

الشعبية الديمقراطية الجزائرية الجمهورية
REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
العلمي البحث و العالي التعليم وزارة
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA
RECHERCHE SCIENTIFIQUE

Université Mohamed Khider Biskra

Faculté des Sciences Exactes et Sciences de la Nature et de la Vie
Département des sciences agronomiques



N° d'orde :.....

Série :.....

THESE
EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME DE DOCTORAT
EN SCIENCES AGRONOMIQUES

PAR : AOUIDANE Laiche

THEME

**Origines de la salinisation des eaux et des sols d'une zone à
climat semi-aride : Cas de Remila (W. Khenchela)**

Soutenue bibliquement le : 08/11/2017

Devant le jury :

M. BARKAT Djamel	Pro. Président	Université Biskra
M. BELHAMRA Mohamed	Pro. Directeur de Thèse	Université Biskra
M. CHEBBAH Mohamed	Pro. Examineur	Centre Universitaire Mila
M. SAKAA Bachir	MRA Examineur	CRSTRA Biskra
Mme. BOUCHEHAM Nora	MRA Examinatrice	CRSTRA Biskra

Résumé

La plaine de Remila couvre 250 km² dans une cuvette synclinale à remplissage Mio-Plio-Quaternaire où la nappe du Plio-Quaternaire constitue la principale source d'approvisionnement en eau potable et l'irrigation agricole.

Un total de 86 échantillons d'eau des forages et 200 échantillons du sol ont été prélevés durant deux campagnes ; basses eaux 2013 et hautes eaux 2014, dans le cadre d'analyser les éléments majeurs, mineurs, des isotopes stables (¹⁸O, ²H) et granulométrie.

Les résultats d'analyse de nos eaux ont été traités par deux méthodes : classique avec une interprétation géochimique des données brutes et une deuxième méthode ; analyse compositionnelle des données (Compositional Data Analysis). Les deux méthodes induites que l'aquifère est contrôlé par différents processus géochimiques : (I) la dissolution des roches évaporitiques (II) réaction d'échange et échange inverse des cations (III) la dissolution congruente des carbonates, et (VI) la partie nord-est de la région est semis sous l'intrusion saline des eaux de Sabkha. Les résultats isotopiques de ¹⁸O et le deutérium, indiquent un recharge ment de la nappe par des pluies évaporées proviennent de versant nord d'Aurès.

Les sols de la région présentent un pH proche de neutralité avec une structure argileuse lourde, tandis que la matière organique signale des taux très faibles. La salinité du sol montre une augmentation après une activité agricole et en profondeur, cela confirme l'effet de l'activité agricole et le phénomène de migration et accumulation des sels en profondeur. La linéarité la plus élevée a été observée dans le SO₄²⁻ pour les anions et dans le Ca²⁺ pour les cations vis-à-vis la CE, cela est confirmé par les analyses statistiques (ACP et MC). Du point de vue de l'étude géostatistique, on divise nos paramètres en trois catégories, paramètres ont une forte dépendance spatiale influencée par des facteurs structurels ou naturels, des paramètres ont une dépendance spatiale modérée influencée par des effets combinés des facteurs structurels et stochastiques (irrigation, fertilisation, etc.), et des paramètres ont une dépendance spatiale faible influencée par l'activité anthropique.

Mots-clés : Salinisation, Remila, isotopes, analyse compositionnelle, intrusion, semi-aride.

Origin water and soil salinization in a semi-arid zone: Case of Remila (W. Khenchela).

Abstract

The Remila plain covers 250 km² in a Mio-Plio-Quaternary synclinal basin where the Plio-Quaternary water table is the main source of drinking water supply and agricultural irrigation.

A total of 86 water samples from boreholes and 200 soil samples were collected during two campaigns; Low water 2013 and High water 2014, in the framework of analyzing the major elements, minor, stable isotopes (¹⁸O, ²H) and the particle size.

The results of the analysis of our waters were treated by two methods: classical with a geochemical interpretation of the raw data and a second method; Compositional Data Analysis (CoDA). The two methods induced that the aquifer is controlled by different geochemical processes: (I) dissolution of evaporite rocks (II) exchange reaction and inverse exchange of cations (III) congruent dissolution of carbonates, and (VI) the northeastern part of the region is sown under saline intrusion of Waters of Sabkha. The isotopic results of the ¹⁸O and deuterium indicate a recharge of the groundwater by evaporated rains from the north slope of Aures.

The soils of the study area have a pH close to neutral with heavy clay structure, while organic matter reports very low levels. Soil salinity shows an increase after an agricultural activity and in depth, this confirms the effect of agricultural activity and the phenomenon of migration and accumulation of salts in depth. The highest linearity was observed in the SO₄²⁻ for anions and in the Ca²⁺ for the cations with respect to the EC, this is confirmed by the statistical analyzes (ACP and MC). From a geostatistical study point of view, we divide our parameters into three categories, parameters have a strong spatial dependence influenced by structural or natural factors, parameters have a moderate spatial dependence influenced by the combined effects of structural and stochastic factors (irrigation, fertilization, etc.), and parameters have low spatial dependence influenced by anthropogenic activities.

Keywords: Salinity, Remila, isotopes, compositional data analysis, intrusion, semi-arid.

ملخص

سهل الرميثة يغطي مساحة قدرها 250 كم², و هو حوض مملوء بترسبات تكونت في العصر الحديث كوترنار حيث أن المياه الجوفية هي المصدر الرئيسي للري الزراعي و كذا لتمويل المناطق العمرانية بالمياه الشروب

. فيما مجموعه 86 عينة من مياه الآبار و 200 عينة من التربة تم أخذه في موسمين بعد موسم الجفاف 2013 بعد موسم الأمطار 2014, وذلك في سياق القيام بتحليل للعناصر الأساسية, العناصر الثانوية, النظائر المشعة و كذا حجم الحبيبات المكونة للتربة.

تم معالجة معطيات تحاليل مياه المنطقة بطريقتين : الطريقة التقليدية و ذلك بتفسير الجيوكيميائية للبيانات الخام أم الطريقة الثانية فهي التحليل التركيبي للبيانات. كِلتا الطريقتين اثبت إن المياه الجوفية تخضع لعدة عمليات جيوكيميائية: (1) تحلل الصخور الملحية, (2) تفاعلات التبادل الأيونات الموجبة (3) التحلل المنسجمة للكربونات (الكالسيو الدولوميت) مقترنا مع تحلل الجبس و ترسب الكالسييت, (4) بعض العينات تتميز باختزال الكبريتات في ظروف اللاهوائية (5) مياه المنطقة الشمالية الشرقية تعرف تلوث وذلك بتسرب المياه المالحة للسبخة: أم بنسبة لنتائج التحاليل النظائر للمياه الجوفية فهي ذات قيم جد منخفضة، وهذا يعني أن الأحواض الجوفية يتم تعبأتها بمياه تعرضت لدرجة حرارة جد عالية أثناء التساقط وهي تأتي من المنحدر الشمالي لأوراس.

أم نتائج تحاليل التربة في المنطقة أثبتت أن لديها درجة الحموضة تقارب التعادل وذات بنية طينية ثقيلة، في حين تتواجد المادة العضوية بمستويات منخفضة جدا. وتبين أن ملوحة التربة تزداد بعد النشاط الزراعي وكذلك نزولا مع العمق، وهذا إنما يؤكد تأثير النشاط الزراعي وكذا ظاهرة الهجرة وتراكم الأملاح في العمق. وقد لوحظ بعد تحليل البيانات أن أعلى خطية بين العناصر المكونة للملوحة شوهدت عند عنصري الكبريتات والكالسيوم، هذا ما يؤكد التحليل الإحصائي. بالاعتماد على الدراسة الجيوإحصائية فإننا نستطيع تقسيم العناصر إلى ثلاث فئات، العناصر التي لديها تبعية مكانية قوي فهي حتما تتأثر بعوامل هيكلية أو الطبيعية، والعناصر التي لديها تبعية مكانية متوسطة فهي حتما تحت تأثير مشترك للعوامل الهيكلية الطبيعية وكذا النشاط الزراعي في المنطقة، العناصر التي لها تبعية مكانية ضعيفة أو معدومة هي حتما تحت تأثير العوامل البشرية (الري والتسميد وما إلى ذلك).

الكلمات الدلالية : الملوحة, الرميثة, النظائر, تحليل تركيبي, التسلل, شبه قاحلة.

Remerciements

La réalisation de ce manuscrit a été rendue possible grâce au Dieu « Allah » et au concours de plusieurs personnes à qui je voudrais témoigner ma profonde gratitude. Je voudrais tout d'abord adresser ma profonde gratitude à mon directeur de Thèse. En acceptant de diriger mon travail, Monsieur le Professeur Mohamed BELHAMRA s'est exposé à de très nombreuses sollicitations et questions. Je tiens à le remercier à titre exceptionnel pour son soutien scientifique irremplaçable et pour la confiance dont il a fait preuve à mon égard en me laissant la liberté nécessaire à l'accomplissement de mes travaux, tout en y gardant un œil critique et avisé.

Je remercie également M. Lotfi KHLARI, Professeur à l'université Laval Québec à CANADA, qui a été pour moi la véritable cheville ouvrière dans la réalisation des différentes analyses isotopiques menées dans cette Thèse. Pour ses conseils son hospitalité et les directives d'interprétation des données durant mon séjour à l'université Laval (Québec).

Je remercie sincèrement les Professeurs Djamel BARKAT de l'Université de Biskra pour avoir accepté de présider le jury d'examen de mon travail de recherche.

Je voudrais exprimer toute ma gratitude à Monsieur, Mohamed CHEBBAH Professeur à l'université de Mila pour l'intérêt qu'il a porté à ce travail en acceptant d'être examinateur et de participer au jury.

Je suis très reconnaissant envers Monsieur Bachir SAKAA et Madame Nora BOUCHEHAM respectueusement MRA au centre de recherche scientifique et technique sur les régions aride, pour l'honneur qu'ils m'ont fait d'avoir accepté la tâche d'examineur et de juger ce modeste travail. Je leur adresse mes sincères remerciements pour leur participation au jury.

Mes remerciements s'adressent également à ma femme pour sa patience, son soutien durant la réalisation de mon travail de recherche et surtout durant mon séjour à Canada.

Une très grande reconnaissance va aussi à mon ami Fouad BOULBEIZ, pour ses suggestions congruentes et ses remarques constructives et son aide dans l'interprétation des données.

Je suis également redevable envers l'équipe de laboratoire de l'hydrochimie de l'université Constantine, tous mes collègues de la faculté S.N.V Université Khenchela Difallah Tarak, Hamid Khabtan et Ramzi Zaouch, sans oublier mes amis Draoui Hakim et Dr Benzaouiche.

Dédicace

Je dédie ce modeste travail

À la mémoire de ma mère qui nous a quittés

À mon père pour son soutien et son encouragement

*À ma femme Asma qu'est toujours avec moi et à ma petite Rinad
source de joie.*

À mes frères : Louardi et Amor

À mes sœurs : Nouara, Najma, Zohra et Massaouda

SOMMAIRE

Introduction générale

I. Problématique

II. Objectifs

III. Approche méthodologique

Chapitre 1 : Aperçue Géologique sur la région d'étude.

Introduction	01
1. Description lithologique des formations	02
1.1. Le Trias	02
1.2. Le Crétacé	06
1.2.1. Le Crétacé inférieur	06
1.2.2. Le crétacé supérieur	06
1.2.2.1. Cénomaniens C 5-4	07
1.2.2.2. Le Turonien	08
1.2.2.3. Le Coniacien C ³	09
1.2.2.4. Le Santonien C ⁴	09
1.2.2.5. Le Campanien C ⁵	09
1.2.2.6. Le Maestrichtien	09
1.3. Le Miocène	10
1.4. Le Quaternaire	10
1.4.1. Éboulis à blocs (e)	10
1.4.2. Alluvions récentes ou actuelles (A)	11
1.4.3. Terres arables alluvions anciennes et Quaternaire indéterminé (Q)	11
1.4.4. Glacis polygéniques nappent les reliefs (Q ^t)	11
1.4.5. Villafranchien probable ; croute calcaire (Q ^c)	11
1.4.6. Sabkha (S).	11
1.4.7. Formations Dunaires lunette (Q ^d)	11

Chapitre 2 : Contexte hydrologique et hydrogéologique de la région d'étude.

Introduction	14
1. Hydrographie	14
1.1. Réseau hydrographique de la région étudiée.	17
2. Données de géophysique (C.G.G., 1970)	19
3. Cadre Hydrogéologique	19
3.1. Lithologie de l'aquifère	19
3.1.1. Substratum : structure profonde	21
3.1.1.1. Terrains Néogène	21
3.1.1.2. Le Plio-Quaternaire	21
4. Les principaux aquifères	21
4.1. La typologie des nappes du bassin de Remila	22
4.1.1. Nappe phréatique	22
4.1.1.1. Profondeur de la nappe	22
4.1.1.2. Nappes profondes	23
4.1.3. Les eaux des calcaires et des grès miocènes de la bordure sud	23
5. Piézométrie générale de l'aquifère alluvial	23

Chapitre 3 : Étude climatique de la région

Introduction	25
1. Données climatiques	25
1.1. Les températures	26
1.1.1. La wilaya de Khenchela	26
1.1.2. La région d'étude (BFG)	27
1.2. Précipitations	28
1.2.1. Les Précipitations annuelles et leurs variabilités	28
1.2.1.1. La wilaya de Khenchela	28
1.2.1.2. La région d'étude	30
1.2.2. Les variations interannuelles des précipitations	32
1.2.3. Les précipitations mensuelles et saisonnières	33
1.2.3.1. La station d'Al hama	33
1.2.3.2. La région étudiée (BFG)	34
2. Synthèse climatique	36
2.1. Diagramme Ombrothermique de Gaussen.	36
2.2. Indice d'aridité de Martonne	38
2.3. Le Diagramme de Louis Emberger	40
2.4. Le bilan hydrique	41
2.4.1. L'évaporation	41
2.4.2. Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP)	43
2.4.2.1. Formule de L Turc	43
2.4.2.3. Formule de Thornthwaite	43
2.4.3. Estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR)	44
2.4.3.1. Méthode de Turc	44
2.4.3.2. L'ETR selon la méthode de C.W. Thornthwaite	44
2.4.3.3. Formule de M. Coutagne	45
2.4.4. Estimation de la RFU (réserve facilement utilisable)	45
2.4.5. Interprétation de bilan hydrique de Thornthwaite	45

Chapitre 4 : Étude de l'origine de salinisation des eaux souterraines de Remila

1. Introduction	49
2. Matériels et méthodes	50
2.1. Prélèvement des échantillons	50
2.2. Analyse des échantillons	51
3. Résultats et discussions	54
3.1. Caractérisation physicochimique	52
3.1.1. Mesures in situ (au terrain)	52
3.1.2. Résultats d'analyse chimique	55
3.1.2.1. Teneurs des anions dans l'eau	55
3.1.2.2. Teneurs des cations dans l'eau	57
3.1.3. Identification des faciès chimiques	58
3.1.3.1. Diagramme de Piper	59
3.1.3.2. Diagramme de Schoeller- Berkaloff	60
3.2. Analyse statistique	62
3.3. Mécanisme d'acquisition de la charge salin	65
3.3.1. Éléments majeurs	65
3.3.2. Éléments en traces	72
3.4. Étude isotopique	75

3.5. Étude des données compositionnelles CoDa (Compositional dada analysis)	78
3.5.1. Théorie de compositionnelle	80
3.5.1.1. Les données Compositionnelles CoDa (Compositional dada analysis)	80
3.5.1.2. Les transformations Log-ratios	81
3.5.2. Résultats d'analyse statistique (CoDa)	84
3.5.2.1. Les processus géochimiques	85
3.5.2.2. Échange ionique	88
Conclusion	90

Chapitre 4 : Identification de l'origine de salinisation des sols de Remila

Introduction	92
1. Revue et littérature	93
1.1. Salinité des sols	93
1.1.1. Définition	93
1.1.2. La caractérisation des sels	94
1.1.3. Méthodes de mesure et détection de la salinité	96
1.1.4. La genèse d'un sol salin et/ou sodique	97
1.1.5. Description de l'origine de la salinité	98
1.1.6. Type de la salinisation des sols	100
1.2. Sodisation des sols	101
1.3. Classification des sols salins	103
1.4. Effets de la salinité sur le sol et la végétation	104
1.4.1. Effet sur la structure du sol	104
1.4.2. Effet sur la fertilité du sol	105
1.4.3. Effet sur les plants	105
2. Matériels et méthodes	105
2.1. Prélèvement et échantillonnage	105
2.2. Analyse au laboratoire	106
2.3. Analyses statistiques des données	107
2.4. Analyses géostatistiques des données	107
3. Résultats et Discussions	108
3.1. Caractérisation physicochimique des sols de Remila	109
3.1.1. Analyse granulométrique	109
3.1.2. Matière organique	111
3.1.3. Carbonate de calcium (CaCO ₃)	111
3.1.4. pH	113
3.1.5. Salinité (CE)	115
3.1.6. Taux de Sodium Adsorbé (SAR)	116
3.1.7. Taux de sodium échangeable (ESP)	120
3.2. Caractérisation chimique des sols	122
3.2.1. Composition ionique des échantillons du sol	122
3.2.2. Spéciation des cations et anions dans les solutions extraites des sols	126
3.2.3. Diagnostique des sources des ions	128
3.3. Analyse géostatistique des données	138
3.3.1. Théorie et littérature de la géostatistique	138
3.3.1.1. Le semi-vario gramme	139
3.3.1.2. L'interpolation par krigeage	141
3.3.1.3. La validation croisée	142
3.3.2. Résultats et discussions	143
3.3.2.1. Analyse statistique descriptive	143

3.3.2.2. La variabilité spatiale des paramètres de salinité du sol.	145
Conclusion	158
Conclusion générale	161
Recommandations	164
Perspectives	165
Références bibliographiques	167
Annexes	186

Liste des Figures

Figure N°	Titre	Page
01	Carte de localisation et géologique de la zone d'étude.	03
02	Schéma structural simplifier de la région d'étude (Source : J.M. Vila, 1977 (Assemblage des feuilles géologique N° : 174, 175, 202 et 203))	04
03	Coupe interprétative dans le bassin de Remila d'après Vila (1977).	05
04	Schéma illustrant les variations de faciès dans le Crétacé inférieur de l'Aurès d'après Laffitte R, 1939 et modifié par Guiraud R, 1973.	07
05	Répartition des formations géologiques de la Wilaya de Khenchela.	12
06	Carte des sous-bassins des hauts plateaux constantinois (Demdoum, 2010).	16
07	Répartition des sous-bassins de la région de Rémila avant et après la période humide.	16
08	Carte hydrographique de la wilaya de Khenchela.	18
09	Coupes lithologiques des forages captant le Plio-Quaternaire	20
10	Carte piézométrique de l'aquifère alluviale de Remila (2000 et 2006).	24
11	Variation des températures mensuelles à la station d'Al Hamma (1994-2010).	27
12	Variation des Températures moyennes mensuelles et annuelles de BFG (1989-2011).	28
13	Variation des précipitations annuelles à la Station d'Al Hamma (1994-2010).	29
14	Variation des précipitations annuelles de BFG (1996 - 2011).	30
15	Carte des précipitations annuelles moyennes de la wilaya de Khenchela.	31
16	Variation des précipitations mensuelles à la Station d'Al Hamma (1994-2010)	33
17	Variation des précipitations saisonnières à la Station d'Al Hamma (1994-2010).	34
18	Répartition des précipitations mensuelles de la Station de Barrage Foug El Gueiss (1996-2011).	35
19	Répartition saisonnière des précipitations de barrage Foug El Gueiss (1996-2011).	36
20	Diagramme Ombrothermique de Guessen et Bagnouls de station Khenchela (1994-2010)	37
21	Diagramme Ombrothermique de Guessen et Bagnouls de station de Foug El Gueiss Kais (1996-2011).	37
22	Quotient pluviométrique d'Emberger stations d'El Hama et BFG.	42
23	Représentation graphique de bilan hydrique à la station de Foug El Guiéss (1994 - 2011).	47
24	Représentation graphique de bilan hydrique à la station d'El Hamma (1994- 2010).	48
25	Carte d'altitude et la répartition des points de prélèvement des échantillons dans la région de Remila	51
26	Répartition spatiale de TDS de deux campagnes (2013 et 2014) des eaux de Remila.	54
27	Projection des eaux de la Remila (Khenchela) dans le diagramme de Piper	59
28	Diagramme de Berkaloff-Schoeller pour les eaux de deux campagnes basses eaux 2013 et Hautes eaux 2014 (Remila)	61
29	Analyse en composantes principales des variables, et des individus des eaux de Remila (Khenchela).	64
30	Dendrogramme de composition chimique des eaux des forages de la région de Remila (Khenchela).	65
31	Box plots de la variation des indices de saturation (Is) de certains minéraux des eaux de Remila (Khenchela).	66
32	Variation des concentrations des ions majeurs versus le TDS (Total dissolved solid).	67

33	Distribution des points d'eau prélevés par rapport à la droite de mise en solution (a) Halite, (b) du gypse, (c) calcite et (d) dolomite dans les eaux de Remila (Khenchela).	70
34	Diagramme de corrélation entre $[(Na^+ + K^+) - Cl^-]$ vs $[(Ca^{2+} + Mg^{2+}) - (SO_4^{2-} + HCO_3^-)]$ des eaux souterraines de Remila (Khenchela).	71
35	Diagrammes de Gibbs, illustrant des mécanismes qui contrôlent la chimie des eaux de Remila.	71
36	Présentation de rapport Sr^{2+}/Ca^{2+} des Basses et Hautes eaux de la région de Remila (Khenchela).	73
37	La présentation du Sr^{2+} (meq/l) en fonction de Cl^- (meq/l) dans les eaux de Remila	73
38	La relation entre Li^+ et Cl^- dans les eaux de la région de Remila (Khenchela).	74
39	Relation de Br^- versus Cl^- dans les eaux de la région de Remila (Khenchela).	75
40	La relation entre $\delta^{18}O$ et δ^2H des eaux souterraines de Remila (Khenchela).	76
41	La relation entre Cl^- vs $\delta^{18}O$ des eaux souterraines de Remila (Khenchela).	77
42	Dendrogramme des balances des eaux de Remila	84
43	Répartition des valeurs de ilr_1 calculé des eaux de Remila.	85
44	Présentation des valeurs calculé (a) ilr_7 (b) ilr_6 (c) ilr_5 (d) ilr_8 des eaux de Remila.	86
45	Projection graphique des valeurs de l' ilr des eaux de Remila, (a) ilr_8 vs ilr_7 (b) ilr_8 vs ilr_6 .	90
46	Dynamique des réactions d'équilibre dans les sols. (W. L. Lindsay, "Chemical équilibre dans les sols." Copyright © 1979 John Wiley & Sons).	95
47	Le principe de mesure de la résistivité in situ.	97
48	L'accumulation de sels sur des points élevés lorsque la texture est fine (Franzen 2013).	198
49	Les trois types de transport de sels marins sur le continent (Legros, 2012)	99
50	Échelle des salinités des sols, et domaines de viabilité de la végétation. (Grünberger, 2015).	102
51	Répartition texturale des sols de Remila	110
52	Cartographie de la répartition des résultats granulométriques a) Argile (%) b) Limon (%) c) Sable (%) d) Texture des sols de Remila.	110
53	La répartition spatiale de la matière organique des sols de Remila.	112
54	La répartition spatiale de taux de $CaCO_3$ dans les trois profondeurs ((0-25), (25-50) et (50-80) cm) des sols de Remila.	113
55	Répartition spatiale de pH en trois profondeurs ((0-25), (25-50) et (50-80) cm) des sols de Remila.	114
56	Les valeurs moyennes de la conductivité électrique des sols de Remila durant deux campagnes et pour trois niveaux (0-25, 25-50 et 50-80).	116
57	Carte de répartition de la salinité des sols de Remila dans les trois niveaux (0-25, 25-50 et 50-80 cm)	117
58	Les valeurs moyennes de SAR des sols de Remila durant deux campagnes et sur trois niveaux (0-25, 25-50 et 50-80 cm).	118
59	Cartes de répartition spatiale des valeurs de SAR durant deux campagnes et pour les trois niveaux des sols de Remila	119
60	Relation entre la CE et le SAR des sols de Remila pour les trois niveaux (0-25, 25-50 et 50-80 cm).	120
61	Les valeurs moyennes d'ESP des sols de Remila durant deux campagnes et sur trois niveaux (0-25, 25-50 et 50-80 cm).	121

