'espace, sauf dans le plan horizontal pour lequel $\cos\theta = 0$ et $\gamma(h) = 0$.

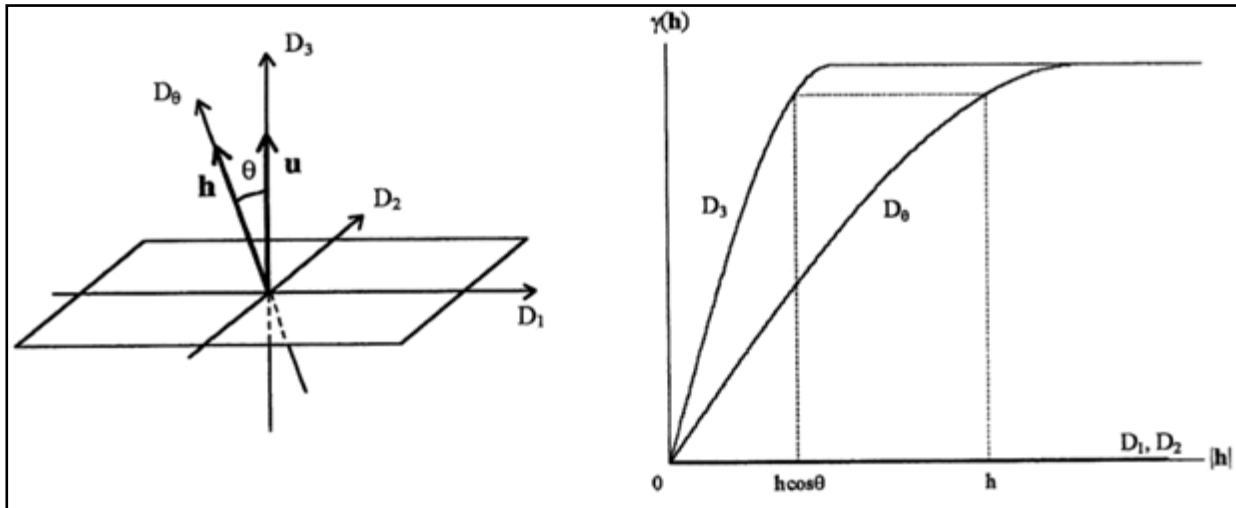


Figure IV.19. Exemple (3D) d'anisotropie zonale pure de direction verticale, (Emery, 2001).

Le plus souvent, le palier du variogramme n'est pas rigoureusement nul le plan horizontal, mais est plus faible que le palier le long de la direction verticale. Ainsi, au sens large une anisotropie est dite zonale quand la valeur du palier varie avec la direction. On a affaire en règle générale à un *schéma gigogne*, caractérisé par sa propre variabilité et

anisotropies, dans lequel certaines composantes sont zonales au sens strict et s'annulent le long d'une droite ou dans un plan de l'espace.

IV.10. Le Krigeage

Le krigeage est une méthode d'interpolation spatiale qui prend en compte la variation spatiale des données. Le nom de Krigeage a été choisi par Georges Matheron en hommage au géologue sud-africain Daniel Gerhardus Krige. Néanmoins, la théorie de cette méthode a été développée par Georges Matheron qui a développé une technique simple de régression permettant d'estimer les teneurs en or sans biais, qui en a aussi assuré le développement au Centre de Géostatistique de l'Ecole des Mines de Paris (Mourah, 2011).

IV.10.1. Définition du krigeage

Le krigeage est un estimateur linéaire sans biais optimal. Il fournit la moyenne pondérée des valeurs des échantillons qui conduit à l'erreur d'estimation de variance minimale.

Le voisinage de krigeage est lui défini comme étant le Domaine du champ qui contient le site à estimer et les données utilisées dans l'estimation. Le voisinage de krigeage se résume à un cercle ou à une ellipse autour du point à estimer.

IV.10.1. Intérêt du krigeage

Comme l'échantillonnage fournit des informations exactes sur le domaine d'où proviennent les données mais ne précise pas ce qui se passe en ces points échantillonnés ; alors on a besoin d'une méthode précise pour estimer les valeurs des points intermédiaires ou la moyenne des blocs (Mourah, 2011).

IV.10.2. Types de Krigeage

IV.10.2.1. Krigeage simple

La théorie du krigeage a d'abord été développée dans un cadre stationnaire du second ordre. Sous cette hypothèse, le krigeage le moins complexe est celui dans lequel la stationnarité postulée est de deuxième ordre et l'espérance de la fonction aléatoire étudiée est supposée connue et constante sur tout le champ. Il s'agit du krigeage simple (Baillargeon, 2005). Ce krigeage repose sur la modélisation suivante de la fonction aléatoire d'intérêt :

$$Z(x) = m + \delta(x), \quad x \in D \quad (\text{IV.34})$$

Avec m constante connue et $\delta(x)$ fonction aléatoire stationnaire de second ordre d'espérance nulle et de structure de dépendance connue. La stationnarité de second ordre implique que le

semi-variogramme de $\delta(x)$ atteigne un palier. Ce modèle peut être réécrit sous forme vectorielle en fonction de la variable aléatoire à prévoir $Z(x_0)$ et de celles qui serviront à faire la prévision $Z = (Z(x_{[1]}), Z(x_{[2]}), \dots, Z(x_{[n_0]}))^t$, soient les variables aléatoires associées aux données. Notons $Z^* = (Z(x_0), Z^t)$ et $\delta^* = (\delta(x_0), \delta^t)$ alors le modèle s'écrit :

$$Z^* = m1(n_{0+1}) + \delta^* \text{ Avec } \begin{cases} m \text{ constante connue} \\ E(\delta^*) = 0 \\ \text{Var}(\delta^*) = \begin{pmatrix} \sigma^2 & c_0^t \\ c_0 & \Sigma \end{pmatrix} \text{ connus} \end{cases} \quad (\text{IV.35})$$

IV.10.2.2. Le krigeage ordinaire

L'hypothèse du krigeage simple voulant que l'espérance de la fonction aléatoire $Z(x)$ soit connue est rarement vérifiée. Cette méthode a donc été généralisée au cas où l'espérance est inconnue et constante localement, c'est-à-dire sur le voisinage de krigeage. Il s'agit du krigeage ordinaire la technique de krigeage la plus fréquemment utilisée. Ce type de krigeage ne requière pas une hypothèse de stationnarité d'ordre deux. Ainsi, il sera développé sous l'hypothèse plus générale de stationnarité intrinsèque (Baillargeon, 2005). Le modèle de base de cette méthode s'énonce comme suit :

$$Z(x) = \mu + \delta(x), x \in D \quad (\text{IV.36})$$

Avec μ quasi-constante inconnue et $\delta(x)$ fonction aléatoire stationnaire intrinsèque d'espérance nulle et de structure de dépendance connue. Le caractère quasi-constant de μ signifie que l'espérance n'est pas contrainte à demeurer la même partout dans le champ D . Elle doit par contre rester constante à l'intérieur de chaque voisinage de krigeage. Ainsi, une prévision au point x_0 se base sur le modèle vectoriel suivant :

$$Z^* = m_1(n_{0+1}) + \delta^* \text{ Avec } \begin{cases} \mu \text{ constante inconnue} \\ E(\delta^*) = 0 \\ \Gamma, \gamma_0 \text{ connus} \end{cases} \quad (\text{IV.37})$$

IV.10.2.3. Le krigeage universel

Le modèle de base du krigeage universel est :

$$Z(x) = \sum_{j=0}^p f_j(x)\beta_j + \delta(x), \quad x \in D \quad (\text{IV.38})$$

Avec $f_j(x)$ fonctions de la position $x = (x, y)$, β_j paramètres inconnus et $\delta(x)$ fonction aléatoire stationnaire intrinsèque d'espérance nulle et de structure de dépendance connue. Les $f_j(x)$ sont déterminés par l'utilisateur. Les graphiques des $Z(x_i)$ en fonction des coordonnées x_i et y_i sont utilisés pour guider le choix de ces fonctions (Delhomme, 1976). Souvent, une tendance linéaire ou quadratique est choisie. Par exemple, dans le cas d'une tendance linéaire, les $f_j(x)$ sont:

$$f_0(x) = 1, f_1(x) = x, \text{ et } f_2(x) = y \quad (\text{IV.39})$$

IV.10.2.4. Krigeage d'indicatrices

Le krigeage d'indicatrices permet de traiter des variables nominales ou qualitatives. C'est une approche non paramétrique reposant sur une transformation préalable de la variable étudiée en indicatrices prenant la valeur 0 et 1 selon des seuils choisis de la variable (Douaoui et al., 2007), l'estimation d'une variable régionalisée (VR) par ce type de krigeage se fait après transformation de cette dernière ; c'est un codage binaire dit fonctions indicatrices (Bradai, 2006).

La procédure de mise en œuvre du krigeage d'indicatrices se fait suivant les quatre étapes suivantes :

- 1 – Le codage des valeurs mesurées par rapport à une valeur seuil choisie. On obtient ainsi des variables qui sont codées soit en 0 soit en 1. Les valeurs seuils dépendent, en général, de la distribution statistique de la variable, mais dans certains cas, les limites de nuisance ou de toxicité (seuil d'un climat humide par exemple) seront déterminantes pour le choix de ces seuils.
- 2 – Le calcul du variogramme des fonctions indicatrices au seuil donné détermine la structure spatiale.

$$\gamma^*(h, c) = \frac{1}{2N} (h) \sum_{i=1}^{N(h)} [I(x_i, c) - I(x_i + h \pm \Delta h, c)]^2 \quad (\text{IV.40})$$

Ou : $N(h)$ est le nombre de couples d'observations distants de $h \pm \Delta h$

3 – Après ajustement du variogramme des fonctions indicatrices à un modèle théorique, on effectue le krigeage linéaire en un point (x_0) , des $I(x_i, c)$ par l'équation :

$$I^*(x_0, c) = \sum_{i=1}^n \lambda_i I(x_i, c) \quad (\text{IV.41})$$

n : le nombre de points expérimentaux pris en compte dans l'estimation

λ_i : le poids affecté aux points expérimentaux

Cette dernière formule appliquée donne des valeurs comprises entre 0 et 1 qui est une estimation en un point donné de la probabilité que la valeur Z soit inférieure ou égale à la valeur seuil « c » choisie. En combinant ces estimations, on peut obtenir en tout point la probabilité que la variable soit égale à une valeur seuil déterminée.