62	La variation verticale de la concentration des ions durant dans les sols de Remila avant et après une activité agricole.	123
63	Répartition de composition cationique des sols de Remila durant deux campagnes et dans les trois niveaux (0-25, 25-50 et 50-80 cm).	124
64	Répartition de composition anionique des sols de Remila durant deux campagnes et dans les trois niveaux (0-25, 25-50 et 50-80 cm).	125
65	La relation entre les valeurs de CE et les ions mesurés dans les extraits de la pâte saturés des sols (0-25 cm) campagne 2013 de Remila.	129
66	La relation entre les valeurs de CE et les ions mesurés dans les extraits de la pâte saturés des sols (0-25 cm) campagne 2014 de Remila	130
67	Analyse en composantes principales des variables des sols de Remila (Khenchela)	135
68	Analyse en composantes principales des individus des sols de Remila (Khenchela)	137
69	Exemple d'un semi-variogramme théorique (modèle sphérique).	139
70	Différents semi-variogrammes possibles de rencontre.	140
71	Exemple d'une carte variographique présentant une anisotropie à 50° dans l'axe nord-est (López-Granados et al., 2002).	141
72	Exemple de la validation croisée	142
73	Les modèles de semivariogrammes les plus appropriés des paramètres de salinité Remila ; Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+ , HCO_3^- et Mg^{2+} pour les trois niveaux du sol.	147
74	Les modèles de semivariogrammes les plus appropriés des paramètres de salinité des sols de Remila ; NO_3^- , pH, CE, SAR (en trois niveaux du sol) et Sable, Limone et Argile (0-25).	148
75	Cartes variographiques présentant l'anisotropie de Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Na^+ , Cl^- , HCO_3^- et Mg^{2+} dans trois niveaux du sol de la région de Remila.	152
76	Cartes variographiques présentant l'anisotropie de SAR, CE, pH, Limone Argile, Sable et la matière organique dans les sols de la région de Remila.	153
77	Cartes de répartition des paramètres Argile, limon, sable, calcaire actif sol de Remila.	155
78	Carte de répartition des paramètres chimiques des sols de Remila	156
79	Carte de répartition des paramètres de salinisation CE, SAR, ESP et pH.	157

Liste des Tableaux

Tableau N°	Titre	Page
01	Colonne lithostratigraphique synthétique des formations présentes dans la région de Khenchela.	13
02	Principaux Oueds de la wilaya et leurs exutoires	18
03	Les coordonnées géographiques de la station d'Al Hamma et de Foum el Gueiss	26
04	Température moyenne mensuelle à la station d'Al Hamma (1994-2010)	26
05	Température moyenne mensuelle et annuelle de BFG (1989-2011).	27
06	Variation des précipitations annuelles à la Station d'Al Hamma (1994-2010).	29
07	Variation des précipitations annuelles au niveau de barrage Foum El Gueiss (1996-2011)	30
08	Variabilité pluviométrique à la station d'Al Hamma (1994-2010).	32
09	Précipitations moyennes mensuelles à la station d'Al Hamma (1994-2010).	33
10	Répartition saisonnière des précipitations (mm) à la station d'Al Hamma (1994-2010).	34
11	Précipitations moyennes mensuelles de barrage Foum El gueiss (1996-2011).	35
12	Les valeurs de l'indice d'aridité annuelle (BFG et Al Hamma).	39
13	Les valeurs de l'indice d'aridité mensuel (I) (BFG et Al Hamma).	40
14	Valeurs de coefficient pluviométrique d'Emberger (BFG et Al Hamma).	41
15	Bilan hydrique calculé par la méthode de Thornthwaite	46
16	Les méthodes utilisées pour le dosage des ions dans les eaux de Remila	52
17	Les résultats des paramètres physicochimiques mesurés in situ, de région de Remila (Khenchela).	52
18	Résultats des éléments majeurs, ainsi que des éléments en trace des eaux de Remila Khenchela compagne (2013/2014).	55
19	Matrice de corrélation des différents paramètres de qualité des eaux de la plaine de Remila (Khenchela).	63
20	Partition séquentielle binaire (SBP) calculée pour déterminé les balances entre les éléments majeurs des eaux souterraines de Remila, Khenchela Isométrique log-ratation (<i>ilr</i>).	83
21	Les méthodes utilisées pour le dosage des ions dans les sols de Remila	107
22	Résultat d'analyse chimique des échantillons du sol de la région de Remila	108
23	Résultat d'analyse granulométrique des échantillons du sol de la région de Remila.	109
24	La distribution de la masse des cations et anions dans les différentes spéciations	127
25	Matrice de corrélation des paramètres de salinité dans les trois niveaux (0-25, 25-50 et 50-80 cm) des extraits saturait des sols de Remila (Compagne 2013).	132
26	Matrice de corrélation des paramètres de salinité dans les trois niveaux (0-25, 25-50 et 50-80 cm) des extraits saturait des sols de Remila (Compagne 2014).	134
27	Statistique descriptive et analyse géostatistique des paramètres des sols pour trois profondeurs (0-25, 25-50 et 50-80) de la Remila (Khenchela).	144
28	Les modèles semivariogramme des paramètres de la salinité des sols de Remila.	146

INTRODUCTION
GENERALE

INTRODUCTION GÉNÉRALE

I. Problématique

L'amélioration de la sécurité alimentaire dans le monde est un enjeu qui dépend des ressources en terres et en eau et de la façon dont elles sont utilisées. La pression démographique, le changement climatique et la compétition de plus en plus âpre dont la terre et l'eau vont probablement aggraver l'insécurité alimentaire (FAO, 2011).

Les ressources en terres émergées représentent 13,5 milliards de ha. Mais, quand on a retiré les déserts, les hautes montagnes, l'Antarctique, le Groenland, il reste 3 milliards d'ha cultivables, soit 22% du total (Nahon, 2008). Et, la moitié de ces 3 milliards d'ha cultivables sont déjà cultivés (Legros, 2009). Tandis que les ressources en eau douce ne présentent que 2,5% de l'eau de la planète et se présentent essentiellement sous forme gelée dans les glaciers et les calottes glaciaires. Le reste de l'eau douce rare présente 0.003%, est principalement stockée dans les nappes phréatiques et seule une petite se trouve en surface et dans l'atmosphère (Benchokroun, 2008). Ces ressources environnementales eau et sol subissent cependant une pression croissante des activités humaines. L'agriculture à elle seule consomme chaque année plus de 70% de l'eau potable utilisée mondialement. Une grande partie de cette eau est destinée à l'irrigation des 287 millions d'hectares (Burton, 2010).

La dégradation de l'environnement et la pénurie d'eau et du sol salubre sont des obstacles majeurs au développement durable. Les progrès socioéconomiques ne sont pas viables sans air propre, sans eau potable, sans sols fertiles pour la production végétale et animale, ni sans environnement propre et stable propice au travail et à la vie.

La dégradation des ressources eau et sol est une problématique globale (Oldeman et al., 1991 ; Eswaran et al., 2001 ; Eswaran et Reich, 2002) et complexe. Le problème se pose sous les deux aspects, quantitatifs et qualitatifs, souvent interdépendants en zones arides et semi-arides (Loyer, 1991). Parmi les multitudes des menaces importantes qui pèsent sur les ressources en eau et en sol la salinisation qui influence ces qualités.

La salinisation est reconnue comme la principale menace pour les ressources environnementales et la santé humaine dans de nombreux pays, touchant près d'un milliard d'ha dans le monde entier, ce qui représente environ 7% de l'étendue continentale de la Terre, soit 7% de la superficie des terres émergées (Marlet, 2006 ; Yamaguchi et Blumwald, 2005 ; Shahbaz et Ashraf, 2013). Dans les régions aride et semi-aride, la plupart des cultures sont cultivées sous irrigation et pour exacerber le problème, une gestion inadéquate de l'irrigation

conduit à une salinisation secondaire qui affecte 20% des terres irriguées dans le monde (Glick et al., 2007 ; Shrivastava et Kumar, 2015).

La rareté relative des ressources en eau autour de la Méditerranée, leur fragilité et leur inégale répartition fait naître un risque majeur de pénurie qui s'accroît continuellement face aux pressions démographiques et aux besoins croissants de l'essor socioéconomique (Chkir et al., 2008). Au sud Méditerranée, les pays du Maghreb sont devenus une des principales régions d'utilisation intensive des eaux souterraines pour l'agriculture dans le monde (Siebert, 2010). En Algérie, 67% des terres irriguées sont irriguées par des eaux souterraines (Zektser and Everett, 2004). Sauvage, dans les zones arides et semi-arides, la gestion durable des ressources en eau est un challenge permanent, dont la difficulté s'accroît depuis plusieurs décennies à cause, d'une part, des impacts du changement climatique et, d'autre part, de l'accroissement des populations et de leurs besoins en eau (Servat et Mahé, 2009). Cette situation a exigé de nouvelles approches pour la planification et la gestion de l'eau (Ma et al, 2009).

En Algérie, la rareté et le caractère aléatoire des précipitations, le phénomène de salinisation des eaux et des sols, qui devient de plus en plus inquiétant et résulte de la dégradation de ces deux ressources naturelles sous l'action des facteurs naturelles et anthropiques, menacent en plus le développement socioéconomique durable de pays. La région de Remila dans la wilaya de Khenchela présente un exemple type, située au Nord-est de l'Algérie dans une dépression endoréique entre deux massifs, limitée au Sud par le massif d'Aurès, au Nord par la chaîne de montagnes de Djbel Fdjoudj et au Nord-est par la dépression de Sabkha (Garaat et Tarf). Confrontée à d'énormes difficultés alliant une faible pluviosité et une répartition inégale avec une évapotranspiration très élevée. Le climat semi-aride de la région est caractérisé par un été chaud et sec et un hiver doux et humide qui favorise l'extension le phénomène de salinisation. La région étudiée semi-aride dépendant exclusivement des ressources en eaux souterraines. La surexploitation des eaux souterraines, liée à la forte pression démographique et aux activités agropastorales et industrielles, a accentué la tendance à la baisse des niveaux et la qualité des eaux de la nappe de Remila. Il s'avère donc nécessaire de mettre en œuvre, parallèlement à l'exploitation de cette nappe, des études globales pour la reconnaissance des ressources en eau et en sol en vue d'une gestion durable.

De ce fait une meilleure connaissance de l'origine et des mécanismes de dégradation qualitative et quantitative des ressources en eau et sol, contribuerait à une gestion durable de ces ressources. Et donc, une gestion qualitative et quantitative efficace et durable de nos ressources nécessite

une bonne compréhension du fonctionnement et les processus de salinisation qui régent le système eau/sol de la région.

Dans la région d'étude, des travaux antérieurs ont été réalisés (Laffitte, 1939 ; C.G.G., 1969 ; Aissoug, 1973 ; Vila, 1977 ; Zouaoui, 1990 ; Houha, 2007 ; Houha et al., 2008). Ils ne permettent pas de comprendre le processus de minéralisation des eaux et des sols sur l'ensemble de la zone ni d'indiquer les origines de la salinité des eaux. De même, ils ne donnent pas une idée sur la relation entre la nappe et les sols irriguée. Au regard de toute cette panoplie de problèmes actuels et à venir, des études approfondies s'imposent afin d'améliorer la compréhension du fonctionnement du système Eau/Sol de Remila, où les données de bases sur la géologie, l'hydrogéologie, l'hydrochimie, l'isotopie et pédologie restent encore insuffisantes et très fragmentaires.

II. Objectifs

Une bonne compréhension du fonctionnement et des processus de minéralisation des eaux et des sols étant fondamentale, en vue d'une gestion durable de nos ressources. Le présent travail vise à améliorer les connaissances sur le fonctionnement du système eau/sol et l'origine de salinisation de nos ressources sollicitées dans le but de la protection des ressources en eau et en sol.

Les investigations menées au cours de cette étude ont pour objectifs la caractérisation hydrogéologique, géochimique, isotopique et pédologique pour l'identification des mécanismes de salinisation des eaux et des sols. Dans l'objectif de connaître aussi la parente des sels par rapport aux nappes et aux sols.

Il s'agira ainsi de :

- * De cerner les phénomènes de salinisation des sols et des eaux dans la littérature.
- * Caractérisation physicochimique de la qualité des eaux souterraines et des sols de la région d'étude.
- * La description de la répartition spatiale et verticale des paramètres de la salinité des sols et des eaux, par le biais de la cartographie renforcée par une analyse géostatistique des données de la région d'étude.
- * Diagnostique des sources d'ion et identifier les processus géochimiques et l'origine de salinisation des sols en utilisant des techniques multivariées, basées sur les interactions entre ions et l'outil statistique pour analyser les données.
- * Identifier les aires de recharge, et les sources principales de contamination des eaux souterraines de la région.

III. Approche Méthodologique

Pour atteindre nos objectifs, une méthodologie couplant des approches hydrogéologiques, hydrogéochimiques, isotopiques, pédologiques et analyses statistiques, a été développée pour :

- Définir le comportement hydrogéologique de l'aquifère, comprendre les mécanismes gouvernant l'écoulement souterrain en relation avec la nature des formations géologiques ;
- Caractériser les faciès chimiques des eaux souterraines et des sols par le biais de deux logiciels (Diagramme et Visual Minteq), comprendre les processus de minéralisation des eaux et des sols, établir les interactions eau-roche à partir des rapports géochimiques des paramètres de salinité mesurés.
- Caractériser par les isotopes lourds de la molécule de l'eau, tels que l'oxygène-18 et le deutérium, l'origine de la salinité des eaux souterraines, des masses d'eau qui gouvernent la recharge du système aquifère ; préciser les mécanismes qui assurent cette recharge ;
- La cartographie à haute résolution spatiale de la salinité des sols. On cherchera à décrire l'extension spatiale de la salinité et de sa profondeur d'apparition, en s'appuyant sur des méthodes de traitement des données adéquate géostatistiques qui permettent de démunir les densités d'échantillonnage et augmenté la précision. L'évolution dans le temps des structures spatiales de la salinité sera également étudiée par deux campagnes.

Chapitre 1 :
Aperçue Géologique sur
la région d'étude.

Chapitre 1 : Aperçue Géologique sur la région d'étude.

Introduction

La géologie est une partie très importante dans toute étude hydrologique et hydrochimique. Ainsi, la lithologie, la tectonique et la structure géologique jouent un rôle primordial sur la qualité des eaux et la formation des sols à la suite de l'érosion et la dissolution des minéraux se trouve dans la roche et sur la quantité d'eau qui ruissèle ou s'infiltré selon le type du terrain (perméable ou imperméable).

La géologie de la région d'étude a été étudiée en se référant aux anciens travaux géologiques, réalisés par de nombreux géologues chercheurs tels que : R. Laffitte (1939) ces travaux sur les Aurès, C.G.G., (1969) la seule compagne d'études de géophysique dans la plaine de Remila, Guiraud (1973) ces études sur bassin d'Hodna et régions voisines, Vila (1977), Betier (1951), qui ont réalisé la carte géologique de l'Algérie au 1/500.000.00, Vila (1977 et 1980) qui ont réalisé (la carte de Khenchela, la carte de Douffana, la carte Garat et Taraf et la carte Boulehilet au 1/500000 édité en 1977) et ces travaux sur la chaîne Alpine Algérien, Benazouz (1984), Bureau (1986) ces travaux sur les approches sédimentaires partie septentrionale du fossé saharien, Gasmi (1989), Houha (1996).

D'après Bouaicha (2009). Les travaux concernant la région d'étude se répartir en deux grandes périodes :

- Période de précurseurs, c'est des rapports au des comptes-rendus faits par des officiers français amateurs de géologie. Dès 1849, Fournel, dans sa description de la province de Constantine (Crétacé supérieur), la notion d'étage qui a été proposée par d'Orbigny et Coquand (1862) parlent sur le Cénomanién, PERON, dans la description géologique de l'Algérie (1883), Les membres de la société géologique de France (1896) visitent les affleurements crétacés entre Batna et El Kantara et Savornin (1920) sa thèse consacrée à l'étude géologique de la région du Hodna et du plateau Sétifien.
- La période des recherches récentes : qui ne sont pas nombreux commence par la thèse d'état de Laffitte (1939), accompagnée d'une esquisse géologique de l'Aurès au 1/200 000. Elle constitue la première synthèse moderne sur la série sédimentaire de ce massif. Les travaux ultérieurs entre 1939 et 1986 sont surtout axés sur la géologie structurale ; alors que les études stratigraphiques sont plus rares. Sont déjà cités en dessous.

1. Présentation de la région d'étude

Le Bassin versant endoréique de Remila (W. Khenchela) se situe entre les parallèles 35°25' et 35°40' et les méridiens 06°30' et 07°05' au Nord-est de l'Algérie sur une superficie de 250 km². Il est limité au sud par les versants Nord des Aurès ; au nord par la chaîne des montagnes du Djbel Fdjoudj et au nord-est la dépression endoréique de Sabkha de Gareat et Tarf (Fig. 23) (CPH, 1977). Sa topographie plaine, qui comprise entre 800 à 1000 m d'altitude. La combinaison de la présence de relief et de l'environnement tectonique actif rend cette zone l'hôte d'aquifères importante (Fig. 1).

La plaine de Remila (Khenchela) forme une vaste dépression de 50 à 60 km de long sur 20 km de large en moyenne, comblée de dépôts Plio-quaternaire (C.G.G., 1970), et des Miocènes profonds (Vila, 1977). La région est encadrée par (Fig. 1 et 2) :

- Des massifs essentiellement Crétacés les formations s'étagent du crétacé moyen (Aptien) au Crétacé supérieur (Cénomaniens, Turonien et Sénonien), sur le flanc sud de bassin est la plus complète.
- Dans le synclinal Sud se déposer le Miocène marin marno-gréseux (Burdigalien) en discordance sur le Crétacé, et les marnes rouges du Pontien.
- L'ensemble de la plaine est partiellement recouvert par des dépôts de Quaternaire d'épaisseur variable. La plaine est occupée à l'Est par un Chott de 200 Km² (Great et Tarf).

2. Description lithologique des formations

Un seul ensemble présente la lithostatigraphie de la plaine de Remila celle de Quaternaire encadré par d'autres formations lithostratigraphiques :

2.1. Le Trias

Le Trias affleure en masse chaotique sans aucune stratification. Il est essentiellement évaporitique, constitué en grande partie d'argiles de couleur rouge lie-de-vin à cargneules jaunâtre, à dolomies noires et à gypse marneux ou fibreuses, on y trouve aussi parfois des grès quartziteux (Laffite, 1939 ; Vila, 1977).

À la sortie nord de la ville de Khenchela, un gisement triasique très important affleure et se prolonge vers le nord-est en bordure de la route d'Ain El Beida puis vers Djebel Knif et El Krouma sur plus de 25 km de longueur et sur 50 à 500 m de largeur, ce gisement présente un contact anormal avec les calcaires de l'Albien, les marnes du Cénomaniens inférieur à moyen et marno-calcaires du Sénonien (C.G.G., 1969 ; Vila, 1977).

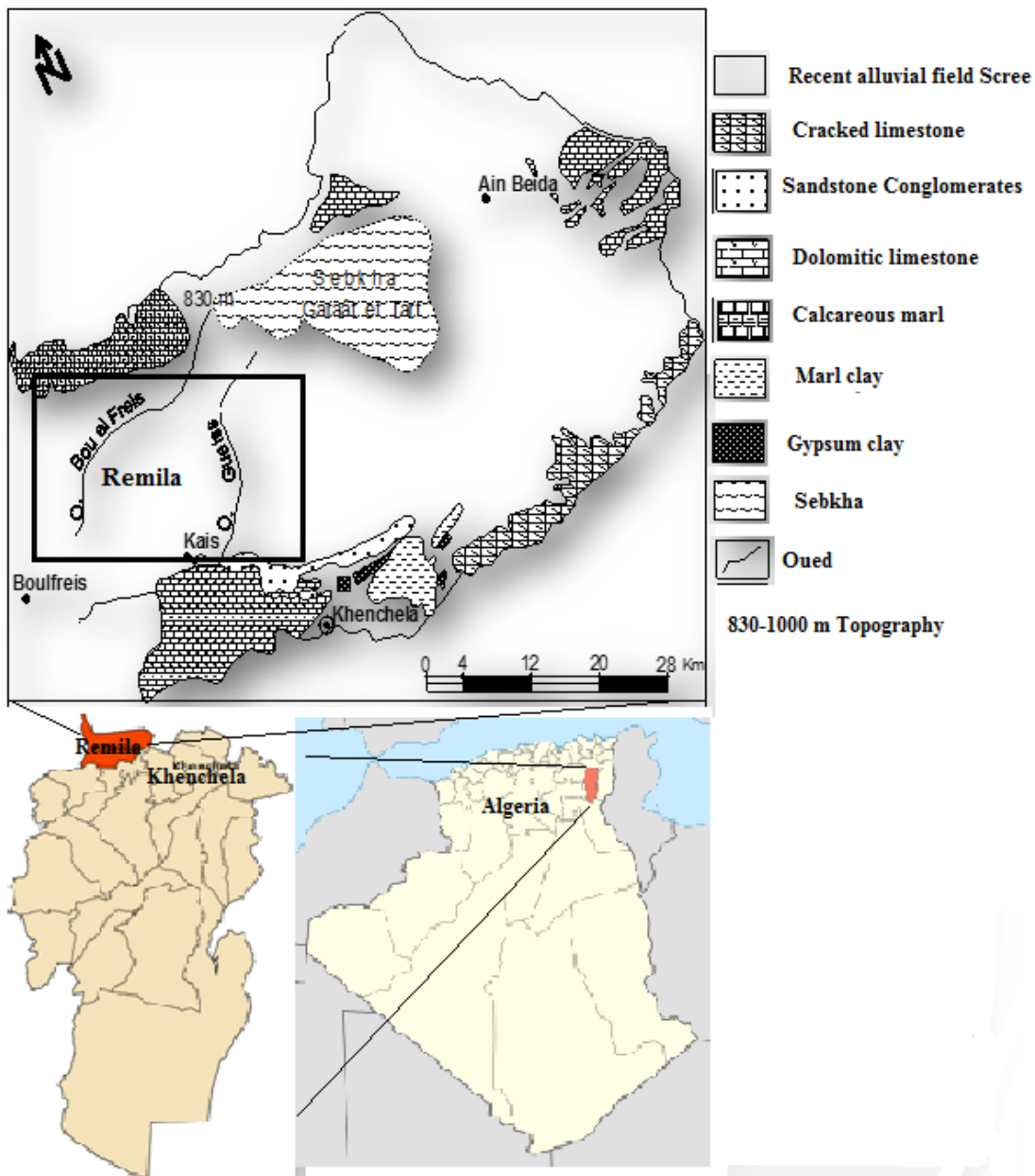


Figure 1. Carte de localisation et géologique de la zone d'étude.

Les pointements des Djebel Knif et El Krouma plus ou moins isolés possèderaient un volume considérable, ce dernier serait masqué par un dépôt alluvionnaire important. Le Trias de ce secteur est en contact anormal avec le Cénomaniens et le Sénonien (Vila, 1977).

À l'Est de Djebel el Chettaia, un affleurement triasique en forme de croissant se développe localement d'Ain Krim au Nord jusqu'au Djebel El Tarf (le diapir de Tazougueret) sur une longueur de 12 km et une largeur de 2 km environ ; il est en contact anormal avec le Turonien et Sénonien supérieur (Laffite, 1939 ; Vila, 1977).

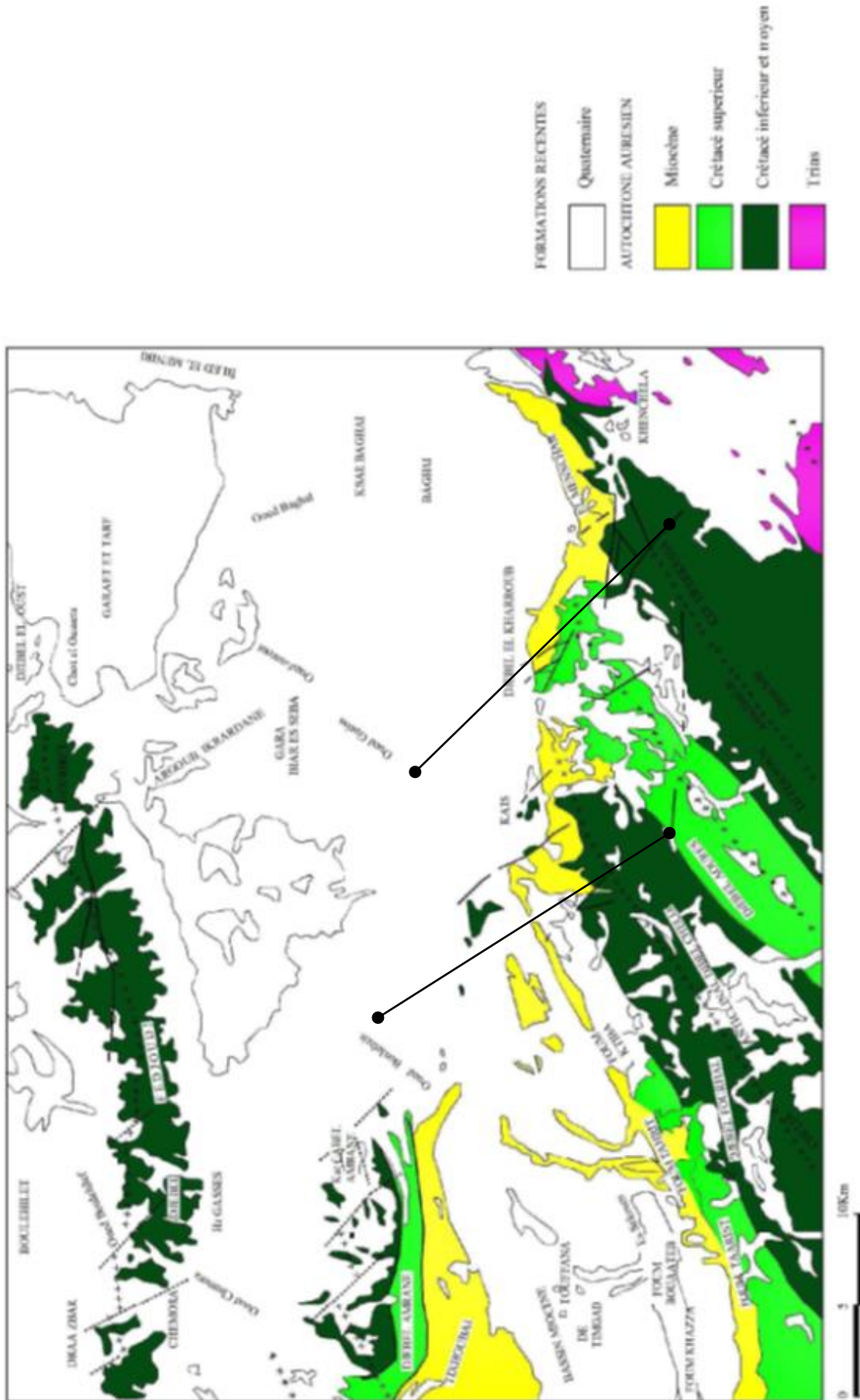
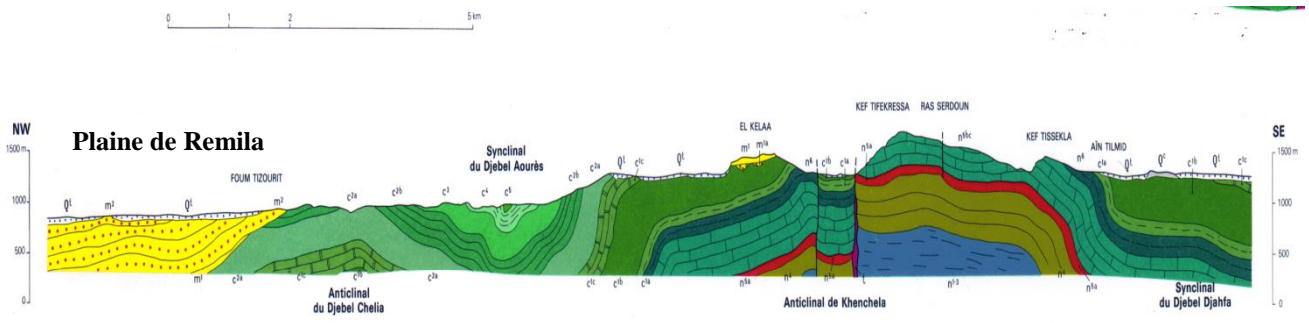
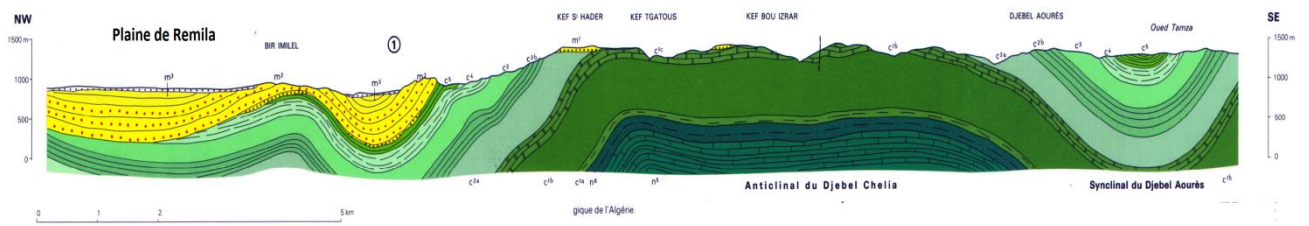


Figure 2. Schéma structural simplifier de la région d'étude (Source : J.M. Vila, 1977 (Assemblage des feuilles géologique N° : 174, 175, 202 et 203))



Coupe géologique au sud-est de la zone d'étude



Coupe géologie au sud-ouest de la zone d'étude

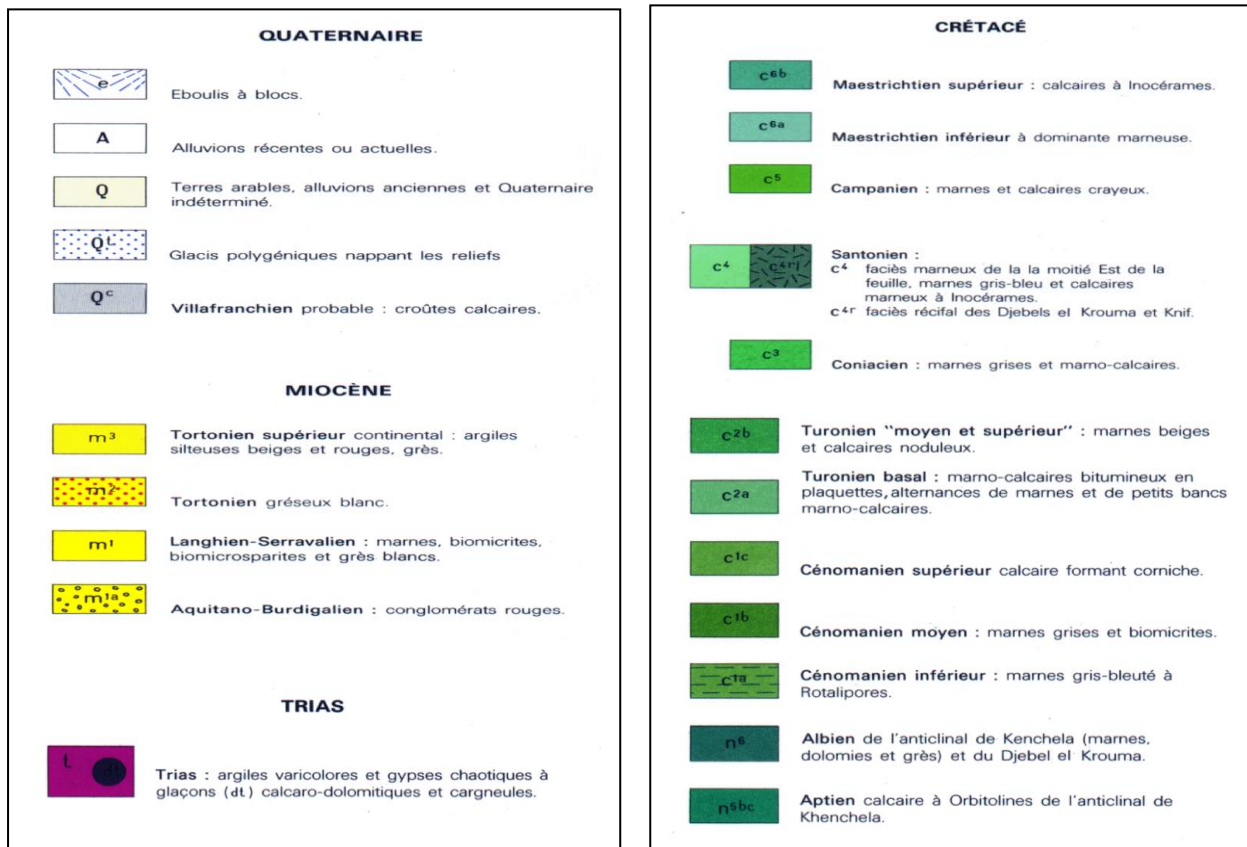


Figure 3. Coupe interprétative dans le bassin de Remila d'après Vila (1977).

2.2. Le Crétacé

Le Crétacé a été subdivisé par Laffite (1939). En Crétacé inférieur ou série gréseuse (Berriasien à l'Albien) et en Crétacé supérieur ou série marnocalcaires (Cénomaniens à Maestrichtien). Les formations crétacées présentent une masse énorme de calcaire marneux, de marno-calcaire et de marne qui s'allonge depuis les plis de Khenchela, les monts de Delaa et ceux de F'kirina jusqu'aux montagnes bordant Garaet Tarf suivant des directions NE-SW.

2.2.1. Le Crétacé inférieur

Il couvre une grande partie des Anticlinaux du Djebel Chelia, Anticlinal de Khenchela, il affleure aussi au Kef Tifekressa, Ras Serdoun, Djebel Chenntgouma, Djebel Faraoun et Djebel Aidel.

Laffite (1939). Soigneusement décrit la plupart des faciès et c'est à partir de ses descriptions, modifiées ou complétées en quelques points, que (Guiraud, 1973) a établi (Fig. 4), qui résume de façon schématique les principales variations observables.

Le Crétacé inférieur peut être subdivisé en quatre ensembles lithologiques :

Un ensemble inférieur (1000 m) à dominance argileuse correspondant au Berriasien supérieur-Valanginien. On note que le Valanginien n'est seulement connu qu'au Djebel Azreg à Batna, presque au centre du massif montagneux.

Un ensemble basal (1300 m) à dominance carbonate avec des calcaires micritiques et bioclastiques en bancs métriques (Tithonien supérieur-Berriasien moyen).

Un ensemble médian (1400 m) à dominante grés-dolimitique appartenant à l'Hautrivien-Barrémien.

Un ensemble supérieur (700 à 750 m), comprenant à la base des dolomies et une alternance des grés, de calcaire à Orbitolines, puis des grés à stratifications obliques, des marnes gréseuses, des calcaires marneux et des calcaires au sommet, est attribué à l'Aptien-albien. (Fig. 4).

1.2.2. Le crétacé supérieur

Il occupe une grande superficie à l'affleurement dans l'Aurès et forme l'essentiel des affleurements Mésozoïques des confins de l'Aurès.

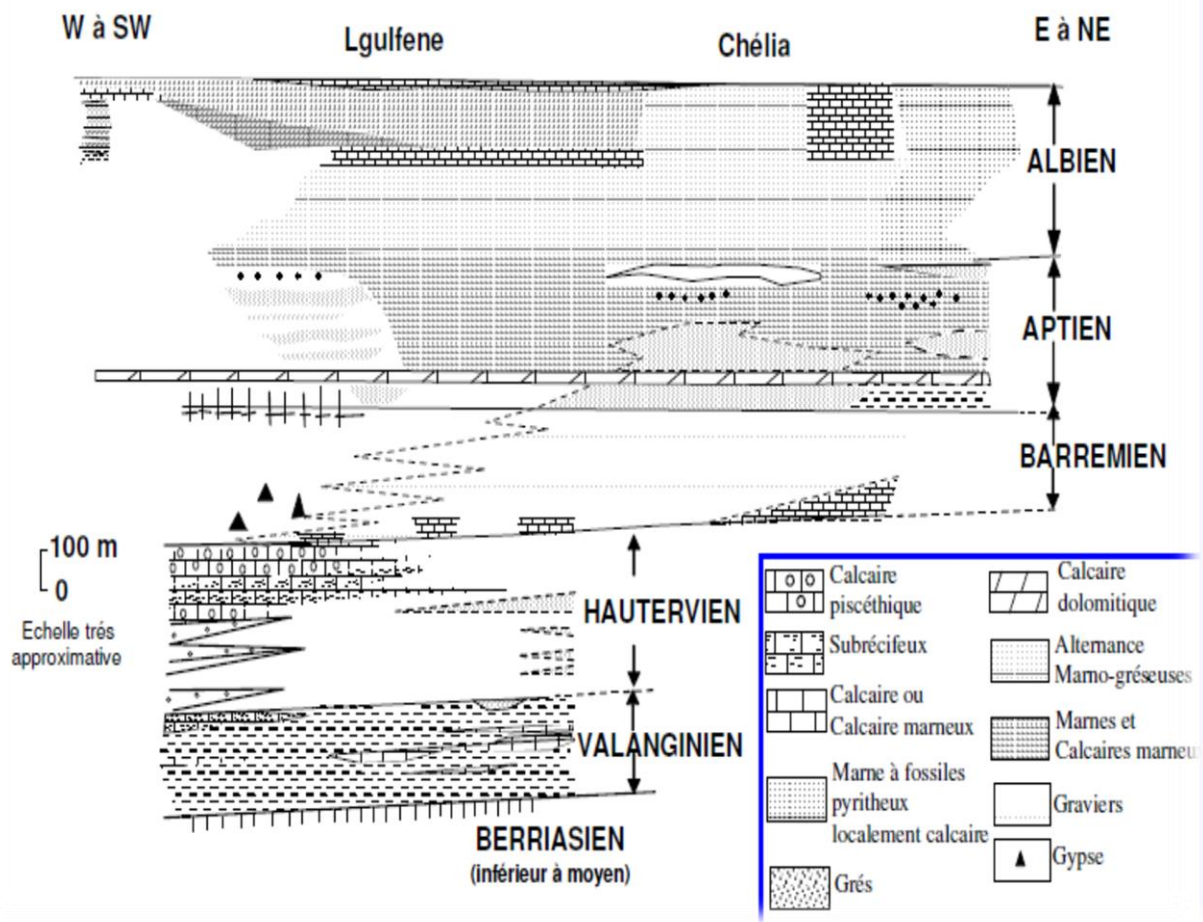


Figure 4. Schéma illustrant les variations de faciès dans le Crétacé inférieur de l'Aurès d'après Laffitte, 1939 et modifié par Guiraud, 1973.

2.2.2.1. Cénomaniens C 5-4

Le Cénomaniens comporte une série de marnes grises dans lesquelles s'intercalent des calcaires fins argileux, une partie médiane formée de marnes grises, vertes ou ocre, contenant parfois du gypse diffus ainsi que des passées argileuses. Une série terminale constituée de marnes et de calcaires formant une corniche (proportion de ces derniers augmente vers le sommet) (Houha, 2007).

Le Cénomaniens est présent dans tous les anticlinaux de l'Aurès. Il est essentiellement calcaro-marneux. La partie inférieure est surtout marneuse. La partie supérieure est constituée de bancs calcaires massifs, mais peu épais. L'épaisseur de cette formation est très variable. Elle

peut atteindre 500 à 600 mètres au cœur de l'Aurès et dans les monts de Bellezma (CGG, 1969).

* **Le Cénomaniens inférieur C^{1b}** : Il est formé de marne grise bleutée accompagnée de biomicrites argileuses grises décimétriques parfois noduleuses, à niveaux glauconieux et empreintes d'Ammonites. Sur le flanc nord-ouest de Khenchela

* **Le Cénomaniens moyen C^{1a}**: Une puissante série de marnes grises s'enrichissant de micrites gris blanchâtres à fins tests de lamellibranches et de gastéropodes, et juste au-dessus on a des marnes gris bleuté à biomicrites argileuses grises blanchâtre en bancs décimétriques.

* **Le Cénomaniens supérieur C^{1c}** : Il correspond à une barre d'épais bancs calcaires à pâte fine et à cassure écailleuse, à aspect bitumineux et à films centimétriques de marnes gris bleu et avec au sommet un niveau de nodules pyriteux. Nous la rencontre dans le Djebel Chelia et Amrane

2.2.2.2. Le Turonien

D'après l'étude de CGG, 1969 et Vila, 1977 ; on note de l'existence de deux formations principales de Turonien dans la région :

C^{2b} Turonien « Moyen et supérieur » marne beige et calcaire noduleux est présentés dans l'anticlinal du Djebel Aourès et au nord de Djebel de Chettaia avec des épaisseurs identiques de 150 m. Alternance de marne grise à beiges et de calcaire zoogènes noduleux.

C^{2a} Turonien Basal : Marno-calcaires bitumineux en plaquettes, alternance de marnes et de petits bancs marno-calcaires. Cette série est homogène du Djebel Aourès au Djebel Chetaia mais l'épaisseur est plus grande qu'au Djebel Amrane. Cette barre atteint 30m d'épaisseur au Nord-est de khenchela

Donc les dépôts de turonien sont constitués tout d'abord d'environ 200 m de marno-calcaires blanchâtre en plaquettes fines à cassures noirâtres bitumineuses ainsi que des marnes grises ou noires montrant des intercalations de marno-calcaires zoogène en bancs décimétriques, ensuite on a 150 m d'alternance de marnes gris beige et calcaires zoogènes noduleux en bancs décimétriques ou métriques (Houha, 2007).

2.2.2.3. Le coniacien C³

Au Djebel Chettaia et sur la feuille de Chelia. Cette série présente à la base sur 90 m par des alternances de marne beiges ou grises et de calcaire gris à ostracodes et de calcaires gris, bio détritique et grumeleux.

1.2.2.4. Le Santonien C⁴

Il se présente sous deux faciès différents :

Le Santonien C^{4r} : À Djebel Knif et el Krouma un faciès récifal s'exprime largement, il s'agit de biosparites bréchiformes a éléments polygéniques grossiers et argileux centimétriques à décimétriques (calcaires, calcaires dolomitiques grés) plus ou moins bien roulés de couleur gris noir à brun roux avec amas d'Hippurites des algues et des débris de Rudistes. En outre de nombreux quartz bipyramides colorés sont visibles dans le ciment ainsi que des concrétions siliceuses.

Le Santonien C⁴ : Dans le synclinal de Djebel Aurés et à l'est de Djebel Chettaia, on a essentiellement des marnes grises bleues avec, à la base et au sommet des marno-calcaires en bancs décimétriques ou métriques riches en débris d'Lino cérames.

2.2.2.5. Le Campanien C⁵

Très visible à Djebel Aurés et aux environs de Djebel Chetaia, Knif et Tafrennt, et affleure assez mal auteur de Djebel Tokhma et sur le versant est des Djebels Fedjidjet et Guern Ahmar, le Campanien contient des marnes noires avec de rares intercalations de calcaires ocres, crayeux et noduleux, légèrement phosphatés, en bancs décimétriques.

2.2.2.6. Le Maestrichtien

Le Maestrichtien est assez différent ; il est subdivisé en :

Le maestrichtien inférieur (à dominante marneuse) C^{6a} : Ce sont des marnes grises beiges à débris de mollusques suivies d'alternances de marnes beiges et calcaires ocres zoogènes, grumeleux ou noduleux en bancs décimétriques et fossilifères.

Le maestrichtien supérieur (calcaire à Inocerames) C^{6b} : C'est une assise constante et homogène de calcaires massifs blanchâtres grumeleux en banc décimétrique à large stratification oblique à passées noduleuses et à rognons de silex, ils contiennent des Miliolidès, des incérâmes. L'épaisseur de ces formations ne dépasse pas les 95 m. Les

principaux affleurements constituent les hotteurs de Djebel Chetaia et, le bord du Djebel Tafrennt et la rgement sur Delaa

2.3. Le Miocène

D'après Vila, 1977 et Bouaicha, 2009. Le Miocène dans la région d'étude peut subdiviser de la manière suivante :

Aquitano–burdigalien : À Djebel Amrane. Il montre une discordance sur le crétacé, il s'agit de conglomérat, d'argiles silteuses rouges et de poudingues à gros éléments arrondies de calcaires et de grés quartzeux à ciment ferrugineux.

Langhien–serravalien : Egalement discordant, il contient des marnes grises beiges parfois silteuses et des calcaires gréseux roux à algues, cette série est plus ou moins condensée de biomicrites interclastiques gréseuses et glauconieuses d'aspect noduleux.

Tortonien inférieur : Il se dispose en chenaux hectométriques et correspond à des grés grossiers en bancs pluri métriques à abondantes dragées de quartz (leur diamètre atteint 2 cm) et rares intercalations argileuses.

Tortonien supérieur : Cette formation, beaucoup plus développée dans le bassin miocène de Timgad, n'affleure qu'aux alentours de Baghai. Ce sont des argiles silteuses avec des niveaux gréseux friables ferrugineux à rares dragées de quartz (leur diamètre est d'environ 0.5 cm).

2.4. Le Quaternaire

Les formations récentes sont aussi largement répandues à la périphérie de l'Aurès qu'ils sont rares dans le centre du massif : ils sont représentés uniquement par des éboulis et des terrasses, tandis qu'ils forment en périphérie, de larges et d'épaisses nappes alluviales.

Les dépôts quaternaires recouvrent le majeur parti des plaines, ce sont des éboulis à bloc, alluvions récentes ou actuelles, terres arables, alluvions anciennes, glacis polygénique nappant les reliefs et des croues calcaires. Les dépôts de quaternaires sont tout d'origine continentale et occupent d'importantes surfaces dans notre région, principalement dans les plaines d'étude, il s'agit du (Vila, 1977).

2.4.1. Eboulis à blocs (e)

Les éboulis sont localisés aux massifs montagneux de l'anticlinal de Khenchela, de synclinal du Djebel Aurès et de Djebel Chetaia. Ils s'installent au pied de corniche calcaire aux

gréseuses qui alimentent de vastes nappes d'éboulis. Le type de morphologie réalisé tend vers la réalisation d'un glacis.