4 - La dernière étape consiste à estimer la valeur $Z(x_0)$ de la propriété Z en un point quelconque x_0 connaissant sa fonction de densité. Cela peut se faire par le calcul de l'espérance mathématique de la valeur de la propriété en suivant la procédure suivante :

- La différence entre les estimations des fonctions indicatrices pour deux valeurs seuil consécutives permet de calculer la probabilité correspondant en tout point. Ces points étant la réalisation d'une variable aléatoire discrète notée X , comme les seuils ont été calculés aux valeurs supérieures, le calcul se fait alors :

$$\text{Probabilité}(X=c) = \text{Probabilité}(X \geq z_c) - \text{Probabilité}(X \geq z_{c+1})$$

z_c et z_{c+1} sont les valeurs seuil consécutives

- En combinant les valeurs seuils correspondants aux différentes classes, on obtient une version discrétisée de la fonction de répartition qui représente l'espérance mathématique du rang du seuil de la variable au point échantillonné. L'espérance mathématique est calculée comme suit :

$$E(Z) = Z_c + 2Z_{c+1} + 3Z_{c+2} + 4Z_{c+3} + 5Z_{c+4} \quad (\text{IV.42})$$

IV.10.3. Propriétés du krigeage

On peut énoncer maintenant quelques propriétés du krigeage valables dans les deux cas avec et sans dérive.

- 1) On peut remarquer que le système de krigeage prend bien en considération les éléments suivants :

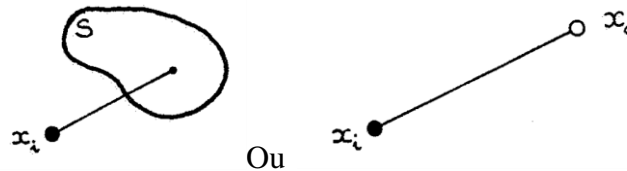


Figure IV.20. Position relative du domaine (ou point) à estimer des points expérimentaux.

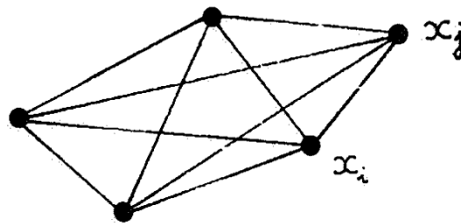


Figure IV.21. Position relative des points expérimentaux entre eux.

Par l'intermédiaire des γ_{is} (ou γ_{i0}) et des γ_{ij} ,

- Structure du phénomène, à travers le variogramme γ .
- 2) Lorsque le point x_0 coïncide avec un point expérimental x_i , on vérifie que la solution du système est $c = 1$, $\lambda_j = 0$ pour $j \neq i$. On a donc : $Z_0 = Z(x_0)$ (le krigeage est un interpolateur exact), et on a également alors $\sigma_k^2 = 0$.
 - 3) Le système de krigeage, est donc la variance de krigeage σ_k^2 , ne font intervenir que la structure et la configuration géométrique des données et du domaine à estimer. Elle ne dépend pas des valeurs expérimentales $Z(x_i)$, (Delhomme, 1976).

IV.10.4. Autres propriétés du Krigeage (Mourah, 2011)

- Le krigeage est un estimateur linéaire sans biais.
- Le krigeage est un interpolateur exact, i.e. chaque point connu estimé à une valeur connue.
- Le krigeage tient en compte la taille du champ à estimer et la position des points entre eux.
- Le krigeage présente un effet d'écran.
- Le krigeage est un estimateur presque sans-biais conditionnel. Ce qui implique que l'estimateur utilisé (le krigeage) est plus lisse que la valeur à estimer.
- En général, le krigeage effectue un lissage ; ce qui nous donne des estimations moins variables que les points qu'on cherche à estimer.
- Le krigeage est transitif.
- Le krigeage tient en compte la continuité du phénomène étudié en cas d'utilisation du variogramme tels que l'effet de pépite ou anisotropie.

VI.11. Cokrigeage

L'objectif du cokrigeage est d'estimer la valeur d'une variable aléatoire en un site ou un bloc à partir des mesures concernant non seulement cette variable, mais aussi une ou plusieurs variables additionnelles observées sur des sites voisins. L'estimation va tenir compte de la configuration géométrique des échantillons et du site à estimer, et de la structure spatiale conjointe de toutes les variables régionalisées, modélisée par les covariances ou variogramme simples et croisés (Emery, 2001).

Il s'agit d'une extension de la technique du krigeage au cas multi-variable : l'estimation par cokrigeage se construit comme une combinaison linéaire pondérée des données, sans biais et de variance d'erreur minimale. Bien qu'il nécessite des calculs plus volumineux que le krigeage.

En effet, l'information apportée par les variables secondaires améliore la précision de l'estimation de la variable cible ; cette propriété peut être décisive lorsqu'il est plus facile ou moins coûteux de mesurer des variables secondaires que la variable d'intérêt. D'autre part, l'estimation par cokrigeage, en intégrant les liaisons spatiales entre variables, donne plus de cohérences aux résultats que ceux obtenus séparément par krigeage.

IV.12. Estimation des précipitations par krigeage ordinaire

IV.12.1. Précipitation Interannuel

IV.12.1.1. Analyse statistique descriptive

La précipitation moyenne pour l'ensemble des stations disponibles dans notre région d'étude est de 499,4 mm, alors que la valeur minimale est de 91,1 mm marquant la présence d'un climat aride et la valeur maximale est de 1297,5 mm marquant la présence d'un climat humide. Ces valeurs expriment l'ampleur que prend la précipitation, ce qui signifie aussi la nature et la variation du climat existant dans le Nord-Est d'Algérie.

La classe comprise entre 91,1 et 499,4 mm inférieure à la moyenne, représente le climat aride, comprennent 88 stations, ce qui représente 56,77 % de l'ensemble total des stations disponibles. La classe supérieure à la moyenne qui représente le climat humide, comprise entre 499,4 – 1 297,5 mm, comprennent 67 stations soit un pourcentage de 43,23 % de l'ensemble total des stations. Ou bien si on divise notre intervalle (91,1 mm – 1 297,5 mm) en trois sous intervalles, On peut définir une troisième classe qui représente un climat moyennement humide comprise entre 400 - 800 mm d'environ, comprenant 57 stations, ce qui représente 36,57 % de l'ensemble total des stations disponibles.

Donc pour bien étudier la variation pluviométrique pendant la période d'étude 1970 à 2010, on va décomposer notre période d'étude à quatre intervalles décennal pour bien analyser la variation du régime pluviométrique dans le Nord-Est d'Algérie.

IV.12.1.2. La validation

Parmi les 155 postes pluviométriques pris dans notre étude, nous avons choisi aléatoirement 15 % de totale des stations pluviométriques (soit 24 stations) pour faire la validation des méthodes de krigeage ordinaire, la distribution des stations de validation est montrée dans la figure IV.22.

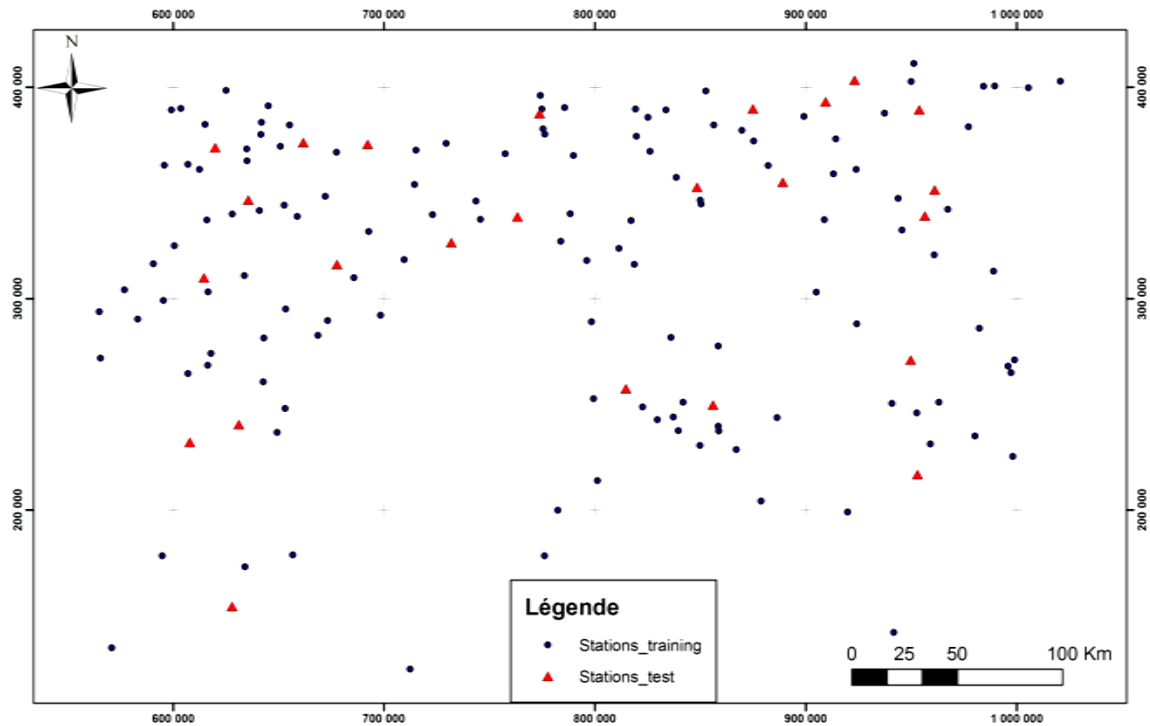


Figure IV.22. Localisation des points de validation dans la zone d'étude.