2.4.2. Alluvions récentes ou actuelles (A).

Ces formations sont limitées aux zones basses du Douar Baghaï et de l'Ouest El Armer (angle nord-ouest de la feuille), à l'Oued Issouel qui aboutit au barrage Foum El Gueïss, et à Oued Ras Sardoun. Ce sont des sables, des graviers et des limons gris avec de gros galets émoussés calcaires ou gréseux.

2.4.3. Terres arables alluvions anciennes et Quaternaire indéterminé (Q).

Ces types de terrains ont été distingués dans les zones basses de la bordure septentrionale de la feuille. Ils correspondent à des alluvions anciennes à morphologie très plate sur laquelle un sol brun permet une culture plus productive que sur les glacis steppiques.

2.4.4. Glacis polygéniques nappent les reliefs (Q^t).

Dans les angles nord-ouest de la feuille, ces glacis enveloppent les reliefs de Kef Gouriret et de Djebel El Oust. Sur le bord Sud de celle-ci, il s'agit de la portion distale des glacis Aurésiens. Ces glacis couvrent des très vastes surfaces. Leur organisation en pente douce est tout à fait caractéristique. Ils ravinent le cycle antérieur de glacis facile à reconnaître puisqu'il est caractérisé par des croutes massives. C'est un nappage complexe à débris bien calibrés, parfois encroutés.

2.4.5. Villafranchien probable ; croute calcaire (Q^c).

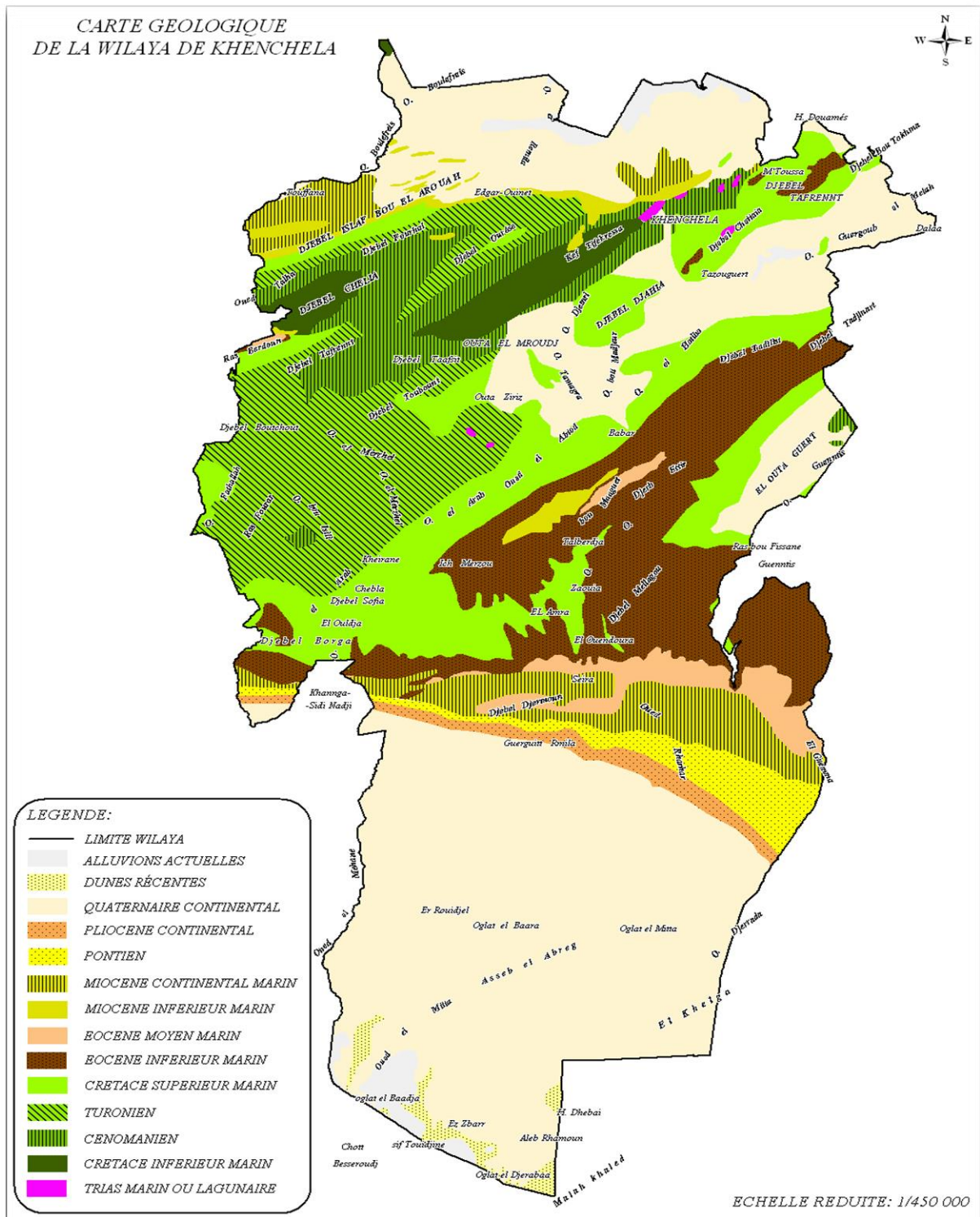
L'aspect le plus fréquemment réalisé est celui de croutes massives blanches. Ces formations perchées par rapport à la surface précédente sont très faciles à repérer. Entaillées par les cycles qui ont suivi, leurs témoins forment des petites mésas très caractéristiques.

2.4.6. Sabkha (S).

Il s'agit bien entendu des vastes étendues de vases salées ou des sols salés hydromorphes de la Garaet et Tarf, du Chout El Melih et Garaet Bir Es Sebaa

2.4.7. Formations Dunaires lunette (Q^d).

Les formations dunaires sont irrégulièrement développées autour de la Garaet et Tarf. Il s'agit d'accumulation peu élevée de poussières, de sables fins et de petits débris coquillers. Ces dunes sont anciennes, car elles sont actuellement ravinées ou fouées par une maigre végétation herbacée



Source : D.E.W., 2009.

Figure 5. Répartition des formations géologiques de la Wilaya de Khencela.

Tableau 1. Colonne lithostratigraphique synthétique des formations présentes dans la région de Khenchela

Ere	Période	Epoque	Etage	Lithologie
M E S O Z O I Q U E	Trias	Trias		Argile, gypse, calcaro-dolometique
	Crétacé	Crétacé inférieur	Berriasien	Marno-calcaire, dolomie, grés, calcaire, marne
			Valanginien	
			Hauterivien	
			Barrémien	
			Aptien	
			Albien	
		Crétacé supérieur	Cénomannien	
			Campanien	
			Maastrichtien	
C E N O Z O I Q U E	Paléogène	Paléocène	Paléocène	Calcaire, argile, marne
		Eocène	Eocène	
	Néogène	Miocène	Aquitannien	Agrile, marne, grés, conglomérat
			Burdigalien	
			Langhien	
			Serravallien	
			Tortonien	
	Quaternaire		Eboulis à blocs	Alluvion, regs, terrasses, sols bruns,
			Alluvions anciens	
			Glacis polygéniques	
Villafranchien				

Source : Ouldjaoui et Djoudi, 2011.

Chapitre 2
Contextes hydrologique et
hydrogéologique de la région
d'étude.

Chapitre 2 : Contexte hydrologique et hydrogéologique de la région d'étude.

Dans la région d'étude, peu d'études ont été réalisées sur l'hydrologie et l'hydrogéologie, seulement quelques études ont été réalisées par Lessard et Borobent (1962), C.G.G. (1970), Guiraud (1973), Gasmi (1989) et les travaux de l'agence nationale des ressources hydrologiques (ANRH). En se référant à ces travaux, et à la lumière de nouvelles données recueillies (piézométrie, salinité, données de forage réalisées récemment, etc.) l'hydrogéologie de cette région semble actuellement suffisamment identifiée pour préciser ses caractéristiques et comprendre son fonctionnement hydrodynamique.

Les ressources en eau du bassin de Remila sont presque exclusivement souterraines. Elle est contenue dans des réservoirs présentant des caractéristiques hydrodynamiques et hydrochimiques généralement complexes et variables. Ces réservoirs assurent l'alimentation en eau potable ainsi que les besoins domestiques et industriels, et d'une façon moins importante l'irrigation des terrains agricoles surtout les plaines de Remila et Bagaga. Le bassin de Remila renferme plusieurs réservoirs aquifères. Les plus importants et les plus exploités sont situés dans le remplissage Moi-Plio-Quaternaire (Houha, 2007).

1. Hydrographie

D'après la D.E.W. (2009). La wilaya de Khenchela s'inscrit dans les limites géographiques de trois bassins versants :

- Le bassin versant des hautes Plaines Constantinoises, qui correspond à la partie Nord de la wilaya (piémonts Nord des Aurès et zone des dépressions) ;
- Le bassin versant de la Médjerdah, pour la partie Nord-est correspondant aux versants Sud des Djebels : Chettaia, Tafrennt et Bou Tokhma et aux versants Nord des Djebels : Tadilist et Tadjinnart ;
- Le bassin versant du Chott Melghir, pour les parties médiane et Sud de la wilaya, correspondant au massif des Aurès, aux monts des Nemenchas, aux vallées des Oueds El Arab et Mellagou, ainsi qu'aux plaines steppiques et présaharienne du sud. Contrairement aux deux premiers bassins précités, qui ne touchent qu'une petite partie de la wilaya, ce bassin couvre plus des trois quarts du territoire.

Concernant le réseau hydrographique, la wilaya est drainée par quelques Oueds d'une importance relative et à caractère endoréique, alimentés par un chevelu très dense. Les cours les plus importants sont présentés ci-après par bassin versant (tableau 2) :

- **Le bassin versant des Hautes Plaines constantinoises.** Ce bassin est drainé principalement par les Oueds Boulefreis, Remila et Gueis. Ces Oueds, alimentés par un chevelu très dense de petits cours d'eau, se jettent tous au niveau des dépressions (petites Sabkhas) situées au nord de la wilaya. Au vu des apports pluviométriques limités dans cette zone et de la présence de formations triasiques, on déduit que le volume des écoulements est faible et que la qualité des eaux est saline.
- **Le bassin versant de l'Oued Medjerdah.** Ce bassin, qui correspond à la zone de montagne et de vallée du Nord-est de la wilaya, est drainé principalement par l'Oued Guergoub.
- **Le bassin versant de Chott Melghir.** Ce bassin couvre les parties médiane et sud de la wilaya, correspondant au massif des Aurès, aux monts des Néménchas, aux vallées des Oueds El Arab et Mellagou, ainsi qu'aux plaines steppiques et présahariennes du Sud ; il est drainé par :
 - Oued El Arab, qui est le résultat de la confluence des oueds Mellagou et El Abiod. Cet oued, qui se jette dans le chott Melghir, traverse les communes de Kheirane et El Ouldja, où il creuse de véritables canyons.
 - Oued El Abiod, qui prend naissance dans les Aurès avant de confluer avec l'Oued Mellagou ;
 - Oued Mellagou, qui prend sa source dans les Aurès avant de confluer avec l'Oued El Abiod ;
 - Oued Zaouia, qui prend sa source dans les Nemenchas et qui se jette au sud dans le chott. Cet oued creuse lui aussi un véritable canyon ;
 - Oued Rharhar, qui prend naissance dans les piémonts des Nemenchas à l'Est, pour donner naissance plus au sud à l'Oued El Mita, avant de rejoindre le chott.

Selon la répartition faite par l'ANRH (Agence Nationale des Ressources Hydrauliques), l'air d'étude qui se situe dans le sous bassin versant N° 06 et 07 (Fig. 6), l'un des 7 sous bassins constituant le grand bassin versant N° 7 de hauts plateaux constantinois (qui a une superficie de 9578 km²), correspond à un exutoire naturel commun aux massifs limitrophes (Bacha et Bechim, 2005).

Dans le cadre de limité les sous bassins de la région d'étude, ont utilisé un logiciel Global Mapper v13.00 (version 2013). Le résultat a donné l'existence de 5 sous bassins qui couvrent la région d'étude (Fig. 7).

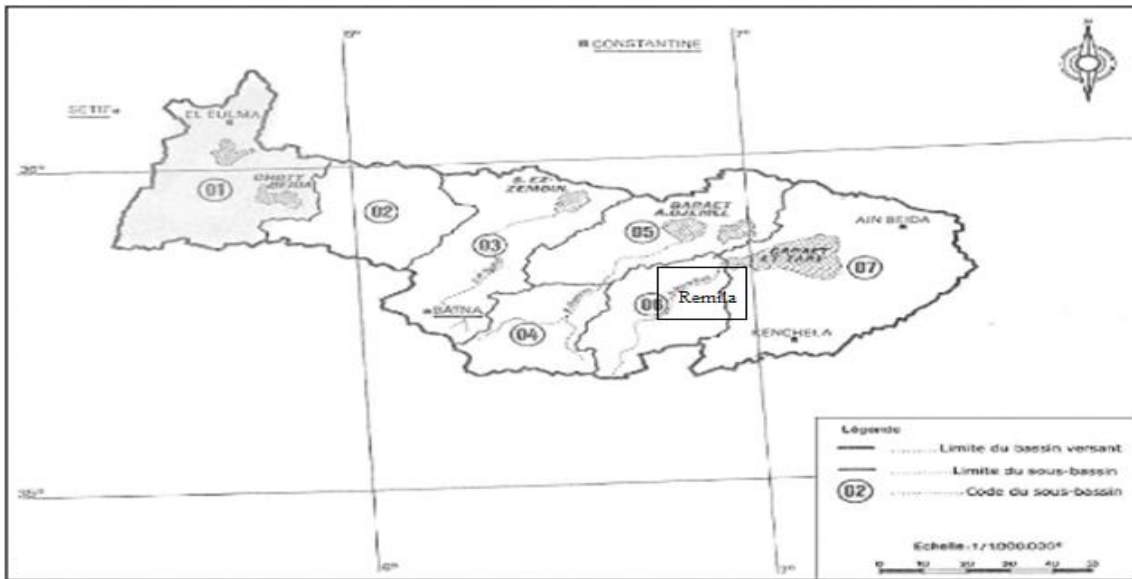


Figure 6. Carte des sous-bassins des hauts plateaux constantinois (Demdoum, 2010).

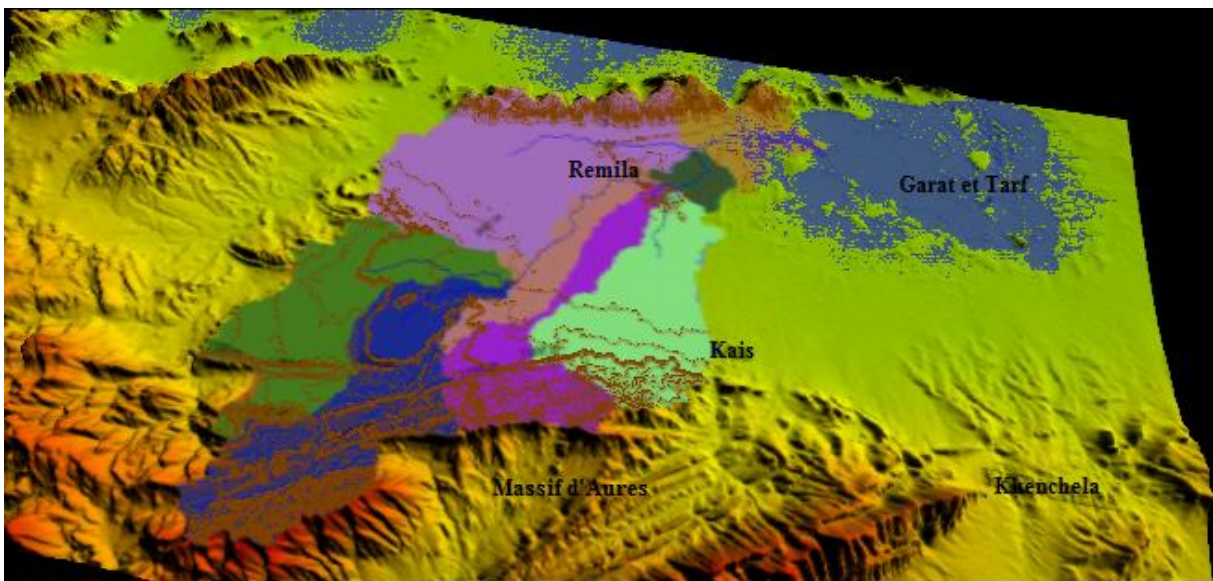
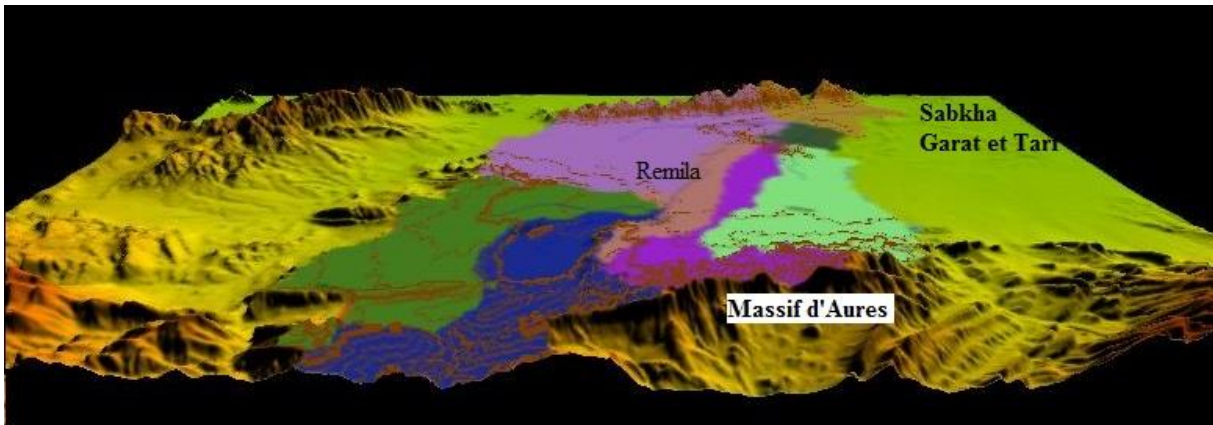


Figure 7. Répartition des sous-bassins de la région de Remila avant et après la période humide.

Comme il est bien clair que les sous-bassins de la région d'étude ont un caractère endoréique, où tous les sous-bassins épandent leurs contenus dans une dépression au Nord-est (Garât et tarf). Le Chott ou Sabkha s'inonde en période pluvieuse et s'assèche totalement en été, son bassin versant reçoit un débit moyen annuel dont une partie s'infiltré pour alimenter la nappe phréatique (Bechtel, 2005). En période sèche, à partir de juin, des croutes blanchâtres de sol s'étalant à perte de vue.

1.1. Réseau hydrographique de la région étudiée.

La région étudiée est caractérisée par un réseau hydrographique bien développé où la majorité des Oueds caractérisés par un écoulement temporaire :

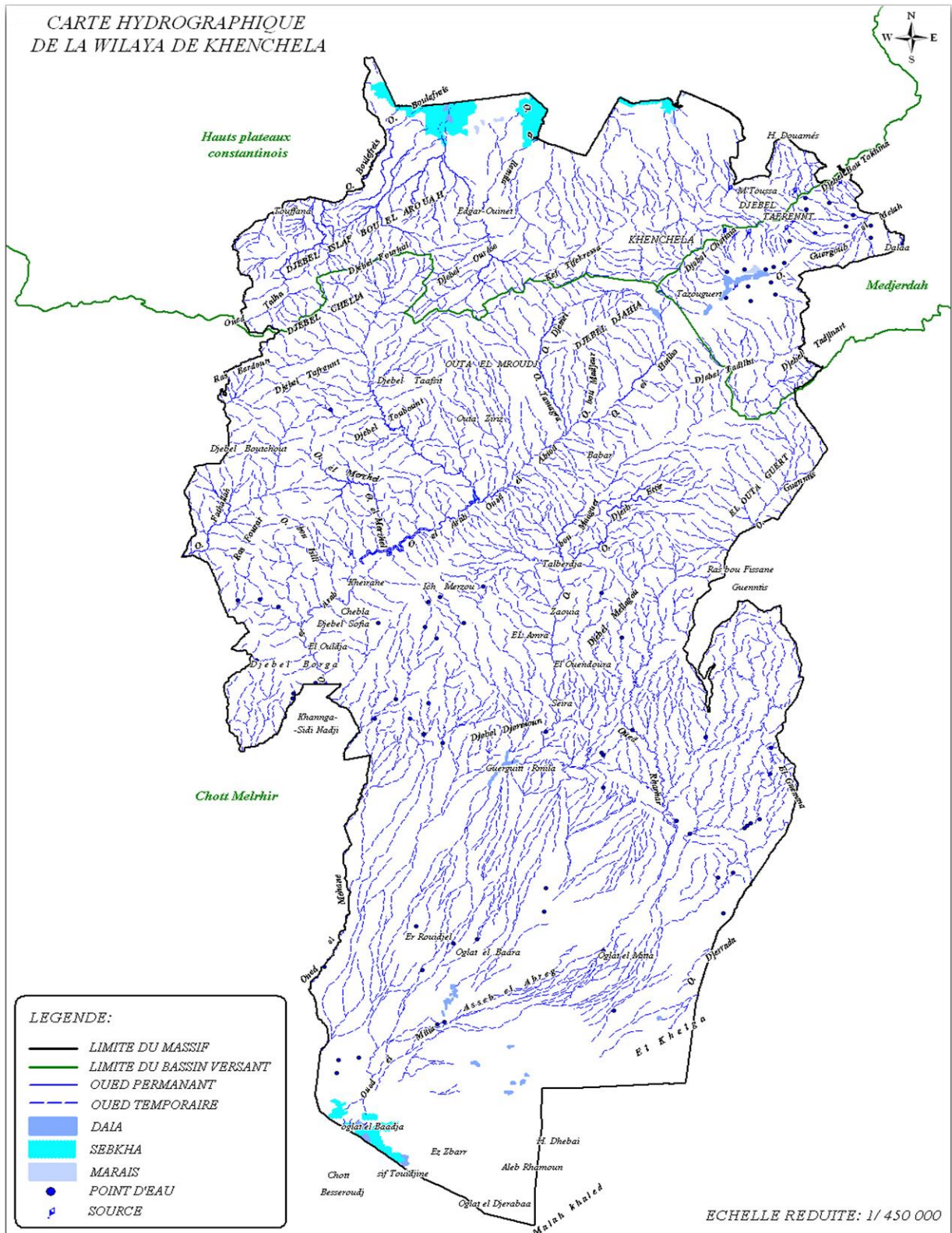
Oued Boulefrais à l'Ouest, Oued Baghai à l'Est, traversent la plaine et aboutissent dans la dépression salée, et à l'intérieur de ce terrain Oued Marouf, Oued Gueiss qui coupent la zone d'étude du sud au nord, Oued El Raain, Oued Melieh , Oued Remila et Oued Guellab (D.H.W., 1987).

Tableau 2. Principaux Oueds de la wilaya et leurs exutoires

Dénomination	Principaux affluents	Exutoire
Oued Sbikha	O. Guergoub	Bassin de Sbikha
Oued Bou Djeran, Oued Zoui		
Oued Boulefrais	O. Martoum, O. El Melah, O. Taouztennt, O. Meroui	Gareat et Tarf
Oued Gueis	O. Issouel	
Oued El Hamma	O El Kissan	
Oued Baghai, Oued Aimer		
Oued El Arab	O. Mellagou, O. El Abiodh, O. Tamagra, O. El Hatiba	Chott Melghir
Oued El Hazz	O. Aleb El Khezil	
Oued Meghder El Beggour, Oued Bidjer, Oued Rharhar, O El Mita		

Source : DEW, 2009.

Les Oueds de la wilaya sont essentiellement de type endoréique et se déversent ainsi dans les dépressions de la région : au nord, dans la dépression de Gareat et Tarf et au sud dans le Chott Melghir (D.E.W., 2009).