Ces points ne sont pas introduits dans le calcul des variogrammes et l'estimation par krigeage, mais ils sont, pour toutes les variables confondues, estimés en leurs localisations à partir d'autres points mesurés, ce qui permet de comparer les valeurs de variables mesurées (Z) à celles estimées (Z^*) (Bradai, 2006). Les critères retenus pour cette validation sont :

- **L'erreur moyenne (EM)** : elle doit être proche de zéro pour qu'il n'y ait ni surestimation, ni sous-estimation systématique. Elle est calculée par la formule suivante :

$$EM = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Z^*(x_i) - Z(x_i)) \quad (IV.43)$$

- **La racine quadratique de l'erreur moyenne (RQEM)** : elle est calculée par la formule (IV.42), autant sa valeur est faible, autant l'estimation est bonne.

$$RQEM = \frac{1}{n} \sqrt{\sum [Z^*(x_i) - Z(x_i)]^2} \quad (IV.44)$$

- **L'erreur standardisée moyenne (ESM)** : qui est le rapport entre l'écart quadratique et la variance d'estimation, elle vérifie la précision de l'estimation de l'écart type d'estimation (Bradai, 2006). Les meilleurs résultats sont obtenus lorsque sa valeur est proche de 1.

$$\text{ESM} = \frac{1}{n} \frac{\sum_{i=1}^n [Z^*(x_i) - Z(x_i)]^2}{\sigma(x_i)} \quad (\text{IV.45})$$

- **La racine de l'erreur standardisée quadratique moyenne (RESQM)** : on aura une sous-estimation si sa valeur est inférieure à 1, et dans le cas contraire une surestimation (Bradai, 2006). Elle est calculée par la formule suivante :

$$\text{RESQM} = \frac{1}{n} \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n [Z^*(x_i) - Z(x_i)]^2}{\sigma(x_i)}} \quad (\text{IV.46})$$

IV.12.1.3. Variogramme d'Ajustement

Le variogramme d'ajustement des précipitations au model théorique est présenté dans la figure IV.23. Il s'agit d'un variogramme à model Sphérique avec un effet de pépite égal à 6 488,7 ; un palier égale à 79 679 et une porté de 169,494 km. La valeur de l'effet de pépite qui représente moins de la moitié de la variance totale calculée traduit une variabilité locale peu importante.

Il est à signaler que ces paramètres d'ajustements du variogramme des précipitations seront pris en considération lors de l'estimation par krigeage ordinaire.

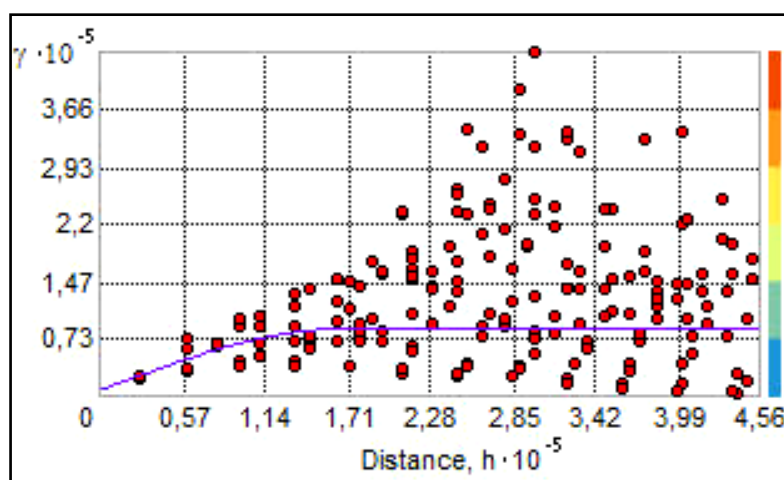


Figure IV.23. Variogramme théorique d'ajustement des précipitations.

Les caractéristiques du variogrammes sont les suivants :

Modèle : Sphérique

Effet de pépite : 6 488,7

Porté : 169,494 km

Palier : 79 679

Direction : 91,9 °

La validation statistique effectuée pour 24 stations montre qu'il y a une sous-estimation d'une façon globale du fait que RESQM est inférieur à 1. L'ESM et l'EM sont différent de zéro avec une bonne approche pour ESM (Tableau IV.1).

Tableau IV.1. Validation statistique de la qualité d'estimation des précipitations par krigeage ordinaire.

Variable	EM	RQEM	ESM	RESQM
P	2,104	146,8	0,4841	0,7147

La variation de l'écart type d'estimation est représentée, par la carte des Ecartypes d'estimation des précipitations par Krigeage Ordinaire (figure IV.24), qui montre une différence importante de couleur entre le Nord et le Sud de notre zone d'étude. L'écartype qui occupe la majeure partie de la carte est représenté par les cinq premiers couleurs, claires, entre 98,92 et 151,67. Les écarts types inférieurs à 151,67 et qui correspondent à une bonne qualité d'estimation sont répartis sur une grande superficie au Nord avec deux extensions à l'Est et l'Ouest de la région d'étude. Les valeurs supérieures à 151,67 relatives aux mauvaises estimations, présentées par des couleurs foncés, sont localisées au Sud-Est et au Sud-Ouest de notre aire d'étude avec une extension vers le Nord au milieu de notre zone d'étude, comme le représente la carte (figue IV.24).

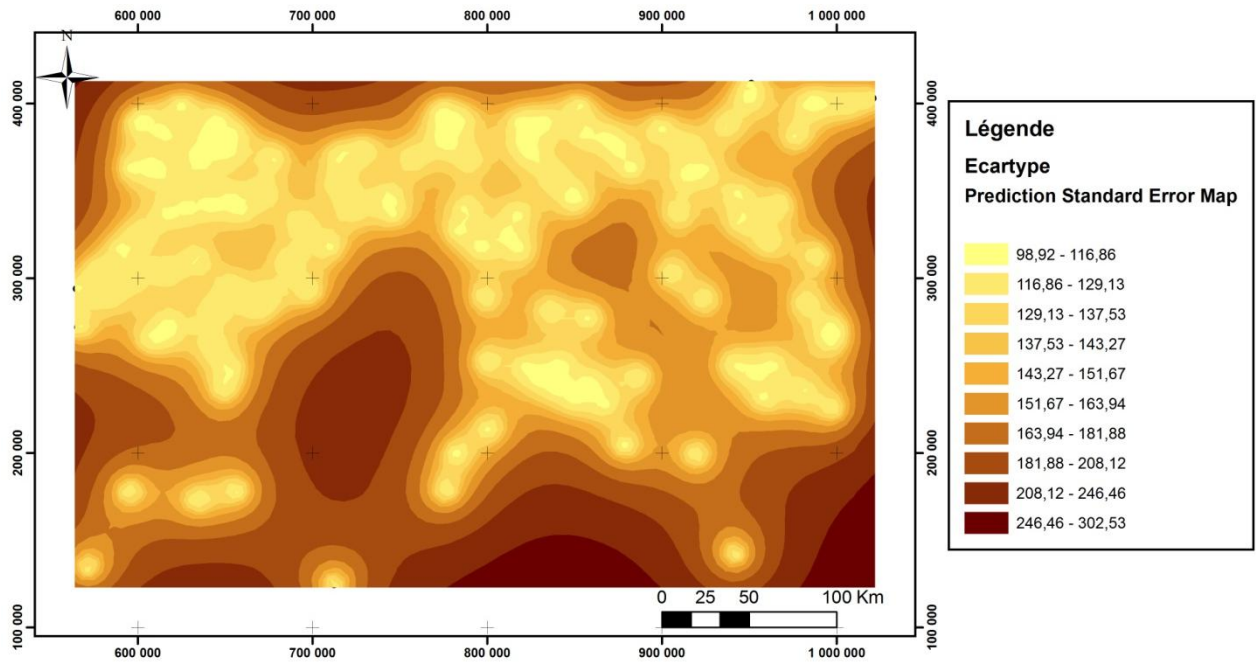


Figure IV.24. Carte des Écartypes d'estimation des précipitations par Krigeage Ordinaire.

Pour bien expliquer la carte des écartypes d'estimation des précipitations par krigeage ordinaire, et pour connaître la relation entre les valeurs estimées et les stations pluviométriques, on va projeter nos stations sur cette dernière ; la carte est présentée dans la figure suivante :

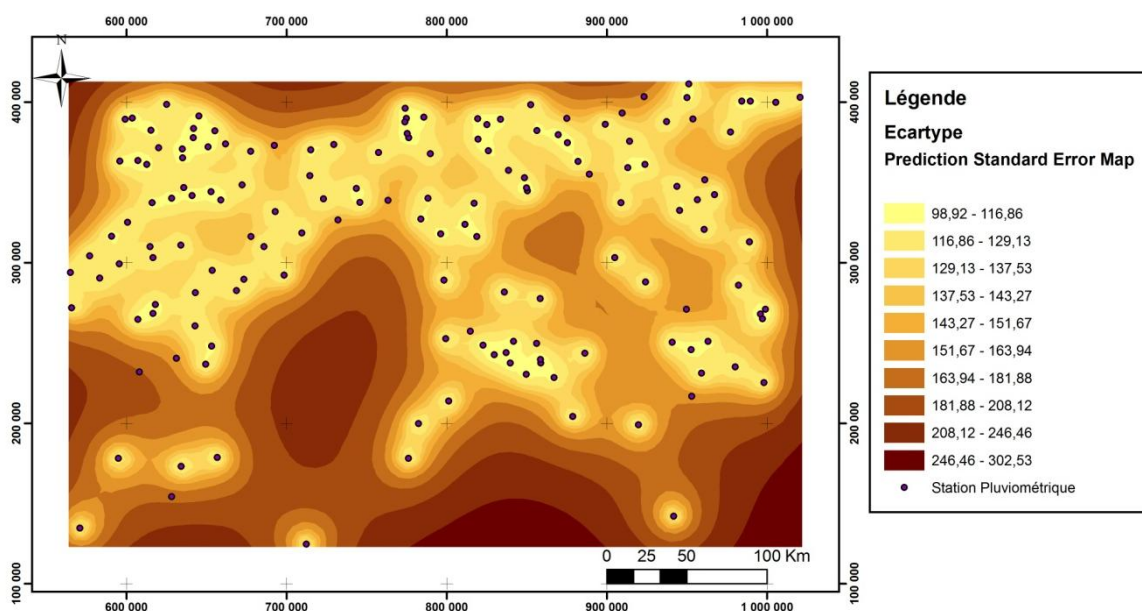


Figure IV.25. Projection des stations sur la carte des écartypes d'estimation des précipitations.

D'après la projection des stations sur la carte des écartypes d'estimation des précipitations avec krigeage ordinaire, on remarque que les zones bien estimées, avec des couleurs claires, contient des stations pluviométriques, donc l'information données par les postes pluviométriques minimise l'erreur entre la valeur réelle et la valeur estimée ; alors que les zones de mauvaises estimations, avec des couleurs denses, expliqué par l'absence des stations pluviométriques ce qui augmente l'erreur d'estimation. Donc les zones à mauvaises estimations nécessitent l'implantation des stations pluviométriques pour couvrir le manque d'information existant dans ces zones.