Source : D.E.W., 2009.

Figure 8. Carte hydrographique de la wilaya de Khenchela.

2. Données de géophysique (C.G.G., 1970)

La 1^{ère} prospection de la plaine de Rémila Khenchela remonte aux années 1969-70 époques où fut réalisée par la C.G.G une étude géophysique par sondages électriques, 600 S.E sont eu réalisés dans le bassin avec une longueur d'émission AB variant de 600 à 4000 m.

L'étude géophysique n'a pu établir la carte en isobathes du substratum Crétacé. De même le toit des « grès Miocènes » n'a pas pu être déterminé par contre le remplissage grossier du bassin a bien été étudié, il s'agit de conglomérats et graviers d'épaisseurs variables.

À la suite de l'étude géophysique et au vu des résultats obtenus, l'A.N.R.H a réalisé 19 forages de reconnaissance de profondeurs variant de 70 à 279 m qui ont alors apporté de nouvelles informations. La corrélation des coupes géo électrique avec des log stratigraphiques de 19 forages de reconnaissance a permis d'identifier les aquifères, de déterminer leur extension et leur profondeur.

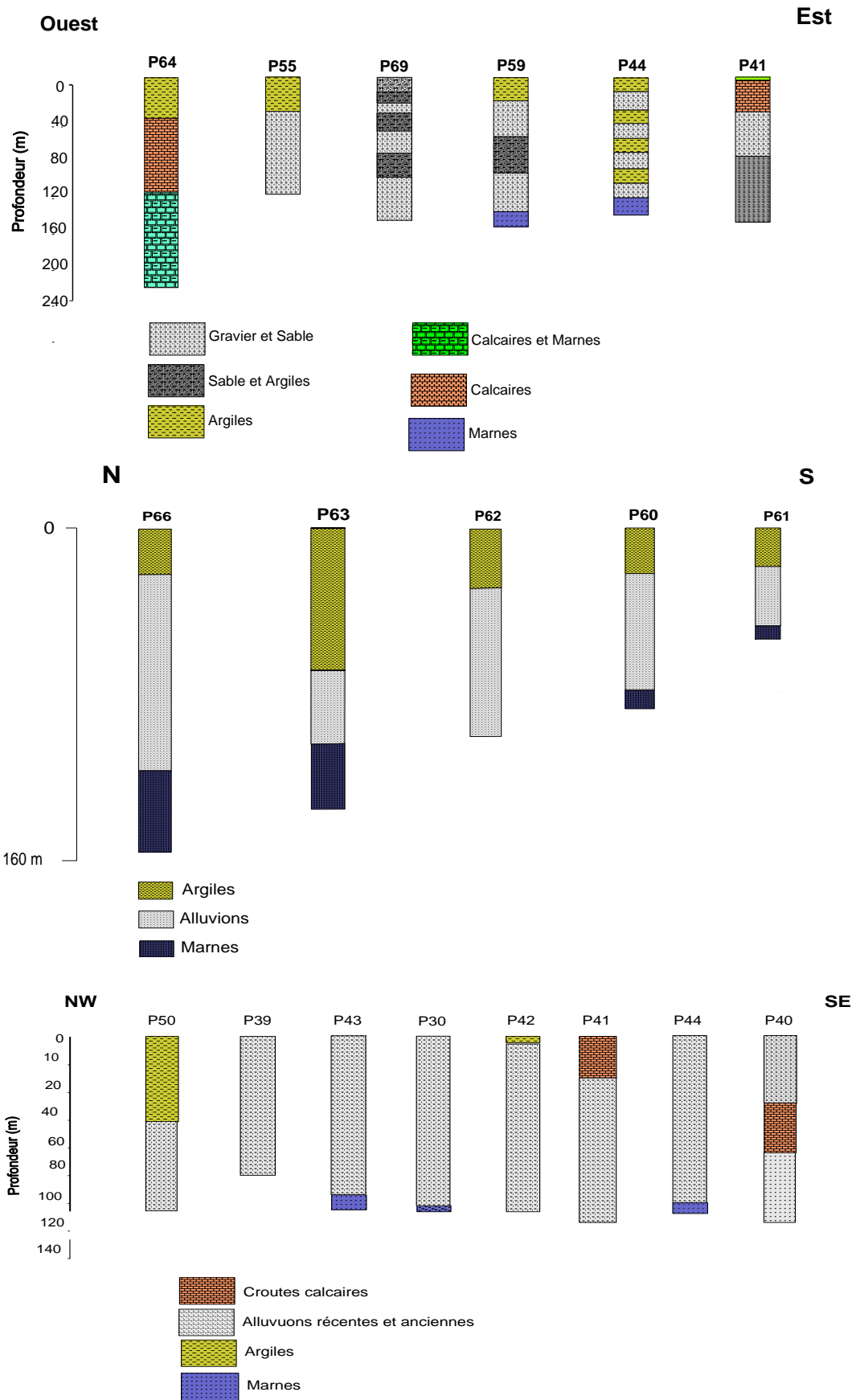
- L'existence de plusieurs nappes profondes contenues dans les différents niveaux grossiers du remplissage est mise en évidence par la prospection géophysique.
- Les aquifères sont constitués de conglomérats de graviers et graviers sableux.
- L'existence d'une zone artésienne au centre de la plaine où le niveau statique a atteint plus de 8 m, et, ayant disparu à l'heure actuelle, suite à la mise en exploitation de plusieurs forages.
- Mise en évidence d'une zone de bonne transmissivité de : $T = 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ correspondant aux conglomérats profonds qui doivent reposer directement sur le les principaux aquifères prolongements de Djebel Amrane au Sud-Ouest et sur les grès du Miocène au Sud.

3. Cadre Hydrogéologique

La connaissance de la nature lithologique des terrains étudiés ainsi que leur structuration permettent d'expliquer certains paramètres chimiques des eaux et des sols qui s'y trouvent dans un bassin donné, du fait, nous donnerons dans ce qui suit les principales formations lithologiques de l'aquifère dans notre région d'étude.

3.1. Lithologie de l'aquifère

La nappe de Rémila se développe dans des terrains dont la nature et la texture sont variables ; Il s'agit de formations détritiques du plio-quatenaire, des formations gréseuses du Néogène et des marnocalcaires du Turonien. Chacune des formations a un caractère hydrogéologique propre ce qui nous amène à les décrire séparément (Houha, 2007) (Fig. 9).



Source : Houha, 2007.

Figure 9. Coupes lithologiques des forages captant le Plio-Quaternaire

3.1.1. Substratum : structure profonde

Les grandes lignes structurales du substratum anté-quadernaires sont marquées par un passage d'ouest en est des calcaires turoniens et cénomaniens aux marnes cénomaniennes. Ce sont ces marnes qui constituent le substratum sous la Garat et Tarf. Le substratum calcaire se trouve limité à la zone Ouest, au voisinage de Djebel Amrane, et à la partie Sud, dans les zones de Boulfreis à Kais (Kebbache, 2011).

Au pied du Djebel Fedjoudj, le plongement Sud des calcaires patients a pu être suivi jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 500-600m.

3.1.1.1. Terrains Néogène

Les formations miocènes s'allongent le long de la bordure sud du bassin avec une allure synclinale délimitée sous le recouvrement quadernaire. Il s'agit de grès marin noyé dans une importante épaisseur de marnes gréseuses verdâtre ou gris-bleu et constituent en réalité une roche assez dure et peu perméable. Cette formation n'est pas suffisante pour qu'une nappe continue puisse s'y développer (C.G.G., 1970).

3.1.1.2. Le Plio-Quadernaire

Les terrains quadernaires sont le lieu de bonnes circulations d'eau, l'épaisseur saturée de cette formation est suffisante. Il est formé de plusieurs niveaux grossiers, sables, graviers, conglomérats bien développés, dans la partie Ouest et centre de la plaine. Ces niveaux grossiers se présentent sous la forme de vastes lentilles parfois sans liaison entre elles, en prolongement du Djebel Amrane et du massif miocène de Boulfreis. Il est moins important et moins profond dans la partie Sud-est de la plaine. Il constitue donc la couverture perméable qui permet l'infiltration des eaux météoriques, cet ensemble joue un rôle hydrogéologique important du fait de sa perméabilité en général excellente. C'est dans cette formation du remplissage plio-quadernaire que la nappe de Rémila est contenue (CGG, 1970).

4. Les principaux aquifères

Par suite de la grande complexité structurale et de la diversité lithologique de la zone étudiée, on dénombre, en fonction de leur importance, deux types d'aquifères :

- Les aquifères alluviaux : deux types d'alluvions peuvent être distingués : les alluvions anciennes et les alluvions récentes qui reposent sur les premières. Les alluvions anciennes sont constituées de galets, graviers et sables bien roulés ou très émoussés. Les alluvions récentes présentent d'importantes variations de faciès, mais sont toujours composées de dépôts fins. Ainsi l'aquifère des alluvions anciennes est localement captif ou semi-captif sous les limons (Kebbache, 2011). Ces aquifères représentent la plus importante ressource régionale en eau souterraine occupent le

bassin de Rémila et tout autour du massif des Aurès. Ils sont constitués d'éléments détritiques grossiers, sable, gravier et conglomérats, emballés dans une matrice argilo-limoneuse et sont le lieu de bonnes circulations d'eau, l'épaisseur saturée de cette formation est suffisante. Ils correspondent à un réservoir multicouche à cause de la présence de lentilles argileuses parfaitement interconnectée d'un point de vue hydrogéologique. La nappe est presque en charge et peut même être artésienne.

Les nappes alluviales dans l'ensemble libres et continues sont quelques fois captives.

- **L'aquifère miocène**, s'allonge le long de la bordure sud du bassin avec une allure synclinale délimitée sous le recouvrement quaternaire, ne présente qu'un intérêt local et est, de ce fait, peu exploité. Il s'agit de grès marin noyé dans une importante épaisseur de marnes gréseuses verdâtre ou gris-bleu et constituent en réalité une roche assez dur et peu perméable. Cette formation n'est pas suffisante pour qu'une nappe continue puisse s'y développer (C.G.G., 1970).

Ces grès présentent une limite au nord et se terminent en biseau ou réduits en épaisseur par l'érosion (CGG, 1970).

4.1. La typologie des nappes du bassin de Remila

4.1.1. Nappe phréatique

La nappe aquifère est contenue dans le remplissage quaternaire dans des intercalations argilo-sableuse et dans des sables et gravi. C'est un aquifère multicouche séparé par des argiles et des marnes (Houha, 1997).

Les zones d'alimentation se situent :

- Principalement au sud, à partir du versant Nord du massif de l'Aurès et à l'Ouest, à partir du Djebel Amrane.
- L'alimentation par le Djebel Fedjoudj au nord est considérablement plus réduite.
- Il faut noter que le rôle joué par les Oueds est conséquent sur l'alimentation de la nappe phréatique. Il semblerait que certaines eaux s'échappent des Oueds, Gueiss, Boulfreis et Baghai, pour alimenter la nappe (Houha, 1997).

4.1.1.1. Profondeur de la nappe

La nappe est dans l'ensemble de la plaine peu profonde et se situe vers 5 m dans toute la partie centrale et Ouest de la plaine. On remarquera une anomalie importante dans la région de Kais, où la nappe est profonde et atteint jusqu'à 30 m, pour se trouver très rapidement à 5 m de profondeur à quelques kilomètres au nord (C.G.G., 1970 et A.N.R.H., 2002).

4.1.2. Les Nappes profondes

Nappe profonde à porosité de fissure constituée par les calcaires et des marno-calcaires d'âge Crétacé formant une nappe libre et parfois captive, qui peut être un grand réservoir en eau souterraine (Ben Zeroual et al., 1997).

4.1.3. Les eaux des calcaires et des grès miocènes de la bordure sud

Le versant nord du massif des Aurès, constitué par les calcaires de Crétacé et les grès Miocènes ont un pendage dirigé vers la plaine (direction des couches S-E) assurent une réalimentation par vidange latérale et profonde sur la bordure sud de la plaine, avec un débit de 1.11 m³/s (A.N.R.H, 2002). L'écoulement alimente les nappes des alluvions de la plaine. Comme les formations, crétacé et miocène, plongent sous le recouvrement Plio-quadernaires ; ces dernières constituent un grand front d'alimentation (Houha, 2007).

5. Piézométrie générale de l'aquifère alluvial

Deux cartes piézométriques ont été dressées à partir d'une centaine des forages bien répartis sur toute la nappe de Rémila, l'une grâce à la base de données de la DHW de l'année 2000 et l'autre grâce aux données Houha 2006 (Fig 10).

L'analyse de ces cartes piézométriques montre de grandes similitudes. La nappe de Rémila s'écoule de façon uniforme vers la Sebkhha. A l'Ouest les lignes de courants prennent une direction Sud Nord avant de rejoindre la dépression salée drainées par Oued Boulfreis suivant un axe d'écoulement Ouest-Est.

Les affleurements carbonaté et gréseux, au Sud et Sud-ouest du bassin, contribuent indirectement à la recharge de la nappe par un déversement latéral et souterrain des eaux qui dévalaient les massifs bordiers. L'alimentation par le Djebel Fedjoudj au Nord est considérablement plus réduite à cause du pendage des couches géologiques.

Il faut noter que le rôle joué par les Oueds est conséquent sur l'alimentation de la nappe phréatique. L'oued Bou El Freiss, traversant presque toute la plaine en diagonale draine un bassin versant important ce qui a engendré alors une très nette déformation des hydrohypeses.

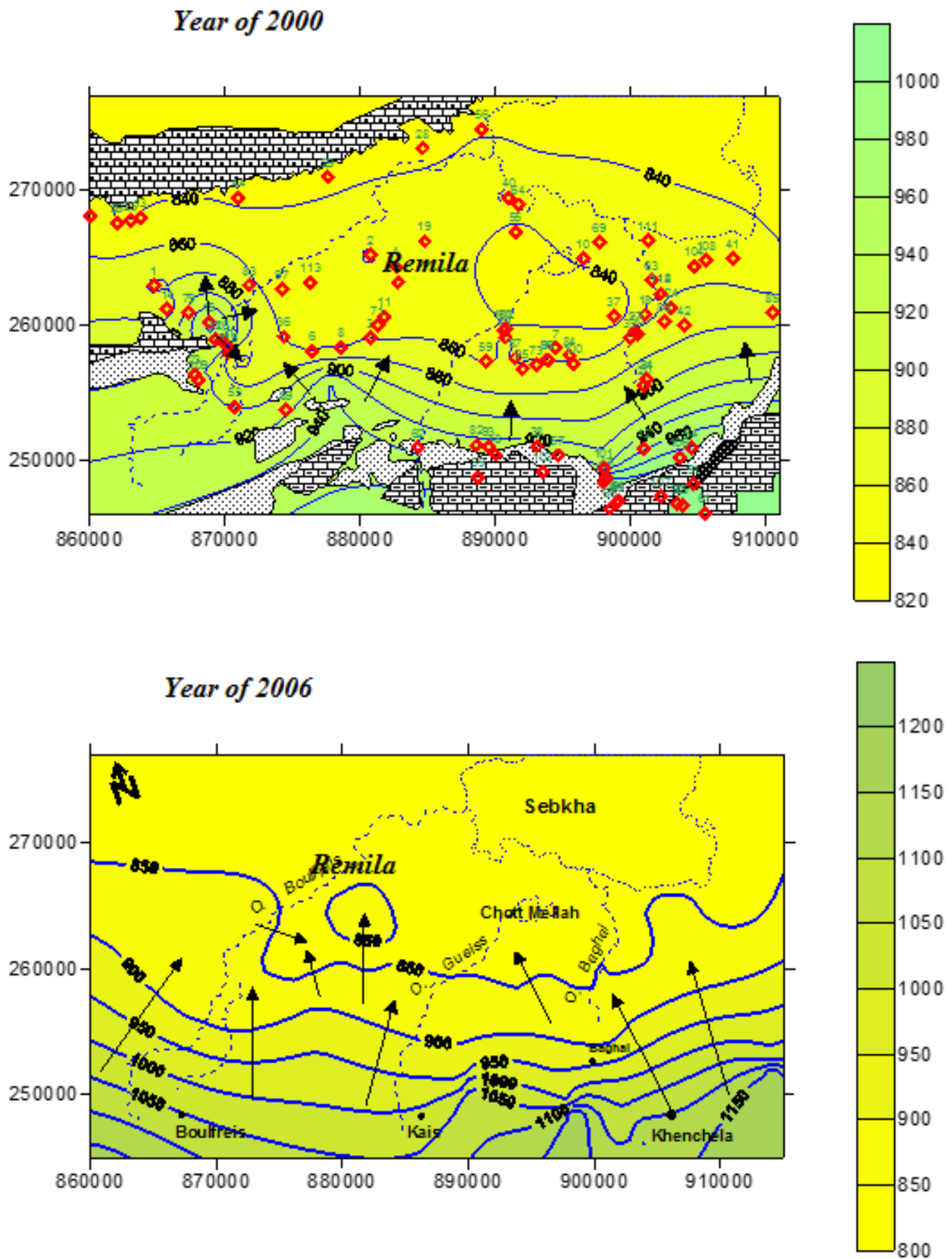


Figure 10. Carte piézométrique de l'aquifère alluviale de Remila (2000 et 2006).

Chapitre 3 :
Etude climatique de la
région

Chapitre 1 : Étude climatique de la région

La climatologie constitue un facteur important pour la connaissance du devenir de la précipitation. Elle repose sur l'interprétation des données des paramètres climatiques mesurés durant une période bien définie permettant ainsi d'estimer les différents composants du bilan hydrique, ce dernier est nécessaire pour comprendre le fonctionnement d'un système hydraulique de surface, impliquant la connaissance des paramètres suivants : (précipitation, température, l'évapotranspiration, l'infiltration et le ruissèlement) qui conditionnent ce bilan (Reminiéras,1986).

Le cycle souterrain de l'eau et le climat sont étroitement liés. L'évolution du climat a une influence déterminante sur la variation de l'ensemble des réserves et les fluctuations des nappes d'eau souterraines qui s'alimentent par infiltration directe et se décharge par évaporation au cours de la saison en pays aride et semi-aride. Le climat intervient par sa composition hydrique (pluviométrie), qui régit fortement le régime des eaux souterraines et superficielles.

Le climat algérien est un climat de transition. Il varie du type méditerranéen et semi-aride dans le Nord au type désertique dans le Sahara. Du fait de son appartenance géographique à la zone aride et semi-aride, l'Algérie du Nord est soumise à des conditions hydro climatiques défavorables, caractérisées par :

- Des précipitations irrégulières avec des variations interannuelles importantes
- Une forte irrégularité saisonnière et interannuelle des écoulements

L'étude des données climatiques permettant d'analyser les facteurs du climat de la région d'étude qui nous renseignera sur :

- Le type du climat
- Le comportement hydroclimatologique
- Le bilan hydrologique.

Ces paramètres sont soit mesurés sur le terrain (précipitations, températures, évaporation) soit calculés par des formules (ETP, ETR, R, I).

1. Données climatiques

La Région caractérisée par un climat semi-aride avec un été chaud et sec et l'hiver pluvieux froid et humide se caractérise également par gamme thermique large, et une variation pluviale d'une année à l'autre (D.H.W., 1987).

Notre étude est basée sur les données disponibles de deux stations ; la station d'Al Hamma pour la Wilaya de Khenchela et la station de Barrage Foug El Gueiss (BFG) à Kais pour caractériser le climat de la région étude, les coordonnées de deux stations sont représentées dans le tableau 3.

Tableau 3. Les coordonnées géographiques de la station d'Al Hamma et de Foug el Gueiss

Stations	Coordonnées			Périodes de mesure	Paramètres mesurés
	X	Y	Z		
Al Hamma	980	250	982.5	1994-2010	P et T
BFG	885.2	247.3	980	1996-2011	P et T

Source : S.M.K., 2011.

1.1. Les températures

L'analyse des données de la température est basée sur les données relevées au niveau de la station d'Al Hamma de 1994 jusqu'à 2010, car la station la plus proche de la région BFG est non fonctionnelle le prélèvement de quelques paramètres n'est pas fait.

1.1.1. La wilaya de Khenchela

La température de l'air agit directement avec les autres facteurs météorologiques (précipitation, insolation, etc....), sur le bilan et le climat d'une région. On remarque que le mois le plus froid est janvier avec une température moyenne mensuelle de 6.70°C tandis que le mois le plus chaud est le mois de juillet avec une température moyenne mensuelle de 26.70°C.

Tableau 4. Température moyenne mensuelle à la station d'Al Hamma (1994-2010)

Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Août
T°C min	15,21	12,72	6,36	3,48	2,5	2,61	4,74	7,14	11,66	15,83	18,78	18,92
T°C max	27,17	22,61	15,84	12,18	11,02	12,6	16,12	19,22	25,17	30,74	34,71	33,7
T°C moy	21,2	16,01	11,14	7,63	6,70	7,61	10,44	13,25	18,43	23,28	26,70	26,14

Source : SMK, 2011.

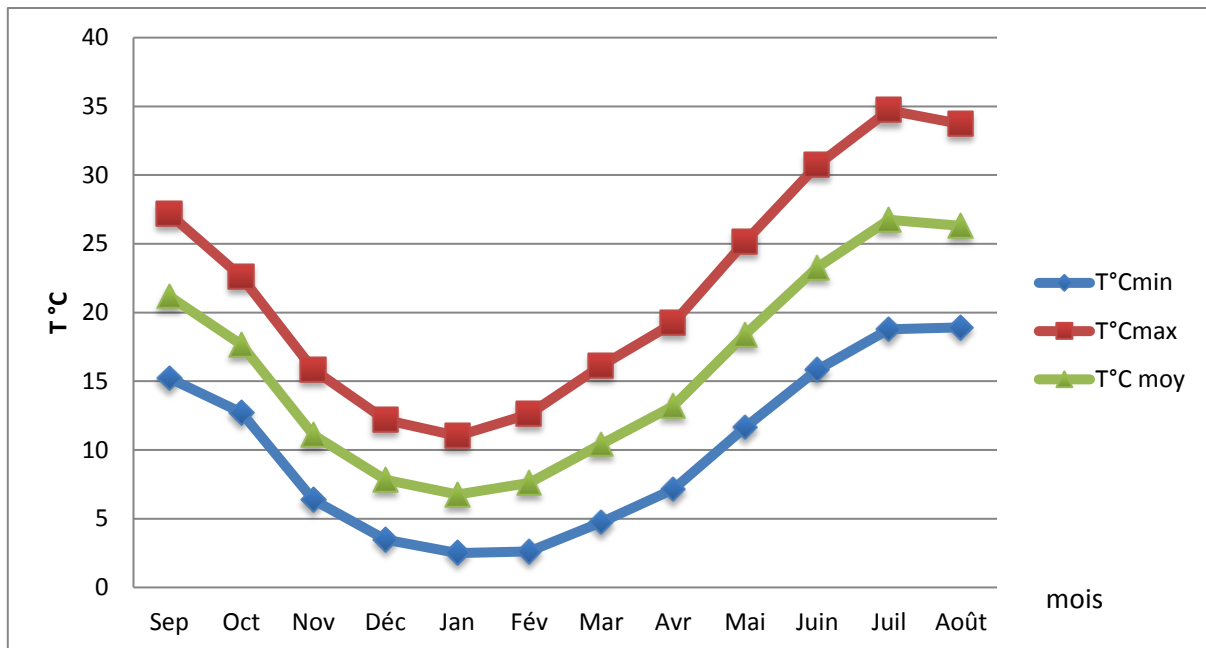


Figure 11. Variation des températures mensuelles à la station d'Al Hamma (1994-2010).