La carte des précipitations interannuelles de la zone d'étude est présentée dans la figure suivante :

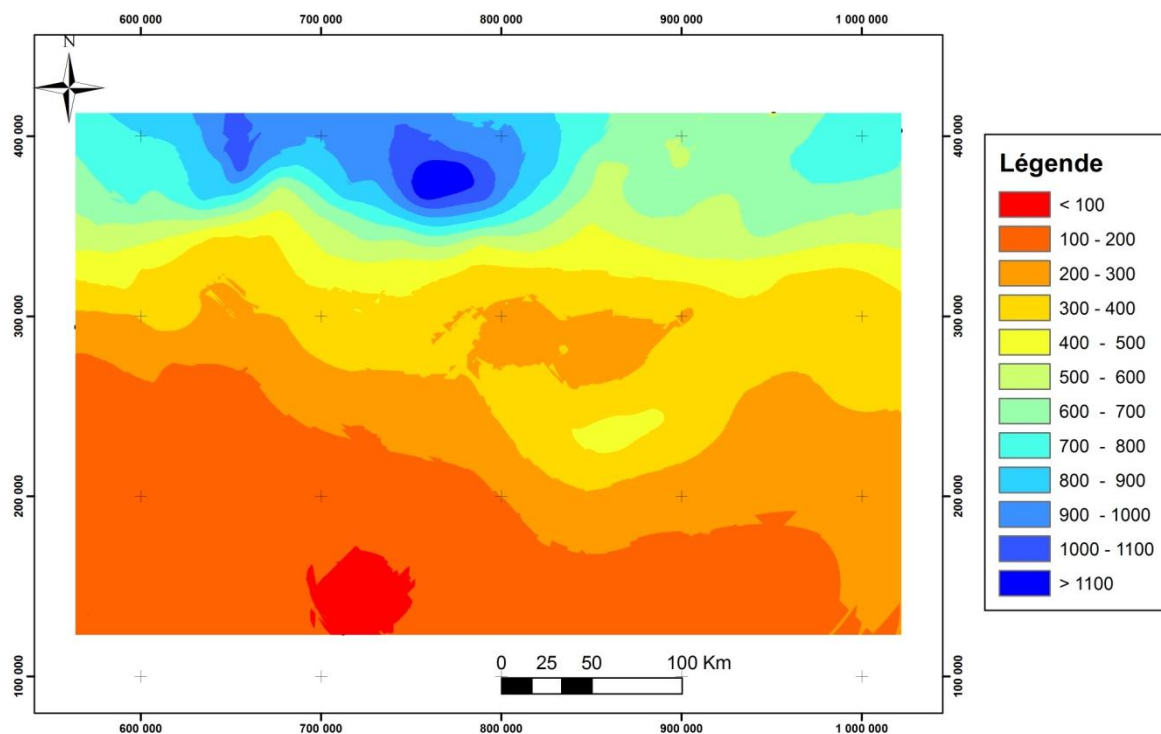


Figure IV.26. Carte des précipitations estimées par Krigeage Ordinaire.

D'après la carte des précipitations estimée par krigeage ordinaire (Figure IV.26), on remarque que le côté Nord est présenté par des couleurs bleues qui signifie de pluviosité importante (600-1100), la zone des steppes présentée par des couleurs jaunes qui signifie une pluviosité moyenne (300-600), et le Sud présenté par des couleurs rouges qui signifie une faible pluviosité (100-300).

La précipitation de côté Nord est de 600 mm se situe à l'extrême Est et Ouest de notre région d'étude et peut atteindre des valeurs supérieures à 1 100 mm d'environ, au centre de la zone

d'étude, comme Jijel qui est connue par ça grande pluviosité qui atteint 1 300 mm d'environ ; donc cette région représente le climat humide. La précipitation diminue dans les hauts plateaux et les steppes et varie entre 300 et 600 mm, donc, cette région représente le climat subhumide, en allant vers le Sud la précipitation continue a diminué pour atteindre des valeurs inférieurs a 100 mm d'environ, et cette région qui représente le climat aride.

Respectons les mêmes étapes procédées pour la précipitation interannuelles, on va traiter les années humides, sèches et on va traiter aussi les précipitations décennales pour réaliser des cartes de précipitations, et les résultats sont les suivants :

IV.12.2. Précipitations des années sèches et humides

Les années sèches et humides de chaque stations sont déterminés par rapport à la moyenne de chaque station, on ne peut pas définir une valeur constante pour toutes les stations à cause de la grande variabilité du régime pluviométrique, par exemple la moyenne de certains stations au Nord peut représenter une valeur extrême pour d'autres stations au Sud.

IV.12.2.1. Analyse statistique descriptive

La précipitation moyenne pour l'ensemble des années sèches dans notre région d'étude est de 389,3 mm, alors que la valeur minimale est de 39,7 mm et la valeur maximale est de 1 028,9 mm. Ces valeurs expriment l'ampleur que prend la précipitation aussi pour les années sèches et la variation du climat existant dans le Nord-Est d'Algérie. Alors que la précipitation moyenne pour l'ensemble des années humides dans notre région d'étude est 628 mm, la valeur minimale est 141,9 mm et la valeur maximale est 1 828,9 mm ; une grande ampleur est marquée aussi pour les années sèches et humides.

Pour le classement du climat des années sèches ou bien humides, on va garder la valeur de 500 mm comme un seuil entre un climat humide et aride. La première classe inférieure à 500 mm, présente le climat aride, comprennent 108 stations, et représente 69,68 % de l'ensemble total des stations disponibles. La classe supérieure à la moyenne qui présente le climat humide, supérieur à 500 mm, comprennent 47 stations soit un pourcentage de 30,32 % de l'ensemble total des stations.

IV.12.2.2. Variogramme d'Ajustement

Les variogrammes d'ajustements des précipitations des années sèches et humides sont présentés dans la figure IV.27. Et les caractéristiques des variogrammes sont montrées dans le tableau IV.2.

Tableau IV.2. Caractéristiques des variogrammes d'ajustement des années sèches et humides.

	Effet de pépite	Palier	Porté	Direction	Modèle
P années sèches	9 381,4	50 575	177 623	91,7	Sphérique
P années humides	17 668	115 840	160 886	274,6	Sphérique

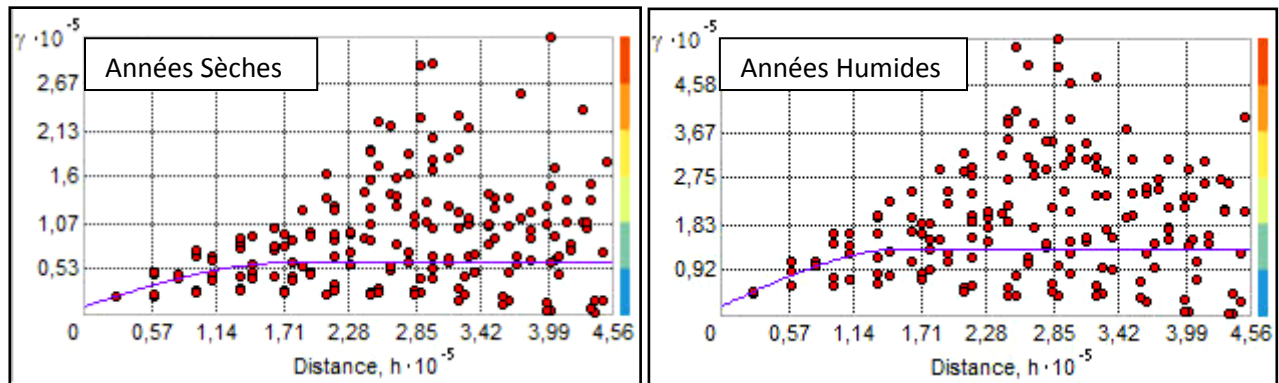


Figure IV.27. Variogrammes d'ajustement des précipitations des années sèches et humides.

Le model d'ajustement du variogramme théorique des précipitations, sèches et humides, est un variogramme type Sphérique avec un effet de pépite égal à 9 381,4 et 17 668 pour les années sèches et humides successivement ; un palier égale à 50 575 pour les années sèches et 115 840 pour les années humides, une porté de 117,623 km et 160,886 km pour les années sèches et humides successivement. La valeur de l'effet de pépite qui représente moins de la moitié de la variance totale calculée traduit une variabilité locale peu importante.

La validation statistique effectuée pour 24 stations montre qu'il y a une sous-estimation d'une façon globale du fait que RESQM est inférieure à 1. L'ESM et l'EM sont différent de zéro avec une meilleure approche pour ESM pour les années sèches et une estimation moyenne pour les années humides, comme le représente le Tableau IV.3.

Tableau IV.3. Validation statistique de la qualité d'estimation des précipitations humides et sèches par krigeage ordinaire.

Variable	EM	RQEM	ESM	RESQM
<i>P années sèches</i>	2,32	93,62	0,8	0,7121
<i>P années humides</i>	2,42	153,7	0,49	0,8448

La carte des précipitations pour les années sèches et humides est présentée dans les figures IV.28 et IV.28 successivement.

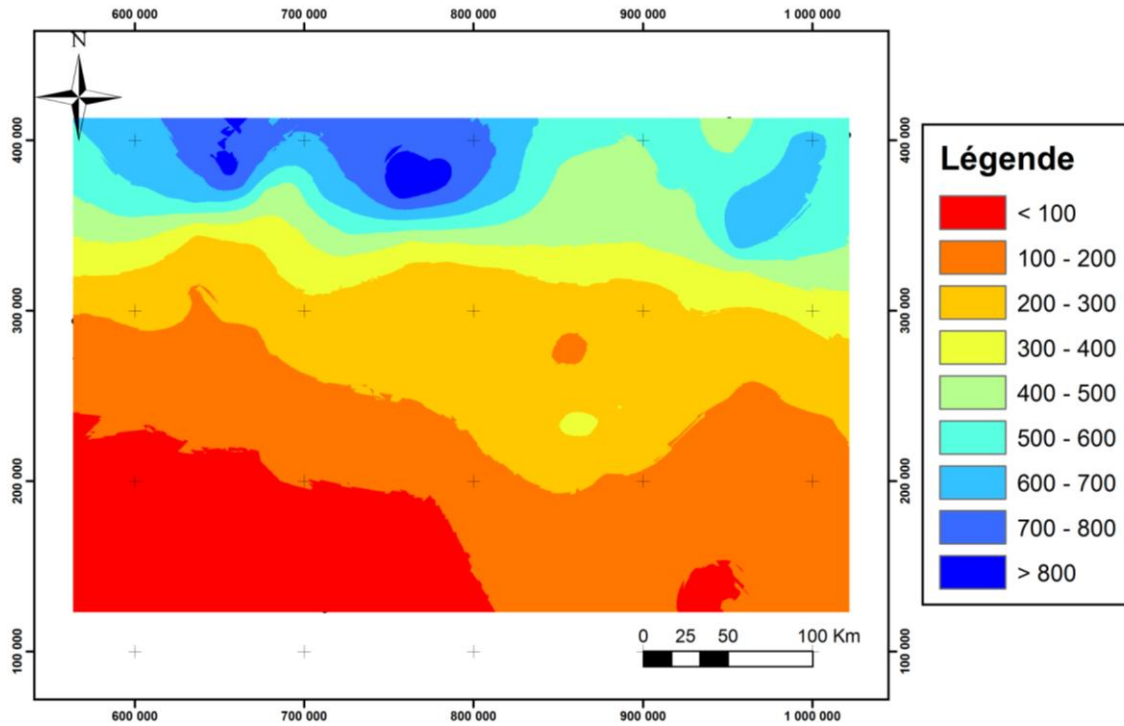


Figure IV.28. Carte des précipitations des années sèches.

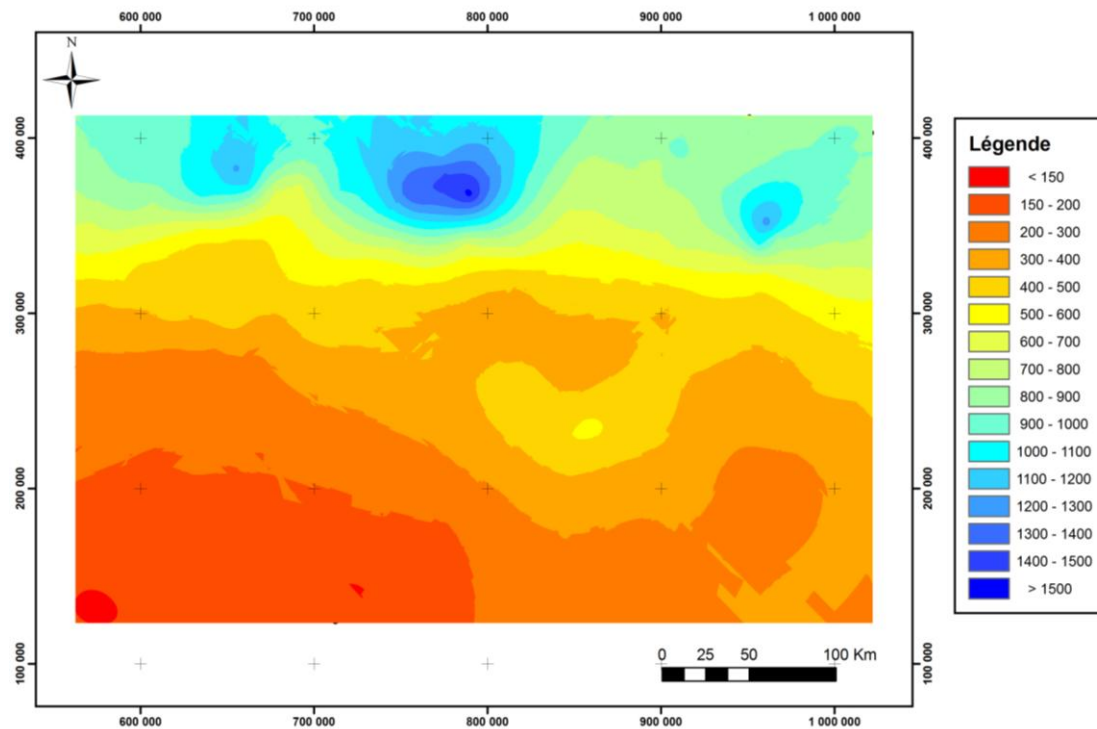


Figure IV.29. Carte des précipitations des années humides.

D'après les cartes pluviométriques des années sèches et humides, il est clair qu'il y a une grande variation du régime pluviométrique et particulièrement entre le Nord et le Sud.

Ces deux cartes représentent la même région, mais on remarque que la valeur maximale pour la carte des années sèches est trop faible par rapport à la valeur maximale des années humides (presque le double). Donc, on constate que l'amplitude entre les précipitations pour les années sèches et humides est très forte pour la même région d'étude.

IV.12.3. Précipitations par décennies

D'après les cartes présentées précédemment on a remarqué qu'il y a une grande variation du régime pluviométrique notamment entre le Nord et le Sud. Pour analyser la variation le long de la période d'étude, on réalisera des cartes par décennies on divise notre période d'étude par quatre décennies de même période d'années (10 ans).

IV.12.3.1. Analyse statistique descriptive

La précipitation moyenne, la précipitation maximale et minimale et les classes des stations selon le climat sont représentés dans le Tableau IV.4.

Tableau IV.4. Tableau récapitulatif de l'analyse statistique des décennies d'étude.

Décennies	moy	max	min	Aride (< 500)		Humide (> 500)	
				Nombre	%	Nombre	%
1970/1979	500,6	1 413,2	59,3	92	59,4	63	40,6
1980/1989	473,2	1 423,4	48,2	91	58,7	64	41,3
1990/1999	477,8	1 679,2	72,7	90	58,1	65	41,9
2000/2009	533,9	1 589,5	74,9	83	53,5	72	46,5

D'après ce tableau, on remarque que la moyenne des précipitations a diminué depuis les années soixante-dix de 500,6 mm pour atteindre 473,2 mm aux années quatre-vingt, puis une petite augmentation pour toucher 477,8 mm aux années quatre-vingt-dix et la grande valeur du régime pluviométrique a été marquée pendant la dernière décennie pour accéder 533,9 mm. Par contre la valeur maximale a été marquée dans la troisième décennie avec 1 679,2 mm de pluviosité et la valeur minimale est 48,2 mm enregistrée dans la deuxième décennie. Pour le nombre des stations classées dans un climat aride avec un seuil de 500 mm, la plus grande valeur est 92 stations pendant la première décennie puis le nombre des stations classées dans un climat aride a diminué à 91, 90 puis 83 stations pour les décennies 1980-1989, 1990-1999, 2000-2009 successivement. Donc d'après ces résultats on constate que la décennie la plus humide est la dernière (2000-2009) et la plus aride est la première (1970-1979).

Les cartes des précipitations des quatre décennies sont représentées dans les figures suivantes :

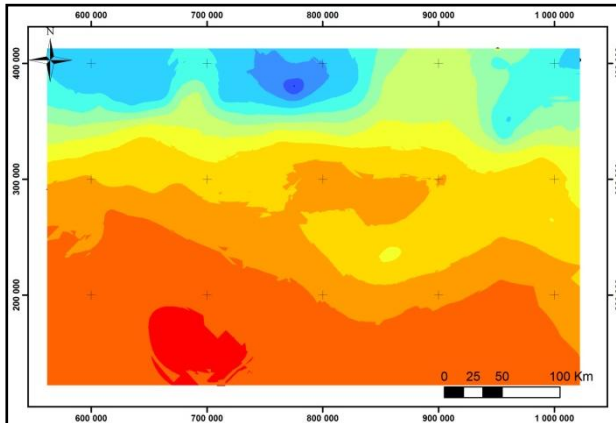


Figure IV.30. Carte des précipitations 1970-1979

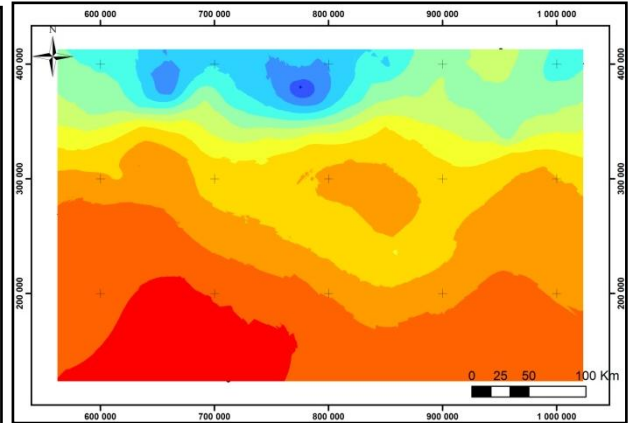


Figure IV.31. Carte des précipitations 1980-1989

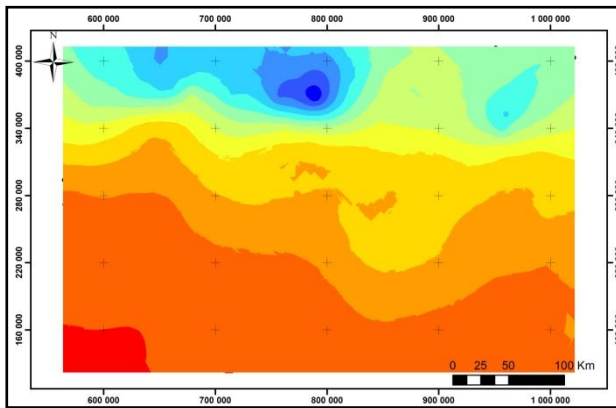


Figure IV.32. Carte des précipitations 1990-1999

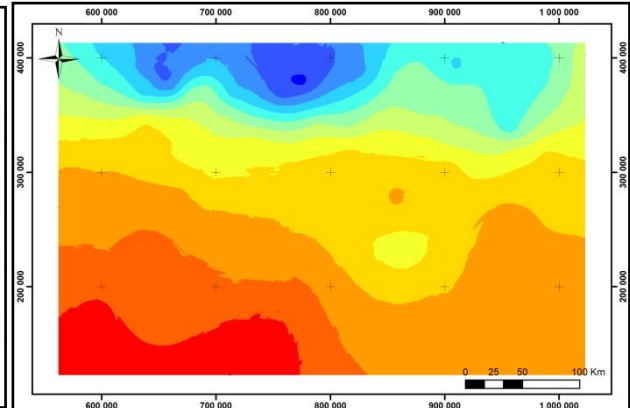
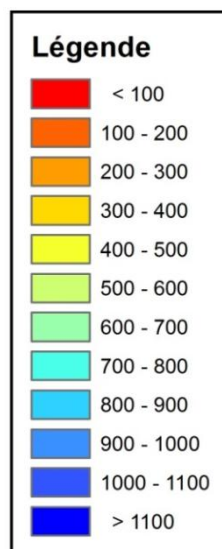


Figure IV.33. Carte des précipitations 2000-2010



D'après les cartes pluviométriques par décennies, il est clair qu'il y a une variation du régime pluviométrique qui confirme les résultats de la description statistique. Les zones marquées par leur changement sont le Nord de la région d'étude (au centre), on remarque qu'il y a une couleur bleu ($P > 1100$ mm) plus grand pendant la dernière décennie par rapport aux trois premiers, une augmentation de la pluviosité dans cette région) et le deuxième grand changement est dans le Sud-Est, qui a eu une diminution de la précipitation et une augmentation puis une autre diminution pendant la dernière décennie, présenté par la couleur rouge ($P < 100$ mm). Ainsi que la zone des plateaux qui a connu une faible augmentation pendant les quatre décennies successivement.