Les températures moyennes mensuelles présentent de très importantes variations saisonnières. L'été est très chaud, juillet et août sont en général les mois les plus chauds, les températures moyennes annuelles sont de 28.8 °C, et les températures maximales annuelles sont de 30.7 °C. L'hiver est relativement froid, janvier étant le mois le plus froid avec une température de 2.5°C, les températures moyennes minimales annuelles sont de 6 à 9 °C.

1.1.2. La région d'étude (BFG)

La région d'étude est caractérisée par un été chaud et sec et un hiver relativement froid. Le mois le plus froid est janvier avec une température moyenne de 6.40°C et un minimum de 3.3°C (Tableau 5, Fig. 12). Tandis que le mois le plus chaud est juillet avec une température moyenne de 28.45 °C et qui peut atteindre jusqu'à 30.7°C).

Le graphe des variations des températures moyennes mensuelles (Fig. 10) montre une distribution unie modale avec absence de l'effet saisonnier. Deux périodes climatiques sont bien distinctes : l'une chaud et aride qui va de juin à septembre et l'autre froid et tempéré d'octobre à mai.

Tableau 5. Température moyenne mensuelle et annuelle de BFG (1989-2011).

MOIS	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Août
T°Cmin	20,8	17,7	11,6	6,8	3,3	3,4	6,8	14,3	18,7	24,2	26,2	25
T°Cmoy	24,56	20,09	13,38	8,04	6,40	6,77	9,65	13,18	18,2	25,26	28,45	27,35
T°Cmax	28,33	22,48	15,16	9,29	9,51	10,14	12,51	12,06	17,7	26,33	30,7	29,7

Source : B.F.G., 2012.

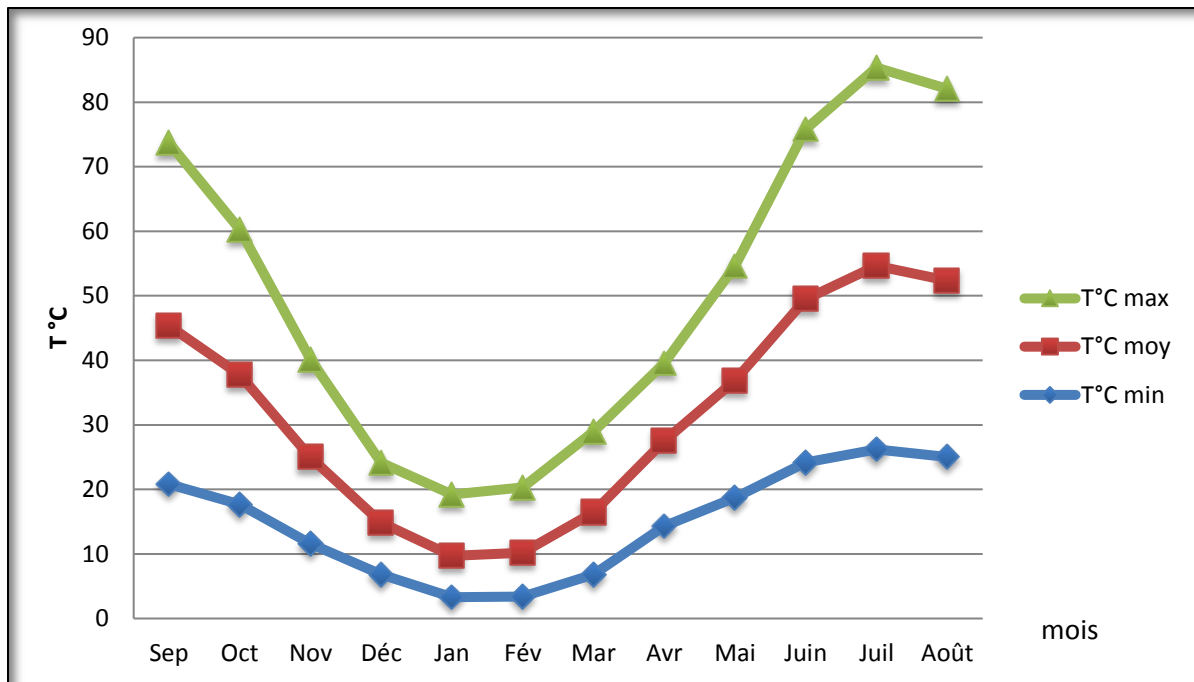


Figure 12. Variation des températures moyennes mensuelles et annuelles de BFG (1989-2011).

1.2. Précipitations

Les précipitations en milieu aride et semi-aride sont souvent de type convectif : courte durée, forte intensité et hétérogénéité spatiale.

Les précipitations moyennes mensuelles sont calculées ici (en millimètres par mois) pour les deux stations météorologiques : El Hamma et Barrage Foum El Gueiss (BFG).

1.2.1. Les Précipitations annuelles et leurs variabilités

1.2.1.1. La wilaya de Khenchela

Les données des précipitations recueillies à la station d'Al Hamma durant 21 ans allant de 1994 à 2015, sont représentées dans le tableau 6.

D'après les résultats de tableau 6 et la figure 13, nous remarquons que les cumules annuelles des précipitations durant la période d'étude varient d'une année à une autre avec un maximum de 756 mm atteints en 2010 et un minimum de 305 mm atteints en 2000. Ceci va surement influencer sur le régime hydrologique.

Tableau 6. Variation des précipitations annuelles à la Station d'Al Hamma (1994-2015).

Année	Précipitations (mm)	Année	Précipitations (mm)
1994	329	2005	368
1995	524	2006	583
1996	510	2007	508
1997	457	2008	516
1998	412	2009	622
1999	516	2010	756
2000	305	2011	626
2001	357	2012	343
2002	417	2013	515
2003	550	2014	420
2004	620	2015	480

Source : SMK, 2016.

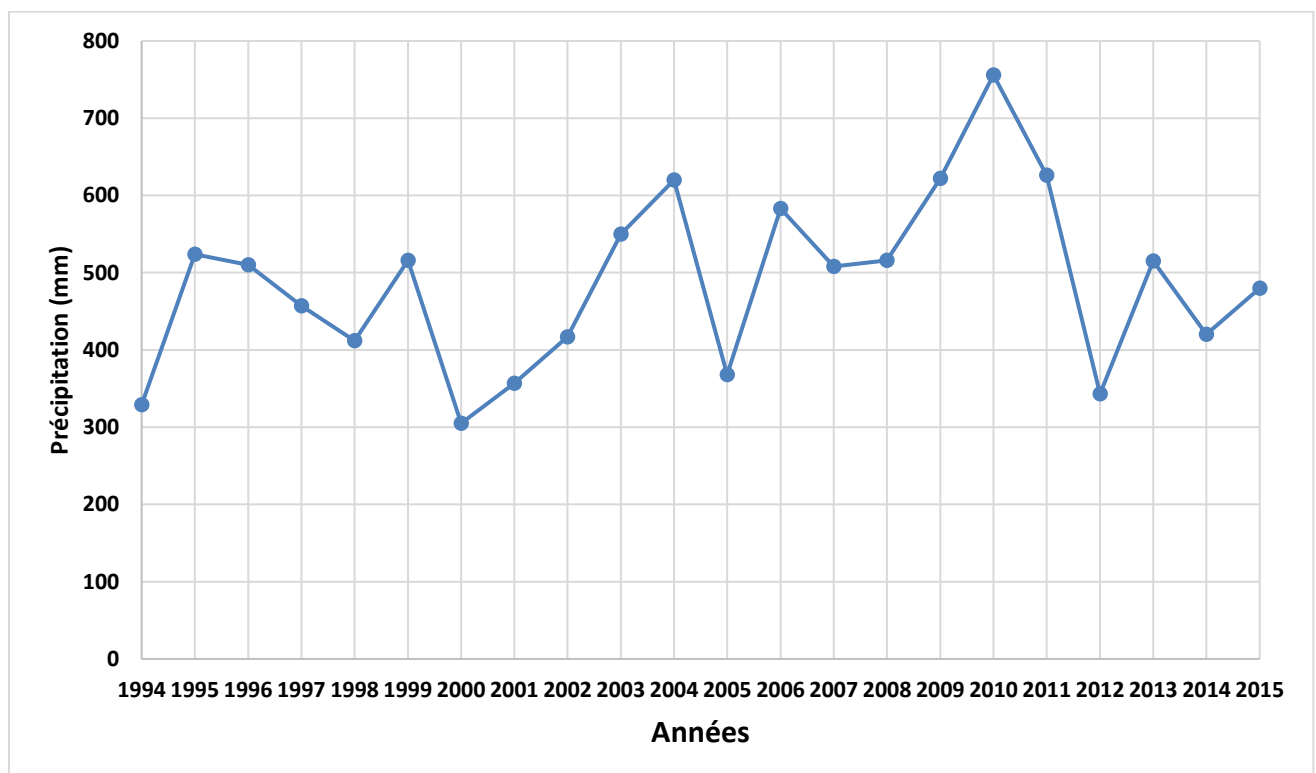


Figure 13. Variation des précipitations annuelles à la Station d'Al Hamma (1994-2015).

1.2.1.2. La région d'étude

Les données des précipitations recueillies au niveau de station de barrage Foug El Gueiss durant 16 ans allant de 1996 à 2011, sont représentées sur le tableau 7.

Tableau 7. Variation des précipitations annuelles au niveau de barrage Foug El Gueiss (1996-2011)

Années	P (mm)	Années	P (mm)
1996	656	2005	336
1997	382	2006	507
1998	420	2007	441
1999	289	2008	439
2000	543	2009	467
2001	333	2010	444
2002	514	2011	515
2003	319	-	-
2004	539	-	-

Source : BFG.2012.

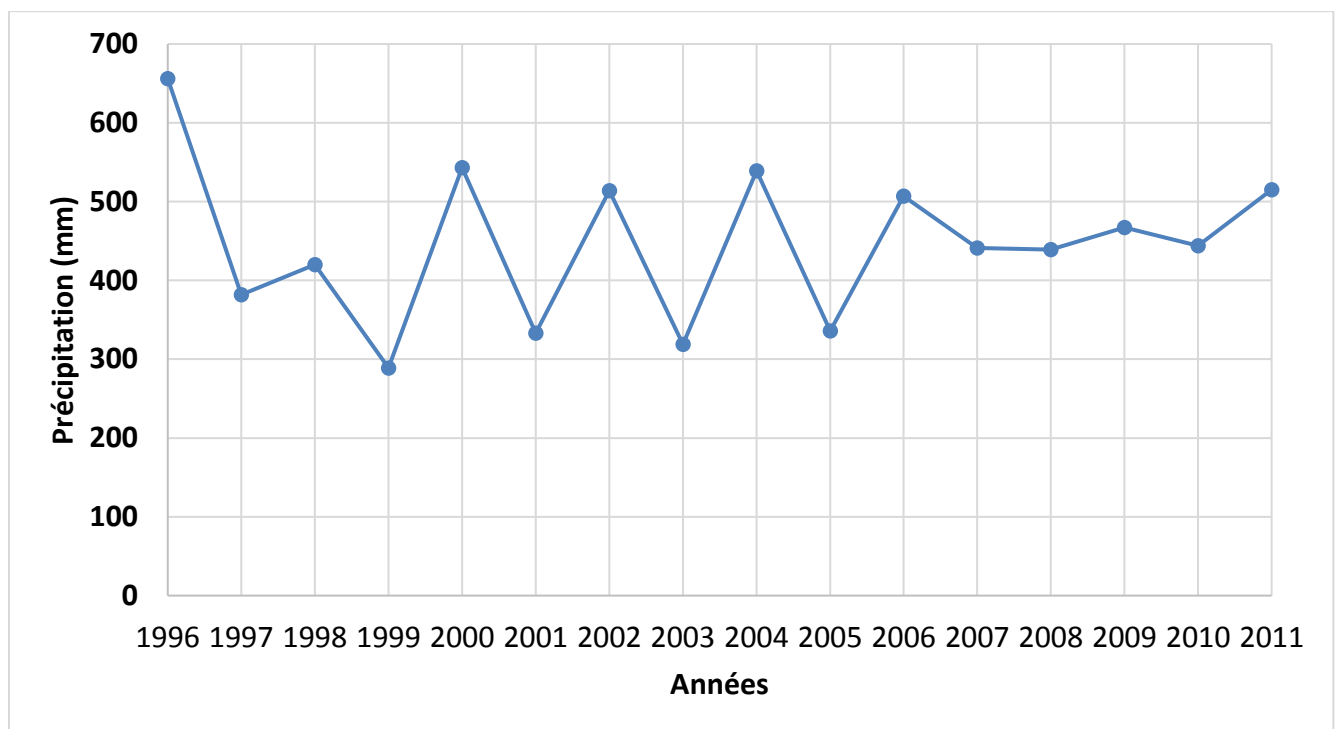
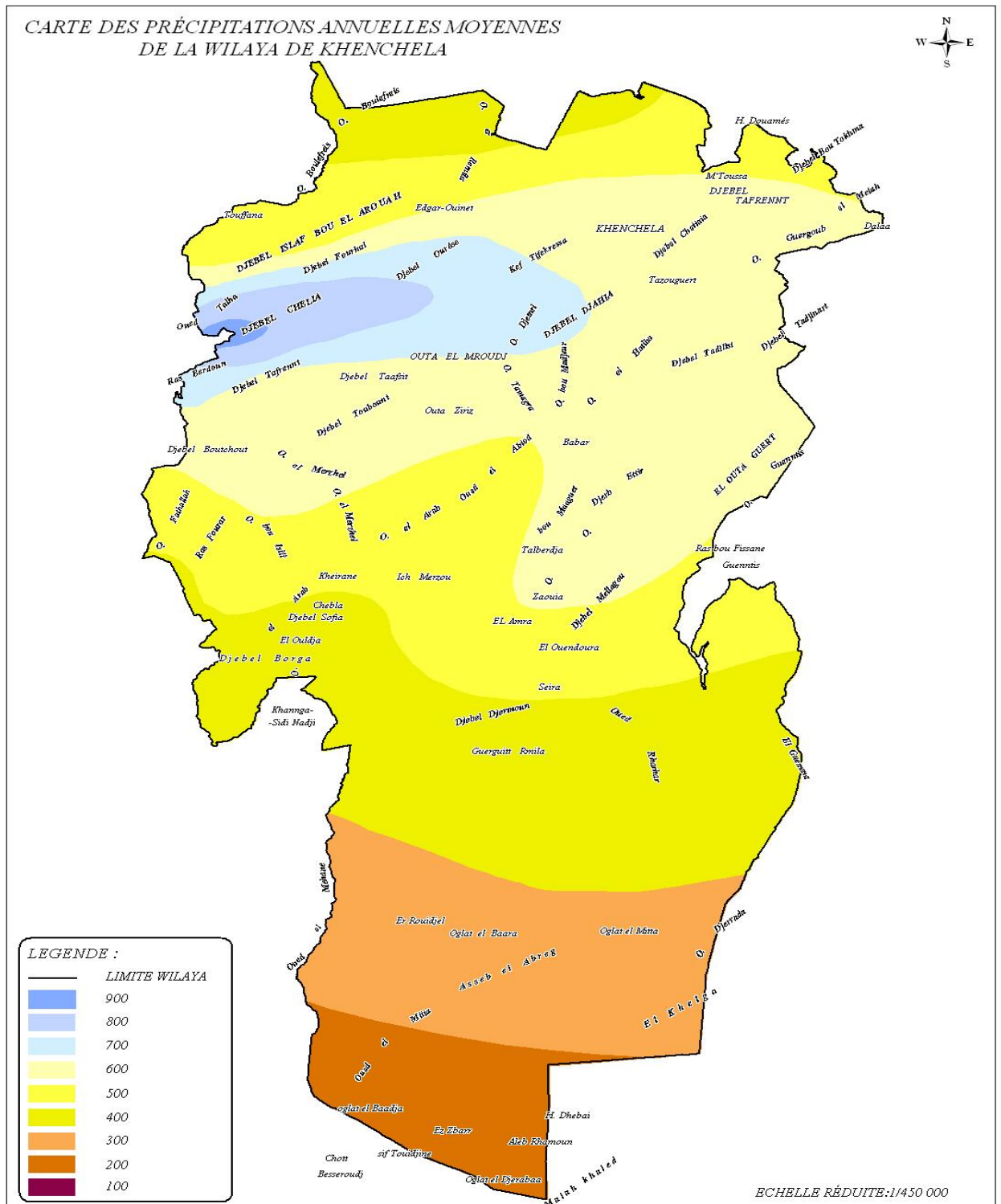


Figure 14. Variation des précipitations annuelles de BFG (1996 - 2011).

D'après les résultats de tableau 7 et la figure 14, nous remarquons que l'année la plus pluvieuse étant 1996, avec un cumule annuelle de 656 mm. L'année 1999 étant la plus sèche avec une cumule annuelle de 289 mm.

D'après la répartition spatiale de la précipitation (Fig. 15), notre région est classée comme région caractérisée moyennement arrosée avec une précipitation de 400 à 500 mm/an.



Source : DPAT, 2012.

Figure 15. Carte des précipitations annuelles moyennes de la wilaya de Khenchela.

1.2.2. Les variations interannuelles des précipitations

Pour mieux caractériser la pluviométrie annuelle et déterminer les années excédentaires où déficitaires, on tient compte du coefficient pluviométrique (Cp).

$$C_p = p/pm$$

p : hauteur des précipitations (mm)

Si : $C_p > 1$ l'année est excédentaire.

$C_p < 1$ l'année est déficitaire.

Tableau 8. Variabilité pluviométrique à la station d'Al Hamma (1994-2010).

Année	P (mm)	Cp	Observation
1994	27,41	0,66	Déficitaire
1995	43,66	<u>1,06</u>	Excédentaire
1996	42,58	<u>1,03</u>	Excédentaire
1997	38,16	0,93	Déficitaire
1998	34,41	0,83	Déficitaire
1999	43,03	<u>1,05</u>	Excédentaire
2000	25,84	0,63	Déficitaire
2001	29,78	0,72	Déficitaire
2002	34,75	0,84	Déficitaire
2003	45,85	<u>1,11</u>	Excédentaire
2004	51,65	<u>1,26</u>	Excédentaire
2005	30,71	0,74	Déficitaire
2006	48,63	<u>1,18</u>	Excédentaire
2007	42,35	<u>1,03</u>	Excédentaire
2008	43,05	<u>1,05</u>	Excédentaire
2009	51,85	<u>1,26</u>	Excédentaire
2010	63,06	<u>1,53</u>	Excédentaire

D'après les résultats de calcul de Cp (tableau 8), nous remarquons qu'il y a 7/17 années déficitaires et 10/17 années excédentaires, cela indique que la région est plus ou moins arrosée. La station d'Al Hamma enregistre un minimum de précipitation de 25,84 mm à l'an 2000 et un maximum de précipitation enregistré à l'an 2010 avec 63,06 mm.

1.2.3. Les précipitations mensuelles et saisonnières

1.2.3.1. La station d'Al Hamma

Les régimes des précipitations mensuelles sont à l'origine de l'écoulement saisonnier, des régimes de cours d'eau, de l'adaptation de la végétation et du développement de l'agriculture.

Les valeurs moyennes mensuelles des précipitations représentées sur le tableau 9 et la figure 16 indiquent que le mois le plus arrosé est celui de mai avec une précipitation moyenne mensuelle de 58.78 mm par contre le mois le plus sec correspond à celui de juillet avec une précipitation moyennée mensuelle de l'ordre de 15.62 mm.

Tableau 9. Précipitations moyennes mensuelles à la station d'Al Hamma (1994-2010).

Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Août
P(mm)	57,73	40,32	39,91	40,37	49,14	25,13	35 ,1	48,45	58,78	43,37	15,62	37,90

Source : SMK, 2011.

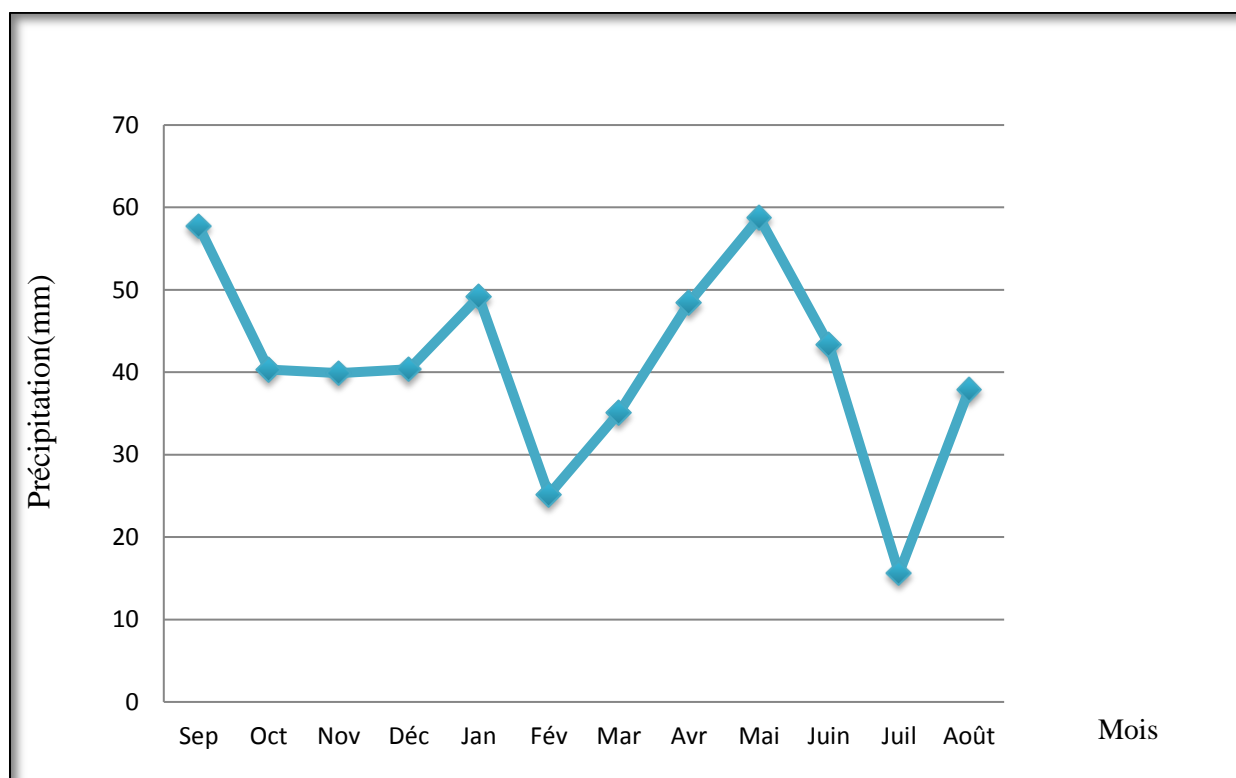


Figure 16. Variation des précipitations mensuelles à la Station d'Al Hamma (1994-2010).

La répartition des précipitations selon les saisons se fait comme suit en deux périodes :

- Une période humide s'étendant du mois de septembre au mois de mai, c'est à dire pendant les trois saisons automne, hiver et printemps avec une moyenne maximale de 142.33 mm enregistrer en printemps.
- Une période sèche qui correspond aux mois de juin, juillet et août avec une précipitation moyenne de 96.89 mm.
- Il en découle que près de 3/4 des précipitations arrosent la région dans une période humide avec un maximum de pluviométrie de 28.93% en hiver et un minimum en été soit 19,70% des précipitations annuelles.

Tableau 10. Répartition saisonnière des précipitations (mm) à la station d'Al Hamma (1994-2010).