IV.13. Estimation par krigeage d'indicatrices

Le krigeage d'indicatrices est utilisé dans le cas d'une variable présentant une variabilité spatiale régionale et locale importante, une loi de distribution qui n'est pas normale et un nombre important de valeurs extrêmes (Douaoui *et al.*, 2007).

Dans le but de bien estimer la variation du régime pluviométrique dans le Nord-Est d'Algérie, le krigeage d'indicatrices est une méthode non paramétrique initiée et appliquée par le journal en 1983. Ce choix est lié aux caractéristiques des variables qui présentent une variabilité spatiale locale et régionale importante, une loi de distribution qui n'est pas normale, en plus d'un nombre élevé de valeurs extrêmes (Bradai, 2006).

Pour l'application du krigeage à fonctions indicatrices, nous avons opté pour l'estimation de la précipitation, qui est un élément important de la détermination de la nature d'un climat donné (notamment dans la région de l'Afrique de Nord et le bassin méditerranéen).

Pour établir une carte de probabilité des précipitations, on va choisir un seuil de précipitation pour classer les zones de fortes et de faible probabilité, pour avoir des précipitations d'un climat humide. Mebarki en 2004 a défini les limites des grands types de bioclimats méditerranéens, au Nord de l'Algérie, et sont données par les intervalles suivants :

- Aride : $P < 150$ mm (12 mois biologiquement sec)
- Subaride : $P < 350$ mm (nombre de mois secs supérieur au nombre de mois humides)
- Semi Aride : $300-350 < P < 500-550$ mm (net déficit hydrique)
- Sub humide : $P > 600$ mm (environ)
- Humide : pluviométrie annuelle P supérieure à 900 mm (forte humidité de l'air)

Donc, la valeur de référence d'un climat humide dans une région méditerranéenne est 500 mm. On va déterminer les fonctions indicatrices des décennies de la période d'étude.

IV.13.1. Variogramme

Les fonctions indicatrices sont déterminées, et les caractéristiques des variogrammes expérimentaux des fonctions indicatrices correspondant sont montées dans le tableau IV.5.

Tableau IV.5. Paramètres d'ajustement des variogrammes expérimentaux des fonctions indicatrices des précipitations décennaux.

Décennie	Effet de pépite	Palier	Porté	Direction	Variance
1970-1979	0,06099	0,20459	153 806	92,7	81 244,6
1980-1989	0,04629	0,22167	150 854	93,2	76 815,2
1990-1999	0,03878	0,23157	151 947	93,4	77 351,3
2000-2009	0,04674	0,23152	162 160	92,8	89 449,5

Les variogrammes expérimentaux des fonctions indicatrices sont présentés dans la Figure IV.34.

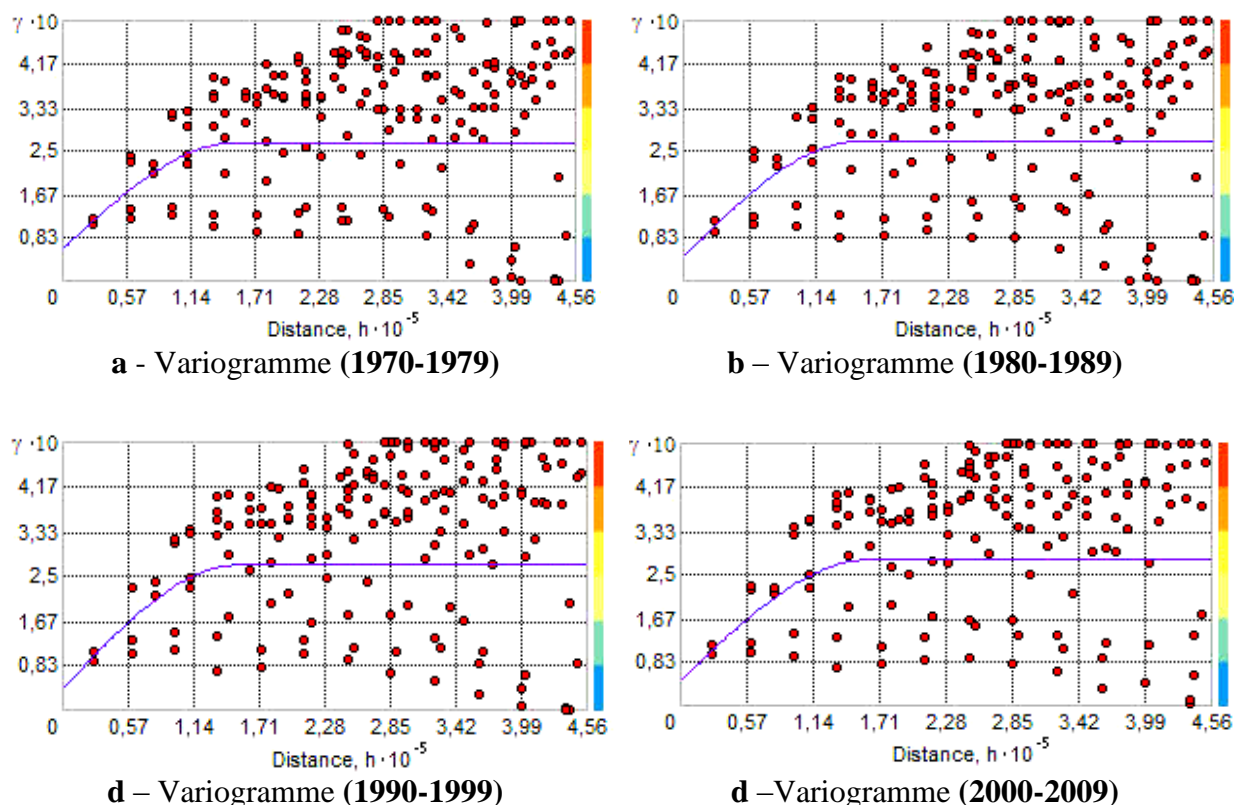


Figure IV.34. Variogrammes expérimentaux des fonctions indicatrices des précipitations décennaux

Selon les variogrammes obtenus, on remarque :

- Un fort effet de pépité est marqué pour la première décennie (1970-1979), la variance est importante par rapport à l'effet de pépité qui indique la présence d'une structure spatiale. Pour cette décennie, une moyenne portée est atteinte par le plus faible palier.
- Un moyen effet de pépité est enregistré pour la deuxième décennie (1980-1989) égal à celle de la quatrième décennie (2000-2009), le palier est atteint pour la plus faible portée.
- Pour la troisième décennie (1990-1999), on a enregistré le plus faible effet de pépité. Une faible portée est atteinte par le plus grand palier.
- Un moyen effet de pépité est enregistré pour cette dernière décennie (2000-2009). Le palier le plus important, égale à celui de la troisième décennie (1999-2000), est touché pour la plus grande portée.

IV.13.2. Estimation spatiale des fonctions indicatrices

Les fourchettes de probabilité retenue pour la présentation des cartes des fonctions indicatrices sont de 0 – 20% (faible), 20 - 40% (faible à moyen), 40 – 60% (assez élevé), 60 – 80% (élevé), 80 – 100% (très élevé) (Figure IV.35).

L'estimation spatiale des fonctions indicatrices pour les quatre décennies des précipitations, montre la probabilité de dépasser le seuil (500 mm) d'un climat humide, (la figure IV.35). Si on admet que le dépassement d'une probabilité de 60% est un seuil significatif ; il apparaît que la majeure partie, environ 80% de la région d'étude, à une probabilité inférieure à 60 % pour obtenir une précipitation de 500 mm, cette partie est située dans le Sud de la région d'étude. Alors que le reste de la région d'étude (environ 20%) à une probabilité supérieure à 60% pour obtenir une précipitation de 500 mm, cette région est située dans l'extrême Nord de la région d'étude. Les probabilités sont distribuées d'une façon ascendante de Sud vers le Nord.