Saisons paramètre	Automne	Hiver	Printemps	Été	Somme
P (mm)	137,96	114,64	142,33	96,89	491,82
(%)	28,05	23,30	28,93	19,70	100

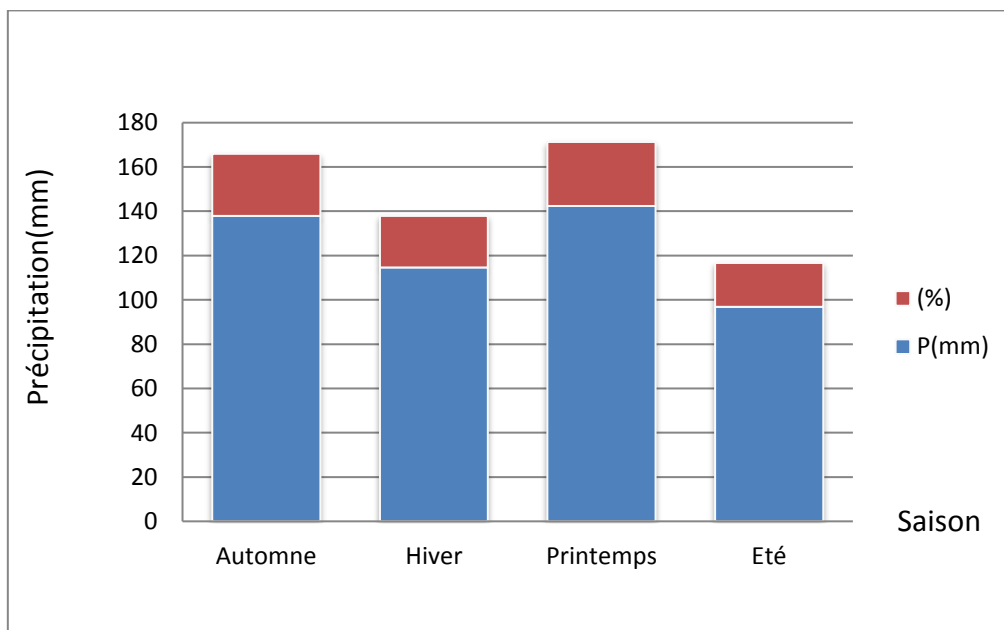


Figure 17. Variation des précipitations saisonnières à la Station d'Al Hamma (1994-2010).

1.2.3.2. La région étudiée

La précipitation qui a été enregistrée au niveau de barrage Foum El Gueisse, elle présente un maximum de pluie de 51 mm au mois de mai avec un minimum de 12 mm enregistré au mois de juillet. Les valeurs moyennes mensuelles des précipitations représentées sur le tableau 12 et la figure 18.

Tableau 11. Précipitations moyennes mensuelles de barrage Foum El Gueiss (1989-2011).

	Automne			Hiver			Printemps			Été		
Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Août
P(mm)	46	34	28	31	42	30	35	45	51	26	12	46
	108			103			131			84		

Source : BFG.2012.

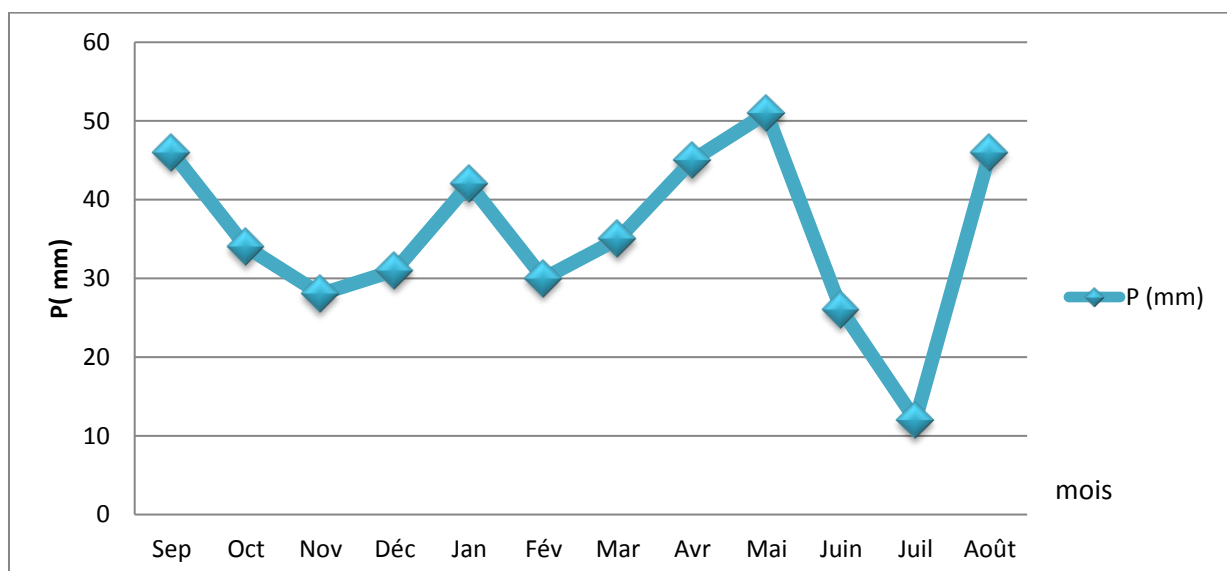


Figure 18. Répartition des précipitations mensuelles de la Station de Barrage Foum El Gueiss (1996-2011).

La répartition des précipitations selon les saisons se fait comme suit en trois périodes :

- Une période humide s'étendant sur trois mois, Mars, avril et le mois de mai, ce qui enregistre durant les trois mois une moyenne maximale de 131 mm « Printemps ».
- Une deuxième période sèche qui correspond aux mois de juin et le mois d'aout avec une précipitation moyenne de 84 mm.
- Une troisième période c'est la subhumide s'étendant sur le mois de septembre, novembre, décembre et jusqu'à au mois de février, car pendant les deux saisons de l'hiver et de l'Automne enregistrent une même moyenne de 108 mm.

Les deux saisons de printemps et hiver présentent 54% des précipitations annuelles, tandis la saison estivale présente seulement 20% des précipitations annuelles, cela indique d'irrégularité de répartition annuelle de précipitation dans la région (Fig. 19).

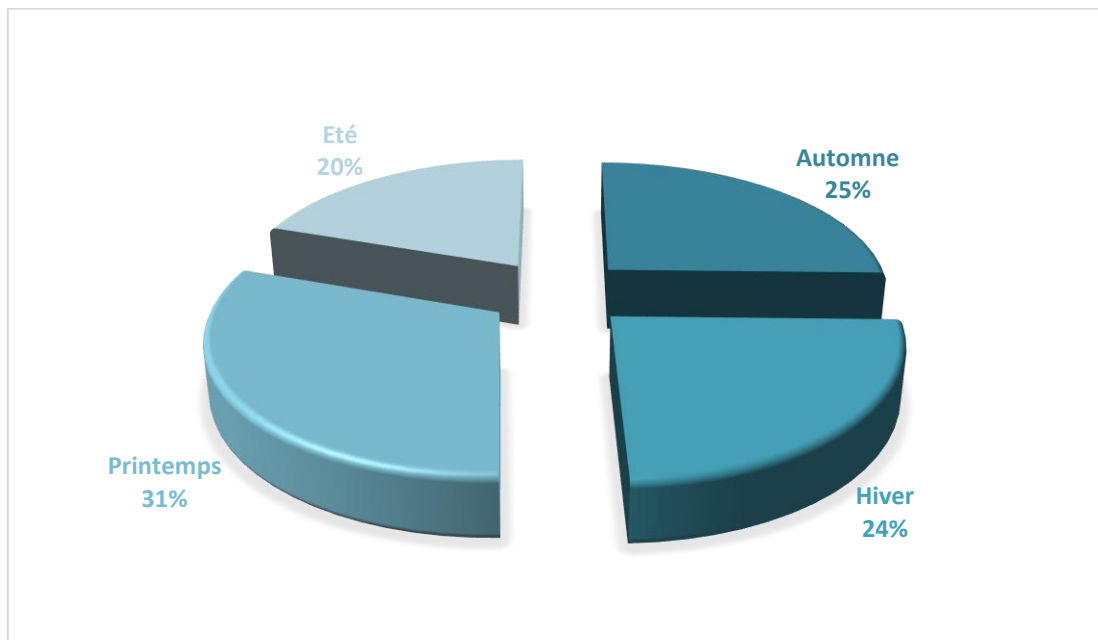


Figure 19. Répartition saisonnière des précipitations de barrage Foum El Gueiss (1996-2011).

2. Synthèse climatique

2.1. Diagramme Ombrothermique de Gaussen.

La combinaison des deux principaux facteurs climatiques, la température et les précipitations sont intéressantes dans la mesure où elle permet de déterminer les mois véritablement secs. Cette relation permet d'établir un graphe dit Ombrothermique sur lequel les températures sont portées à l'échelle double des précipitations.

Le Diagramme Ombrothermique de BAGNOULS et GAUSSEN met en évidence la notion des saisons humides et sèches, comme celui ayant un total pluviométrique (moyenne en millimètres) égal ou inférieur au double de la température ($P \leq 2T^{\circ}\text{C}$). Ainsi, on constate que la saison sèche est formée par plusieurs mois secs consécutifs.

Le diagramme pluviothermique de la station de Khenchela et la région d'étude montre l'existence de deux saisons (Fig. 20 et 21) :

-Saison humide et froide qui s'étale du début de septembre jusqu'au mois de mai.

-Et saison sèche et chaude, elle s'étale du mois de mai jusqu'au mois de septembre.

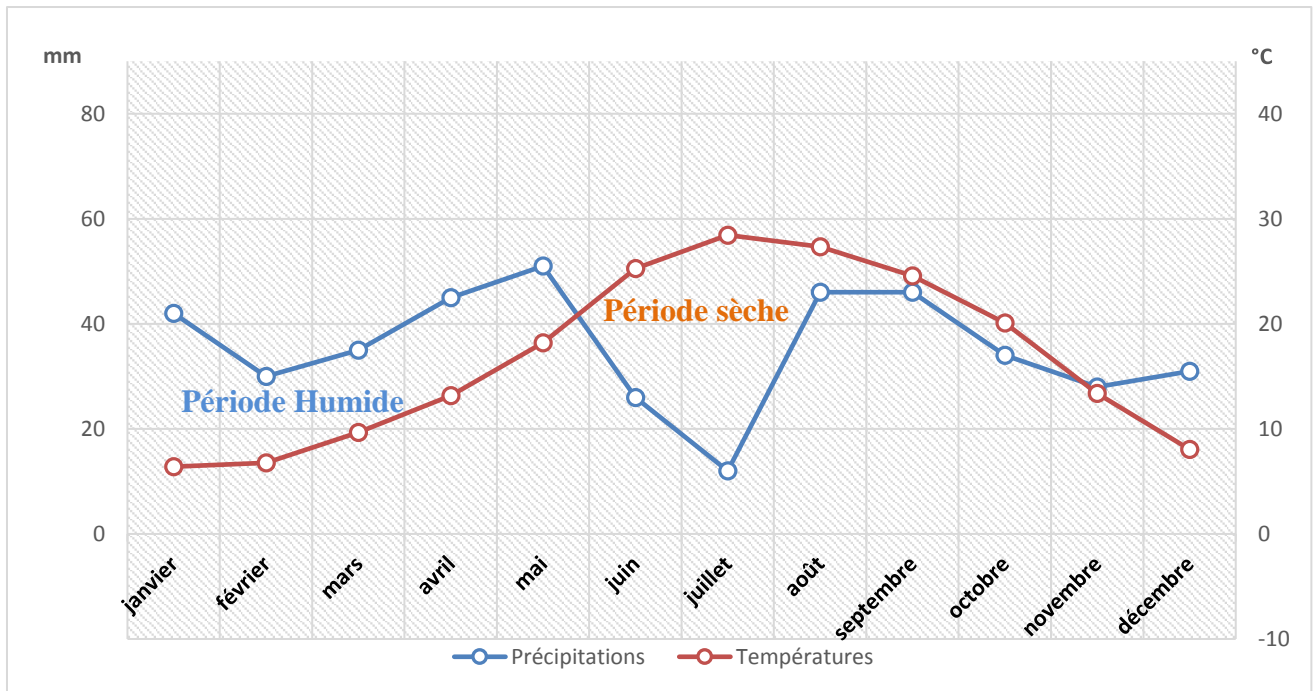


Figure 20. Diagramme Ombrothermique de Guessen et Bagnouls de station Khenchela (1994-2010).

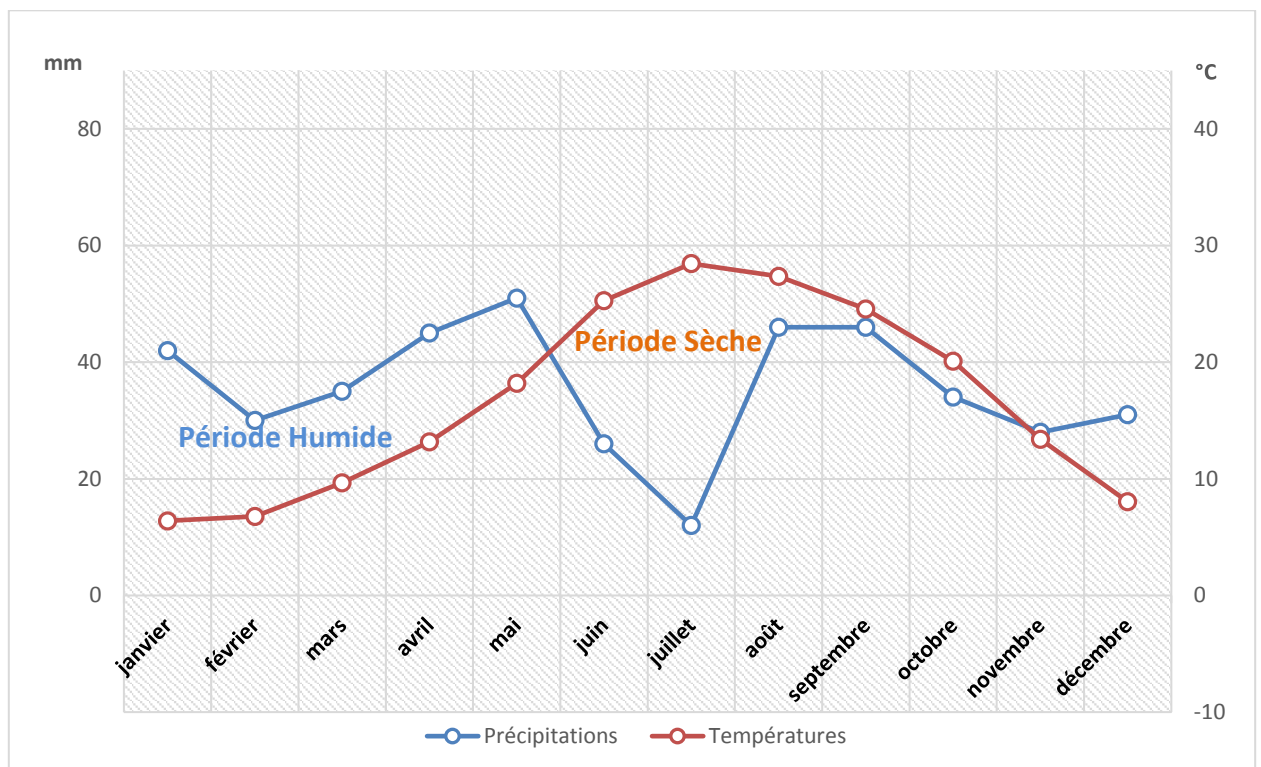


Figure 21. Diagramme Ombrothermique de Guessen et Bagnouls de station de Foug El Gueiss Kais (1989-2011).

2.2. Indice d'aridité de Martonne

En 1925 Emmanuel De Martonne a proposé une formule climatologique permettant le calcul d'un indice dit indice d'aridité (Ia). Cet indice est fonction de la température (T en °C) et des précipitations (P en mm) et permet de déterminer le type de climat qui caractérise la zone d'étude. Ce paramètre se calcule selon la formule suivante :

$$Ia = P/T+10$$

Avec :

Ia : indice d'aridité

P : précipitations cumule annuelles (mm).

T : températures moyennes annuelles (°C).

Les valeurs de l'indice permettent de déterminer le climat selon le classement suivant :

Quand

$I < 5$ —————> le climat est hyperaride.

$5 < I < 7.5$ —————> le climat est désertique.

$7.5 < I < 10$ —————> le climat est steppique.

$10 < I < 20$ —————> le climat est semi-aride.

$20 < I < 30$ —————> le climat est tempéré.

$I > 30$ —————> le climat est humide.

Les résultats de nous calculent ont donnée :

$Ia_k = 419 / (15,71+10) = 16,3$ (Station de Khenchela est classée comme un climat semi-aride).

$Ia_R = 432.26 / (18.26+10) = 15.29$ (Remila est classé comme un climat semi-aride).

L'indice d'aridité peut être calculé par mois où sa formule est :

$$I = 12 p / (T+10).$$

Où

I : Indice d'aridité mensuel

P : Précipitations mensuelles en mm

T° : Température moyenne mensuelle en °C.

Les résultats de tableau 12, présentent les valeurs de l'indice d'aridité annuell calculé pour les deux stations BFG et Al Hamma.

Les résultats de tableau 13, présentent les valeurs de l'indice d'aridité mensuel pour les deux stations BFG et Al Hamma.

Tableau 12. Les valeurs de l'indice d'aridité annuelle (Ia) de (BFG et Al Hamma).

Station BFG			Station Al Hamma		
Années	I	Étage bioclimatique	années	I	Étage bioclimatique
1996	22.30	Tempéré	1996	19.87	semi-aride
1997	13.54	semi-aride	1997	17.81	semi-aride
1998	14.31	semi-aride	1998	16.06	semi-aride
1999	10.23	semi-aride	1999	20.08	Tempéré
2000	12.62	semi-aride	2000	9.58	Steppique
2001	11.78	semi-aride	2001	10.08	Semi-aride
2002	12.49	semi-aride	2002	17.68	Semi-aride
2003	9.61	Steppique	2003	23.24	Tempéré
2004	19.09	semi-aride	2004	21.38	Tempéré
2005	11.89	semi-aride	2005	18.42	Semi-aride
2006	17.96	semi-aride	2006	16.54	Semi-aride
2007	15.63	semi-aride	2007	21.26	Tempéré
2008	15.54	semi-aride	2008	23.43	Tempéré
2009	16.52	semi-aride	2009	13.24	Semi-aride
2010	15.71	semi-aride	2010	19.38	Semi-aride

Tableau 13. Les valeurs de l'indice d'aridité mensuel (I) (BFG et Al Hamma).

station: Al hamma			BFG		
Mois	I	Étage bioclimatique	Mois	I	Étage bioclimatique
Septembre	22.20	Tempéré	Septembre	21.71	Tempéré
Octobre	18.60	Semi-aride	Octobre	20.50	Tempéré
Novembre	22.65	Tempéré	Novembre	25.02	Tempéré
Décembre	27.47	Tempéré	Décembre	25.69	Tempéré
Janvier	35.31	Humide	Janvier	21.36	Tempéré
Février	17.12	Semi-aride	Février	18.55	Semi-aride
Mars	20.60	Tempéré	Mars	20.41	Tempéré
Avril	25.00	Tempéré	Avril	21.92	Tempéré
Mai	24.81	Tempéré	Mai	38.58	Humide
Juin	15.63	Semi-aride	Juin	9.92	Steppique
Juillet	5.10	Désertique	Juillet	13.62	Semi-aride
Août	12.58	Semi-aride	Août	8.71	Steppique

2.3. Le Diagramme de Louis Emberger

Pour plus de précision sur l'étage bioclimatique de la région, nous employons le Climagramme de L. Emberger (Fig. 22) sur lequel nous avons reporté les données relatives à la station d'Al Hamma et BFG. On a deux formules pour calculer Q, la première est celle de EMBERGER (1939).

$$Q_2 = 2000 P / (M^2 - m^2)$$

La deuxième celle de STEWART 1968, pour le Magreb déterminer selon la formule suivante :

$$Q_2 = 3,43 P / (M - m)$$

Avec :

P : Total des précipitations annuelles de la station

M : Moyenne des maxima du mois le plus chaud

m : Moyenne des minima du mois le plus froid

Après le calcul, nous obtenons les résultats qui ont été reportés dans le tableau 14 :

Tableau 14. Valeurs de coefficient pluviométrique d'Emberger (BFG et Al Hamma).

Stations	P (mm)	M (C°)	m (C°)	Q2	Etage bioclimatique
Al Hamma	491,82	34,71	2,5	44,71	Semi-aride Frais
BFG	432.26	30.7	3.3	54.11	Semi-aride Frais

D'après les résultats de calcul de Q tableau 14, et la projection des données dans le Climagramme de L. Emberger, permet de positionner la station d'Al Hamma et de BFG dans l'étage bioclimatique semi-aride Frais (Fig. 22).

2.4. Le bilan hydrique

Le bilan de l'eau global correspondant à une équation d'équilibre entre les apports et les pertes qui influent directement sur la variation des réserves. Ainsi pour déterminer le bilan de la zone d'étude, il est indispensable d'évaluer ses composantes (infiltration, ruissèlement et évapotranspiration), pour cela, on va se baser sur les données des deux stations pour déterminer le bilan hydrique.

2.4.1. L'évaporation

L'évaporation est la restitution de l'eau par l'atmosphère sous forme de vapeur à partir de la surface du sol. Elle est donc un élément très important pour l'établissement du bilan hydrologique, et dépend de plusieurs paramètres : la température, les précipitations, l'humidité de l'air, le couvert végétal. On distingue deux paramètres l'évapotranspiration potentielle (ETP) et l'évapotranspiration réelle (ETR).

A. Évapotranspiration potentielle (ETP)

L'évapotranspiration potentielle est la consommation d'eau, sous l'action conjuguée de l'évaporation de l'eau du sol et de la transpiration de la plante. Il s'agit de la perte d'eau d'un couvert végétal sous les conditions optimums d'alimentation en eau.

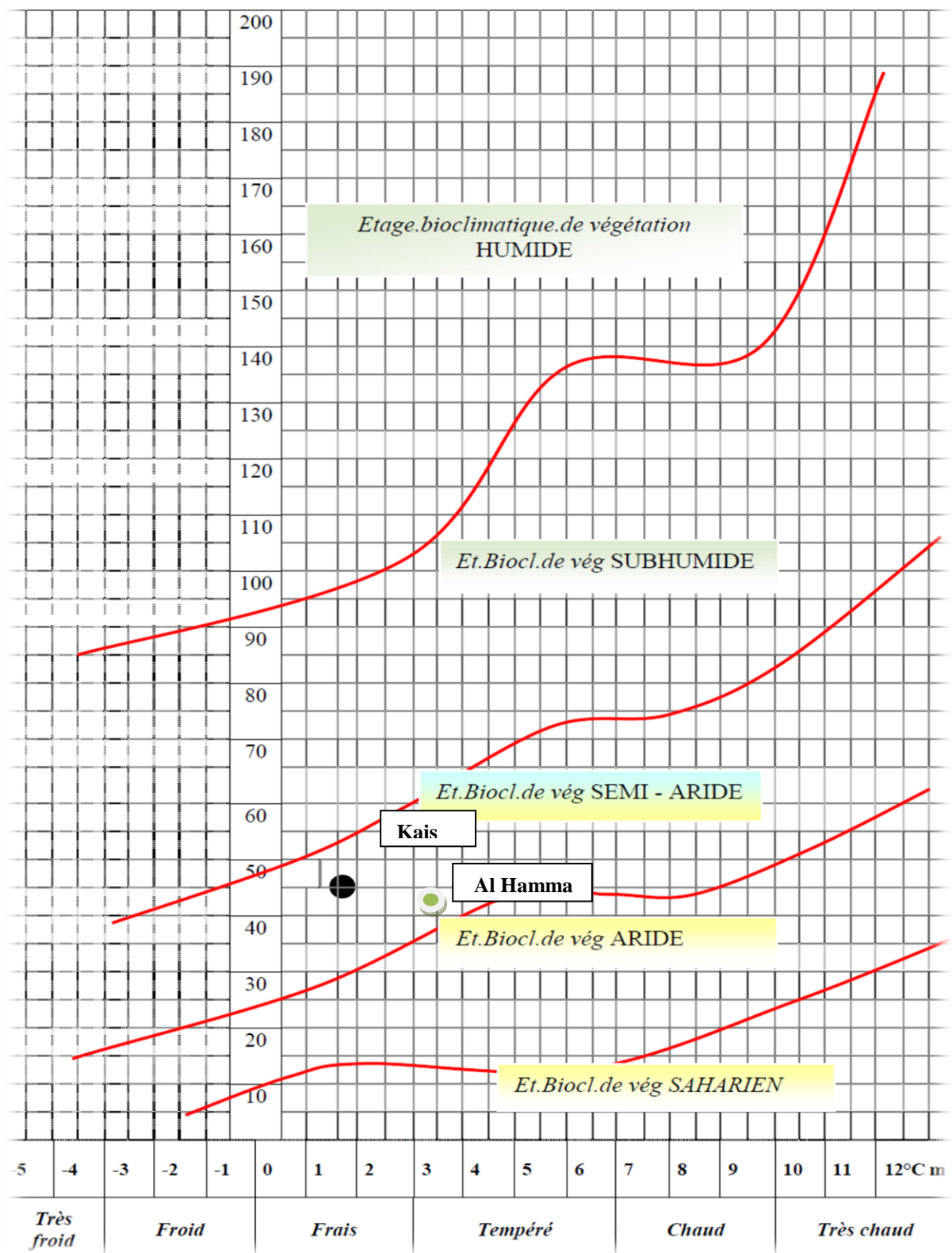


Figure 22. Quotient pluviométrique d'Emberger stations d'El Hama et BFG.