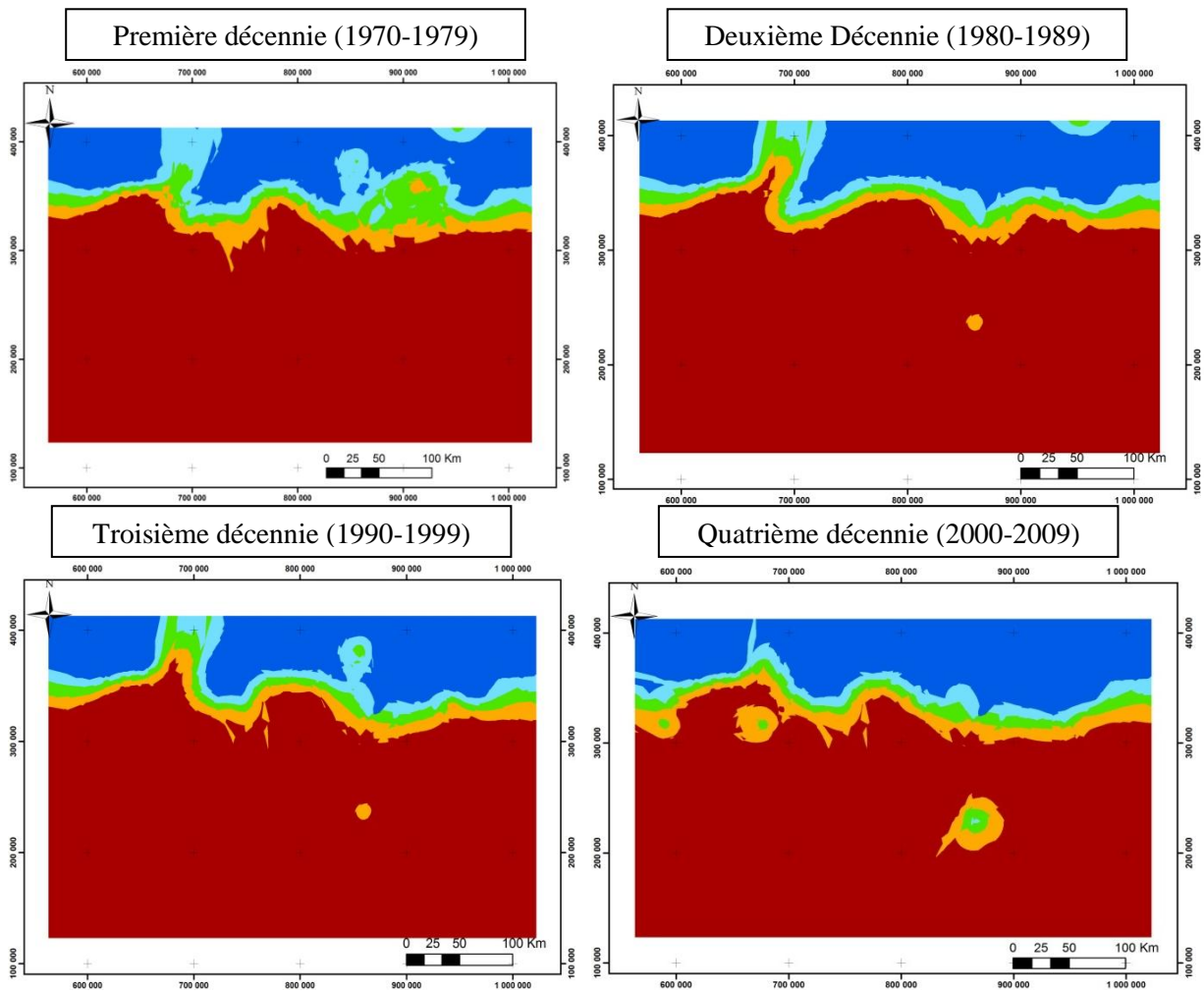
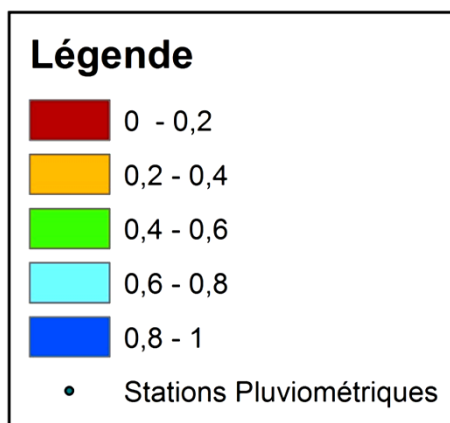


Figure IV.35. Cartes décennaux estimé par krigeage d'indicatrice.



Ces résultats ont été marqués pour les quatre décennies de la période d'étude, avec des petits changements dans la répartition des probabilités entre les décennies ; comme l'apparition d'un point de probabilité entre 20 et 40%, à l'Est de la région d'étude qui a une probabilité inférieure à 20%, pendant la deuxième décennie (1980-1989) et pendant cette dernière, on a remarqué aussi l'augmentation de l'aire de la probabilité 40-60% vers le Nord dans le Nord-Ouest de la région d'étude avec une diminution de cette dernière au côté Est. Entre la deuxième (1980-1989) et la troisième décennie (1990-1999), les changements ne sont pas vraiment remarquables. Pour la quatrième décennie (2000-2009), on remarque l'augmentation de la probabilité entre 80% et 100%, pour avoir une précipitation de 500 mm dans toute le Nord de la région d'étude, sans aucune rupture par rapport à la troisième décennie (1990-1999), avec l'augmentation de la taille du point de probabilité entre 20-40%, dans la région de 20-40% de probabilité avec l'apparition d'un autre point au milieu ce dernier avec une probabilité entre 40 et 60%.

Donc, on remarque que la majeure partie de la région d'étude a une probabilité inférieure à 20%, c'est-à-dire que le climat aride c'est le plus dominant dans notre région alors que la deuxième probabilité dominante, est entre 80-100% qui représente le climat humide. Alors que le reste de la surface est divisé entre les trois autres probabilités, de 20 à 40 %, de 40 à 60% et de 60 à 80%, ces derniers représentent un climat de transition entre le climat Humide et le climat Aride, c'est le climat semi-aride.

Selon ces pourcentages, on peut définir des étages bioclimatiques, par exemple pour la probabilité inférieure à 20%, c'est-à-dire que cette zone a 20% de 500 mm de précipitation totale et ce pourcentage représente 100 mm de précipitation environ. Donc :

0-20% représente : $P < 100$ mm

20-80% représente : $100 \text{ mm} < P < 400$ mm

80-100% représente : $P > 400$ mm

IV.14. Conclusion

L'étude géostatistique des précipitations a été faite pour établir des cartes de précipitations par krigeage ordinaire pour les pluies annuelles, sèches, humides et décennales et des cartes de probabilités par le krigeage indicatrices.

Les cartes des pluies annuelles que nous proposons (sèche, humide ou décennal) sont des cartes "provisoires". Elle nous paraît la meilleure car elle tient compte de toute l'information disponible sur un intervalle de temps limité et dans un espace bien déterminé, car l'élimination des stations limitrophe de la zone d'étude et notamment le manque d'information à l'intérieur de la zone d'étude soit pour :

- La disponibilité des stations au niveau de l'ANRH, absence sur le terrain, réseau des stations pluviométriques ne couvre pas toute la région d'étude.
- Accessibilité difficile des stations au niveau de certaines antennes de l'ANRH pour des raisons inconnues.
- Ou bien à cause de la qualité des informations qui reste incertain et contient beaucoup de lacunes, particulièrement dans le Sud.

Donc, il est nécessaire d'installer des nouvelles stations dans les zones à faible couverture de réseau des stations pluviométriques, pour couvrir toutes les régions et aussi l'augmentation de la durée d'observation.

CONCLUSION GENERALE

Conclusion Générale

L'Algérie orientale représente la région la plus arrosée du pays et détient, de ce fait la part la plus importante des ressources en eau de surface. Elle s'oppose nettement à l'Algérie occidentale où la semi-aridité est dominante.

La valorisation de l'information disponible et la mise en œuvre d'outils performants à cette fin, représentent une contribution non négligeable à la connaissance des états du cycle hydrologique et des ressources en eau, de nature très aléatoire en domaine méditerranéen.

Dans la présente étude, les lacunes d'observation sur une période de 40 ans menées sur 155 stations ont été comblées mois par mois. Ceci est largement suffisant pour des études exhaustives des pluies en Algérie nord-orientale. Le calcul a été très laborieux, car il s'agit de 97% des stations dont chacune présente des données manquantes. La fréquence des lacunes est à un taux élevé puisqu'elle oscille autour de 38% des totaux enregistrés.

L'application de l'ACP aux données annuelles des séries pluviométriques ainsi corrigées ressort trois composantes principales (CP) importantes, expliquant plus de 94 % de la variance totale. La variabilité des précipitations s'avère dépendante de la latitude (ou bien la distance par rapport à la mer), de la longitude et de l'altitude. Les résultats ont permis de déduire un zonage selon la situation géographique ; Zone côtière (humide), steppes (moyennement pluvieuse ou bien subaride) et zone de Sud (aride). En conséquence, la pluviométrie est plus importante à l'extrême Est par rapport à l'Ouest de la région d'étude.

Pour l'analyse temporelle des données pluviométriques, notre choix a porté sur 23 stations pluviométriques détenant des séries d'observations de 1970 à 2010 et qui couvrent uniformément la région l'étude. Les résultats ont montré que le régime pluviométrique a subi une augmentation, dans la plus part des stations au cours de la dernière décennie à partir de 2001.

A l'aide des techniques d'analyse quantitative de données, de géostatistique et de cartographie automatique, on dispose aujourd'hui d'une série de grilles d'informations pluviométriques. Les données d'observation ponctuelles (les mesures aux stations) sont interpolées aux domaines spatiaux, pour lesquels les modèles sont représentatifs à l'échelle de l'année moyenne, d'une année particulière et d'un mois d'une année donnée. Pour ce faire, il était nécessaire d'effectuer, au préalable, un long travail de mise en forme et d'homogénéisation des séries d'observation.

L'étude de la variabilité spatio-temporelle des précipitations est indispensable pour l'aménagement et la planification régionale des ressources en eau. Sur le plan opérationnel, les résultats proposés permettent d'orienter les études en vue d'une estimation plus réaliste des ressources hydrauliques et donc d'un dimensionnement plus adéquat des aménagements hydrauliques.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Agence internationale de l'énergie atomique (AIEA)., (2008).** Isotopes de l'environnement dans le cycle hydrologique. Collection cours de formation N° 32/F. Vienne (Autriche). 613 p.
- Ambroise, Bruno., (1998).** Du Cycle de l'eau dans un bassin versant -Processus, Facteurs, Modèles-. Editions *H*G*A*, Bucares. 200 p.
- Aurélien, CLAUDE., (2011),** Evolution vers un système hydrométéorologique intégré pour la prévision des crues de l'Isère à Moûtiers : prise en compte des aménagements hydroélectriques. Thèse de doctorat. L'université de Grenoble. 575 p.
- Baillargeon, S. (2005).** Le krigeage: Revue de la Théorie et Application à l'Interpolation Spatiale de Données de Précipitations. Mémoire de Maitre des Sciences. Faculté des Etudes Supérieures de l'Université Laval. 128 p.
- Ballah, A. (2014).** Etude de l'écoulement liquide et solide dans le bassin versant de l'Oued Sébaou (wilaya de Tizi-Ouzou). Mémoire de magistère. U.H.B Chlef. 206-p.
- Beudet, G. Marre, A. (1988).** Géomorphologie du Tell oriental algérien. In: Méditerranée, Troisième série, Tome 63. 68-70p.
- Bechler, A. (2012).** Simulations Conditionnelles de Processus Max-stables : Applications. Thèse encadrée par Liliane Bel (INRA) et Mathieu Vrac (LSCE). Séminaire Roche Brune. 26 p.
- BENLABIOD Denidina., (2013).** Etude de la sécheresse climatique dans les Steppes sud oranaises et Algéroises « approche statistique et cartographie automatique ». Mémoire de Magistère. Spécialité : Climat-Environnement et Développement Durable. Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumedienne. 201 p.
- BIANCAMARIA, Sylvain., (2009).** Etude du cycle hydrologique des régions boréales et apport de l'altimétrie à large fauchée. Thèse doctorat de l'université de Toulouse., hydrologie. 209 p.
- Bobee, Bernard., (1978).** Éléments de statistiques. Professeur à l'INRS-Eau Université du Québec. Polycopie de cours, Ecole des Mines de Paris. 159 p.
- Boucefiane A. (2006).** Cartographie des précipitations du bassin Hydrographique Chélif-Zahrez. Mémoire de Magistère. Centre universitaire de Khemis-Miliana. 97p.
- Bradai A. (2006).** Evaluation de la qualité des eaux souterraines de la plaine du Moyen Chélif Occidental; Application de la géostatistique. Mem. Magist. Centre universitaire de Khemis Miliana (Algérie). 120p.
- Chantal de Fouquet, (2006).** La modélisation géostatistique des milieux Anthropisés. Mémoire des Sciences de la Terre N° 2006-13. Académie De Paris Université Pierre Et Marie Curie, 96 p.

- CHAUMONT M., (1968)**, Les influences des régimes climatiques en France, en Espagne et en Afrique du Nord et leurs conséquences hydrologiques, Thèse de doctorat d'état, Faculté des Sciences de Paris, 174 p.
- CHOISNEL, E. (1992)**. Le calcul du bilan hydrique du sol: options de modélisation et niveaux de complexité. *Science du Sol* : 30. 15-31p.
- COTE M., (1996d)**, Eau, environnement et développement au Maghreb, *Annuaire de l'Afrique du Nord*, tome 35, CNRS Editions, pp. 104-114.
- Delhomme, J-P., (1976)**. Application à la Théorie des Variables Régionalisées dans les Sciences de l'Eau. Thèse de Doctorat. Université Pierre et Marie Curie. 160 p.
- Despaigne, Wilfried., (2006)**. « Méthodes géostatistique pour l'interpolation et la modélisation en 2D/3D des données spatiales ». Rapport de stage (Master 2). Université de Bretagne Sud. 68 p.
- Deverly, F. (1984)** Echantillonnage et géostatistique. Thèse de Doctorat à l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris-France. 129 p.
- Douaoui A., Bradai A. et Bettaher N. (2007)**. Application du krigeage d'indicateurs dans la cartographie de la salinité des eaux souterraines du Moyen-Chliff. *Revue Sciences Technologies et Développement*. n°1 (2007). 3-15.
- Duband. D., (1982)**. Hydrologie Statistique Approfondie. Institut National Polytechnique de Grenoble. Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique de Grenoble. 276 p.
- Ellouze, M., Azri, C., Abida, H. (2009)**. Spatial variability of monthly and annual rainfall data over Southern Tunisia. *Atmospheric Research* 93. 8 p.
- Emery, X., (2001)**. Géostatistique linéaire. Ecole des Mines de Paris, Centre de Géostatistique France. 405 p.
- Chantal de Fouquet., (2006)**. La modélisation géostatistique des milieux Anthropisés. Université Pierre Et Marie Curie. Mémoire des Sciences de la Terre. 96 p.
- Gomez-Hernandez J, GARCIA M. (1998)**. M. GARCIA Analyse bibliographique des méthodes géostatistiques adaptées à la caractérisation des aquifères. Rapport Final. ANDRA - DS/HG. 245 p.
- GreenFact. (2007)**. Consensus Scientifique sur le Changement Climatique, Mise à jour 2007. 18 p.
- Gutierrez Lopez, M.A., (2003)**. Modélisation stochastique des régimes pluviométriques à l'échelle régionale pour la prévision des crues au Nord-Mexique. Thèse doctorat. L'institut National Polytechnique de Grenoble. 197 p.

- Hadef, Redjem., Hadef, Azzeddine., (2000).** Déficit d'eau en Algérie: une situation alarmante. Desalination 137. pp 215-218.
- Inegliz Souhila., (2002).** Contribution à l'étude de la répartition Spatiale des précipitations dans la région centre de l'Algérie du nord. Ecole nationale supérieure de l'hydraulique (Blida). Mémoire de magister en Aménagement Hydraulique. 110 p.
- LABORDE, J.P. (2009).** Éléments D'hydrologie De Surface. Ecole Polytechnique De L'université De Nice - SOPHIA ANTIPOLIS. 202 p.
- Linsley, Jr., Kohler, Max A., Paulhus. Joseph L.h. 1982.** Hydrology for Engineers/ Third Edition. McGraw-Hill series in water resources and environmental engineering, Inc. 487 p.
- MAHARES. P. & al., (1991) :** Analyse en composantes principales des précipitations en Albanie, publications de *l'Association Internationale de Climatologie. (A.I.C).* Vol.4. pp. 155-161.
- Marc Morell,** Acquisition et Constitution d'une Information Hydrologique De Base. Editions *H*G*A, Bucarest. 203p.
- MARRE A., (1992),** Le Tell oriental algérien : de Collo à la frontière tunisienne. Etude géomorphologique. O.P.U., Alger, Vol 1 et 2, 624 p.
- Matheron, G. (1962).** Les principes de la géostatistique, Paris-France. 26 p.
- Matheron, G., (1968).** Résumé de la théorie des variables régionalisées, Ecole des Mines de Paris, Centre de Morphologie Mathématique FONTAINEBLEAU. 70 p.
- MEBARKI A., (1982),** Le bassin du Kébir-Rhumel (Algérie). Hydrologie de surface et aménagement des ressources en eau, thèse doctorat de 3 è cycle, Université de Nancy II, 304 p. (Edition : MEBARKI A., 1984, Ressources en eau et aménagement en Algérie. Le bassin du Kébir-Rhumel, Office des Publications Universitaires, Alger, 302 p.
- MEBARKI Azzeddine., (2005).** Hydrologie des bassins de l'Est algérien : ressources en eau, aménagement et environnement. Thèse Doctorat, option : hydrologie. Université Salah-Mentouri de Constantine. 360 p.
- Meddi, H., Meddi, M., (2009).** Variabilité des précipitations annuelles du Nord-Ouest de l'Algérie. Sécheresse 20 (1). 9 p.
- MEDDOUR, R. (2010).** Bioclimatologie, Phytogéographie et phytosociologie en Algérie exemple des groupements forestiers et préforestiers de la Kabylie Djurdjuréenne. Thèse doctorat. pp-461.
- Medjerab, A., Henia, L., (2005).** Régionalisation des pluies annuelles dans l'Algérie nord-occidentale. Revue Géographique de l'Est. Climat, sécheresse et canicule. Vol. 45/2. 12 p.

- Medjerab, A., (2005).** Etude pluviométrique de l'Algérie Nord-Occidentale, approche statistique et cartographie automatique. Thèse de Doctorat d'Etat. Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene. FSTGAT. 765 p.
- Michalet R., (1994).** Une quantification de la continentalité relative en climat méditerranéen : application du système de Gams (1932) au Maroc septentrional. *Rev. Valdotaine Hist. Nat.*, suppl. au n° 48, 237-245.
- Olivier PUJOL., (2006).** Étude microphysique des nuages et des précipitations par radar POLARIMETRIQUE et simulation numérique. Influence du milieu de propagation sur la mesure de la réflectivité. Thèse de doctorat, DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ TOULOUSE III - PAUL SABATIER. pp-192.
- Organisation météorologique mondiale (OMM), (2007).** Bilan 2007 des changements climatiques : Rapport de synthèse. pp-114.
- Paturel, J. E., Servat, E., Kouame, B., Boyer, J. F., (1994).** Procédures d'identification de « ruptures » dans des séries chronologiques - modification du régime pluviométrique en Afrique de l'Ouest non sahélienne. *L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement* (Actes de la conférence de Paris, mai 19. IAHS Publ. no. 238. 12 p.
- PUGET, Jean-Loup., BLANCHET, René., SALENÇON, Jean., CARPENTIER, Alain., (2010).** Le changement climatique. Académie des sciences. Synthèse des interventions et discussions prononcées lors du débat sur le climat. pp-21.
- Réméniéras Gaston., (1999).** L'hydrologie de l'ingénieur. Editions Eyrolles. pp-449.
- Roux, C. (1996).** Analyse des précipitations en hydrologie urbaine. Exemple de la Seine-Saint-Denis. Mémoire présenté pour l'obtention du titre de Docteur de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées. 290p.
- SAHLI M., (1998),** Evolution des climats et des couverts végétaux sur les monts de l'Aurès-Bellezma (Algérie), *Rhumel* n°6, pp. 73-82.
- SAIDI, Hayet., (2011).** Impact des changements climatiques sur le régime des cours d'eau : cas de l'Oued Mina (W. Relizane). Mémoire de magister. Option : Génie de l'eau. Ecole Nationale Supérieure de l'hydraulique Arbaoui Abdellah. pp-141.
- Sebbar, A., Badri, W., Fougrach, H., Hsaine, M., Saloui, A., (2011).** Etude de la variabilité du régime pluviométrique au Maroc septentrional (1935-2004). *Sécheresse* 22 : 139-48. doi : 10.1684/sec.2011.0313.
- Senoussi, S., Agoumi, A., Yacoubi, M., Fakhraddine, A., Sayout, E.H., Mokssit, A., Chikri, N., (1999).** Changements climatiques et ressources en eau Bassin versant de l'Ouergha (Maroc). *Hydroécol Appl* (11). pp 163-182.

Siew-Yan-Yu, T.O., Rousselle, J., Jacques, G., Nguyen, V.-T.-V. (1998). Régionalisation du régime des précipitations dans la région des Bois-francs et de l'Estrie par l'analyse en composantes principales. © 1998 NRC Canada. Can. J. Civ. Eng. 25. 9p.

Tillé, Yves., (2010). Résumé du Cours de Statistique Descriptive.

Traboulsi, M.M., (2010). La pluviométrie moyenne annuelle au Liban. Lebanese Science Journal. Vol. 11, No : 2. 15p.

TRICART J., (1968), Méthode de cartographie au 1/1 000 000 du contexte hydrologique élaborée au Centre de géographie appliquée de Strasbourg, Mélanges M. Pardé, Gap, pp. 671- 682.

VILA J.M., (1980), La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins Algéro-Tunisiens, Thèse doctorat d'état des Sciences, Université de Paris VI, 2 tomes, 586 p.

Vincent, R., Grzebyk, Wackernagel, H., Lajaunie, C., (1999). Application de la géostatistique à l'hygiène industrielle. INRS, Cahiers de notes documentaires - Hygiène et sécurité du travail. pp-10.

WILDI W., (1983). La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène, Revue de géologie dynamique et de géographie physique, Paris, Masson, vol. 24, 3, pp. 201-297.

(Environnement Canada) : www.ec.gc.ca/eau-water