B. Évapotranspiration réelle (ETR)

L'évapotranspiration réelle c'est la quantité d'eau réellement évaporée.

2.4.2. Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) :

2.4.2.1. Formule de Turc :

Suite à ses expériences faites sur des cuves lysométriques à Versailles, Rothamsted et Groningen, L. Turc a publié une gamme de formules permettant le calcul de l'ETP. En 1962, il ajouta à sa formule de calcul de l'ETR, le bilan radiatif et introduisit l'humidité relative. En gardant la simplicité et la disponibilité des données météorologiques, la formule de Turc s'écrit ainsi :

$$\text{ETP mm/mois} = 0.40 [T/T + 15] (I_g + 50)$$

Dans laquelle on a

T : température moyenne mensuelle en °C, mesurée sous abri,

I_g : radiation solaire globale exprimée en cal/cm²/jour.

$$I_g = I_{ga} (0.18 + 0.62 h/H).$$

I_{ga} : radiation maximale théorique tirée des abaques (voir annexes).

La constante 0.4 est remplacé par 0.39 pour les mois de 30 jours et par 0.37 pour le mois de février.

H : durée astronomique du jour, définie à partir des abaques (voir annexes).

h : durée d'insolation effective mesurée par l'héliographe.

Quand l'humidité relative mensuelle de l'atmosphère est inférieure à 50%, on multiplie la valeur de l'ETP par le coefficient de correction suivant :

$$k = 1 + [(50 - hr)/70] \text{ avec}$$

hr : humidité relative de l'air durant le mois en question.

2.4.2.3. Formule de Thornthwaite

L'évapotranspiration potentielle (ETP), initiée par le climatologue américain G.W. Thornthwaite, est la croissance de l'évapotranspiration vers une limite maximale. Elle se produit lorsqu'un milieu végétal étendu et couvrant efficacement un sol est abondamment pourvu en eau, pouvant permettre aux végétaux de puiser sans restriction dans la réserve hydrique du sol pour répondre au mieux à la demande de l'environnement aérien. G.W. Thornthwaite proposa en 1948 une expression pour l'estimation de l'évapotranspiration

potentielle en tenant compte seulement de la température mensuelle. Le développement de cette expression donne la formule suivante :

$$ETP = 16 \left[\frac{10t}{I} \right]^a k$$

$$i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1.514} \quad I = \sum_1^{12} i \quad \text{où} \quad a = \left(\frac{1.6}{100} \right) I + 0.5$$

ETP : évapotranspiration potentielle moyenne mensuelle (mm) ;

i : Indice thermique mensuel ;

a : paramètre arbitraire lié à la température ;

I : Somme des indices thermiques mensuels ;

t : Température moyenne mensuelle (C°) ;

K : coefficient d'ajustement mensuel.

Pour le calcul de l'ETR, nous appliquerons plusieurs méthodes, mais l'ETR s'écarte plus ou moins de l'ETP, selon le climat et la nature des surfaces évaporantes.

2.4.3. Estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR)

2.4.3.1. Méthode de Turc

Cette méthode est applicable à tous les climats et elle est en fonction des précipitations et des températures moyennes mensuelles. La formule est la suivante :

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

Où: **ETR** : Évapotranspiration réelle annuelle en mm..

P : Précipitation moyenne annuelle, en mm.

L = 300 + 25 T + 0,05 T³ : pouvoir évaporant de l'atmosphère.

T : Température moyenne annuelle (en °C).

2.4.3.2. L'ETR selon la méthode de C.W .Thorntwaite

On obtient l'ETR pour l'un des cas suivants :

Si $P < ETP$ \longrightarrow (1) suffisant \longrightarrow ETR=ETP

(2) insuffisante égale à (0) ETR=P+RFU (mois précédent)

Si $P > ETP$ \longrightarrow ETR = ETP

2.4.3.3. Formule de M. Coutagne

Qui calcule l'ETR par la manière suivante :

$$\text{ETR} = P - \lambda P^2 \quad \text{avec} \quad \lambda = 1 / (0.8 + 0.14T).$$

P : précipitation moyenne annuelle en (m).

T : Température moyenne annuelle (en °C).

L'application de cette formule est conditionnée par la relation suivante :

$$1/8\lambda \leq 1/2\lambda$$

2.4.4. Estimation de la RFU (réserve facilement utilisable)

Selon G.Gastany lorsque les quantités d'eau prévenant des pluies dépassent celles perdues par l'évapotranspiration, le surplus est stocké et constitue ce qu'on appelle réserve facilement utilisable (RFU).

$$\text{RFU} = (P - \text{ETP}) + \text{RFU} (\text{mois précédent}).$$

2.4.5. Interprétation de bilan hydrique de Thornthwaite

Le bilan hydrologique est un moyen de connaître les réserves et de suivre leur évolution au cours de l'année hydrologique.

La réserve hydrique d'un sol peut être définie comme la quantité maximum d'eau dont peut disposer la végétation pour son alimentation lors des déficits pluviométriques. Cette réserve est « utile » à la végétation, d'où le nom de « réserve utile » ; pour la réserve utile, il faut prendre en compte la profondeur de sol colonisé par les racines et l'humidité volumique.

La période de reconstitution des réserves commence dès que la pluie est supérieure à l'évaporation ($P > \text{ETP}$).

A la fin de l'été début d'automne, les sols sont secs et le niveau de la réserve hydrique du sol est quasiment nul. Au mois de novembre, les pluies l'emportent sur l'évapotranspiration. Ces premières pluies pénètrent dans le sol et demeurent dans la couche superficielle du sol desséchée pendant l'été précédent. La teneur en eau augmente, d'une part au gré des apports et d'autre part aux prélèvements par évapotranspiration inférieurs aux pluies. Au mois de décembre, la réserve hydrique est reconstituée sur toute son épaisseur et que la teneur en eau du sol a atteint la capacité de rétention, toute la pluie non retenue par la couche superficielle du sol, s'infiltré et rejoint la zone saturée. Pendant le printemps, la pluie non reprise par évaporation profite à la réserve hydrologique jusqu'aux sources et aux cours d'eau.

A la fin du printemps (mai), l'évaporation devient supérieure aux pluies, la réserve hydrique s'épuise ; la réserve hydrologique, qui continue à maintenir les écoulements alors qu'elle n'est plus réalimentée, s'épuise également.

Pour les deux stations, les variations mensuelles de ce paramètre correspondent à celles des températures avec une ETP minimale en janvier et maximales en juillet. De novembre à avril, la totalité de l'évapotranspiration potentielle est alimentée par les précipitations.

Globalement la période de mai à octobre correspond à une phase de tarissement des réservoirs souterrains puisque leur alimentation est stoppée. Leur recharge est effectuée durant le reste de l'année avec un maximum supposé en janvier-février.

Tableau 15. Bilan hydrique calculé par la méthode de Thornthwaite pour les deux stations.

Bilan hydrique de station d'El Hamma.													
	Sept	oct	nov	déc	jan	Fév	mars	avril	mai	juin	Juil	Aout	Total
P (mm)	61	39	40	48	44	24	35	61	72	26	18	38	505
T (C°)	21	17	12	8	7	8	11	14	18	23	26	26	191
K	1,03	0,97	0,86	0,84	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16	
ETP (mm)	97,02	62,39	29,36	16,66	11,50	15,86	34,15	48,04	86,54	133,62	165,47	150,09	850,69
BH	-36,52	-23,19	10,24	30,94	32,60	8,54	0,65	12,96	-14,74	-108,12	-147,67	-111,69	
RFU (mm)	0,00	0,00	10,24	25,00	25,00	25,00	25,00	25,00	10,26	0,00	0,00	0,00	145,5
ETR (mm)	61,00	39,00	29,36	16,66	11,50	15,86	34,15	48,04	86,54	35,76	18,00	38,00	433,87
EX (mm)	0,00	0,00	0,00	16,18	32,60	8,54	0,65	12,96	0,00	0,00	0,00	0,00	70,93
DA (mm)	36,52	23,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	97,86	147,67	111,69	416,93

Bilan Hydrique de Thornthwaite du bassin de Remila													
	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Aou	Totale
P (mm)	46	34	28	31	42	30	35	45	51	26	12	46	426
T°(C)	24,56	20,09	13,38	8,04	6,4	6,77	9,65	13,18	18,2	25,2	28,45	27,35	—
K	1.03	0.97	0.86	0.85	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	—
I	11,13	8,21	4,43	2,05	1,45	1,58	2,7	4,33	7,07	11,6	13,9	13,1	81,56
ETP mm	119,86	78,63	33,54	13,25	8,99	9,72	29,66	164,36	82,1	148,1	186,5	163,8	1038,5
RFU mm	0	0	0	17,75	50,76	70,76	76,1	0	100	0	0	0	315,3
ETR mm	46	34	28	13,25	8,99	9,72	29,66	45	51	26	12	46	349,6
BH	-73,86	-44,63	-5,54	17,75	33,01	20,28	5,34	-119,36	-31,1	-122,1	-174,5	-117,6	—

D'après les résultats des calculs de Bilan, nous remarquons que la plaine de Remila reçoit son maximum pluviométrique en mai et son minimum en période estivale exactement à juillet. Le mois de juillet correspond à la plus forte valeur de l'ETP (perte en eau), donc la période de sécheresse s'étale d'avril à octobre (Fig. 21), donc dans cette période le bilan hydrique de la région est déficitaire. Lorsque la température dépasse les 10°C (avril - octobre), la végétation devient beaucoup plus active physiologiquement. Les valeurs de l'ETP calculées transcrivent alors surtout l'augmentation des échanges énergétiques liés à la phase de vaporisation. Les résultats confirment que le bassin de Remila reçoit moins de pluie que les hautes plaines septentrionales du Nord-est Algérien.

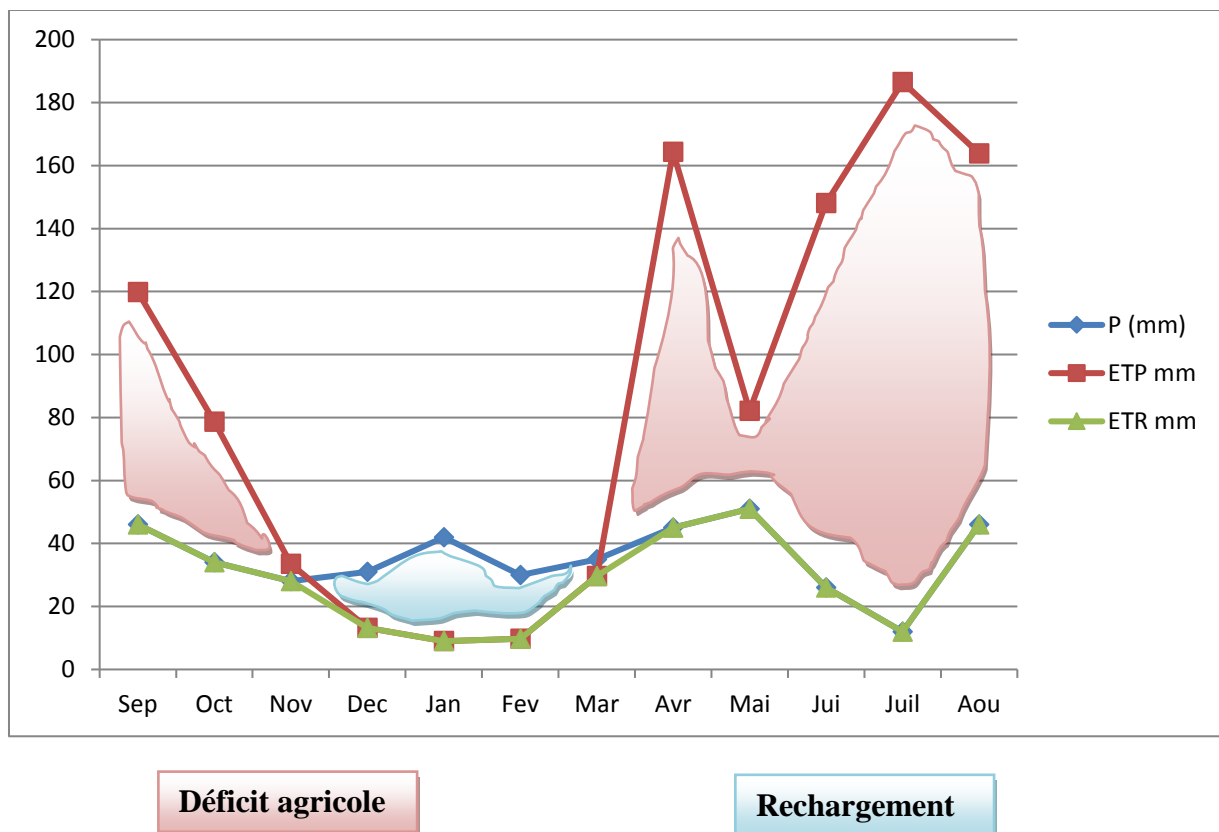
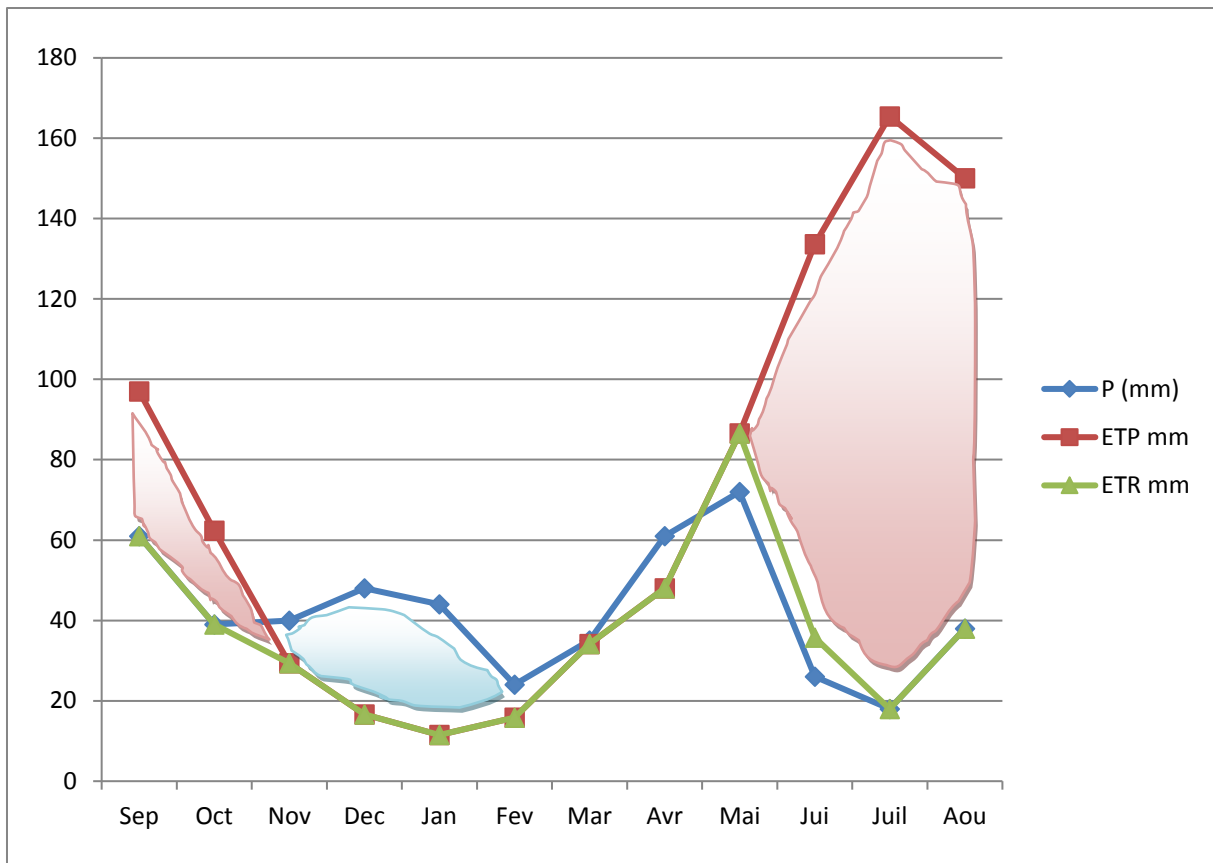


Figure 23. Représentation graphique de bilan hydrique à la station de Foug El Guiés (1996 - 2011).



Déficit agricole

Rechargement

Figure 24. Représentation graphique de bilan hydrique à la station d'El Hamma (1994- 2010).

Chapitre 4 :
Etude de l'origine de
salinisation des eaux
souterraine de Remila

Chapitre 4 : Etude de l'origine de salinisation des eaux souterraine de Remila.

1. Introduction

Le bassin endoréique de Rémila sujet d'étude, constituer un modèle type de cette thématique, il se situer au nord de l'Algérie entre l'Atlas tellien et l'Atlas saharien, caractérisé par un climat semi-aride où les précipitations se caractérisent par des variations temporelles et spatiales qui sont aléatoires et sporadiques (Houha et al., 2008). Par conséquent, pour améliorer la gestion de la qualité des ressources en eau dans cette région, il est important de comprendre le processus principal qui contrôle la minéralisation des eaux souterraines. La dégradation de la qualité des eaux souterraines peut être causée par des processus naturels. En outre, certains de ces processus sont accélérés par les activités humaines en raison de la surexploitation de ces ressources. La salinisation des eaux souterraines se produit dans de nombreux aquifères. L'origine de salinité des eaux souterraines dans les aquifères a été étudiée par de nombreux chercheurs (Gibbs, 1970; Grillot and Schoeller, 1989; Cardenal et al., 1994; Hsissod et al., 1996; Morell et al., 1996; Fisher and Mullican, 1997; Yermani et al., 2003; Magal et al., 2008; Somay et Gemici, 2009; Cruz et al., 2011; Pazand et al., 2012; Kraiem et al., 2015), et diverses sources de salinité des eaux souterraines ont été identifiées, y compris les eaux usées (Ghabayen et al., 2006; Bel Hadj Salem et al., 2011), l'eau fossile de mer (Tijani, 2004; Edmunds, 2009; Ben Alaya et al., 2014), ou intrusion des eaux salines induite par excessif pompage d'eau souterraine (Kim et al., 2003; Wang et al., 2012) ou bien la dissolution géogénique des dépôts de sel ou des intrants agricoles. Elle peut aussi résulter de processus secondaires conduisant à la salinisation par redistribution ou concentration de solutés déjà présents dans le système tel que le retour des eaux d'irrigation (Gouaidia et al., 2012 ; Bouderbala, 2015), ou la dissolution des évaporites (Langman et Ellis, 2013 ; Varol et Davraz, 2014).

Les processus de salinisation peuvent être diagnostiqués en utilisant de nombreuses techniques telles que l'analyse géochimique, des éléments majeurs, en traces et des traceurs isotopiques (Scanlon et al., 2006 ; Sass et Starinsky, 1979). Ajoutant à cela, des méthodes d'analyses statistiques adéquates des résultats géochimiques sont utilisées (Viswanath et al., 2015). Habituellement, des rapports géochimiques binaires entre différents éléments majeurs et mineurs couplés avec des valeurs isotopiques mesurées ^{18}O et ^2H utilisés dans le cadre d'identifier les origines de la minéralisation des eaux de l'aquifère (Kim et al. 2003 ; Ben Hamouda et al, 2009 ; Pu et al, 2013). Souvent, on recourt à un jumelage entre les différents techniques dans le cadre de confirmé ou infirmé les relations entre les éléments et les processus géochimiques les plus dominants (Farid et al., 2013 ; Ben Alaya et al., 2014 ; Farid et al., 2015).

Le présent chapitre, se focalise sur le problème de la qualité des eaux souterraines de la région de Remila. En se basant sur les méthodes hydrogéologiques, géochimiques et isotopiques, cette étude vise à (I) Caractérisation physicochimique de la qualité des eaux souterraines de la région d'étude (II) mettre en évidence les processus de salinisation dominante des eaux souterraines (II) identifier les aires de recharge, et les sources principales de contamination.

Dans le cadre de réalisé nos objectifs un plan de travail a été préparer :

- Présentation de la région d'étude
- Matériel et Méthodes
- Étude hydrogéochimique classique des eaux souterraine
- Étude isotopique des eaux souterraines
- Utilisation de nouvelles perspectives sur la chimie de l'eau par l'analyse compositionnelle des données CoDA « Compositional Data Analysis »

2. Matériels et méthodes

2.1. Prélèvement des échantillons

Un réseau d'échantillonnage a été choisi pour permettre d'acquérir des données représentatives sur la variabilité spatiale et temporelle de la qualité des eaux souterraines de la nappe étudiée. Ce réseau des points d'eau (Fig. 25) est bien réparti sur la totalité de la plaine de l'amont vers l'aval. Pour éviter des surprises d'échantillonnage et de minimisé l'erreur d'échantillonnage, nous avons basé sur les méthodes préconisées celle de Rodier, 2009 et CEAEQ, 2009. Deux campagnes de prélèvements d'échantillons d'eau destinée à des analyses hydrochimiques (éléments majeurs et quelques éléments traces) ont été effectuées sur 35 forages de la région d'étude. Ces campagnes d'échantillonnage ont été réalisées au cours des mois septembre-octobre 2013, donc durant la période des basses eaux dans le but de mieux suivre l'évolution de la qualité chimique des eaux. La deuxième campagne a été réalisée au cours des mois de mai-juin en 2014 durant la période des Hautes eaux. En effet, avant chaque prélèvement, l'eau des forages a été renouvelée par pompage. Pour chaque forage, le volume pompé pour assurer le renouvellement de l'eau est de deux à trois fois le volume de la colonne d'eau du forage. En parallèle, un suivi régulier de la conductivité a permis de vérifier l'obtention d'un régime permanent. Pour la totalité des échantillons, l'eau prélevée est brute et n'a pas subi de traitement. À chaque point, nous avons prélevé, des eaux dans un flacon en polyéthylène de 1.5 L, préalablement rincés plusieurs fois et filtrés sur une membrane de 0.45 μm et de le remplir de la manière de ne lisser pas des bulles d'air pour limité les réactions chimiques pendant le transport d'échantillon.

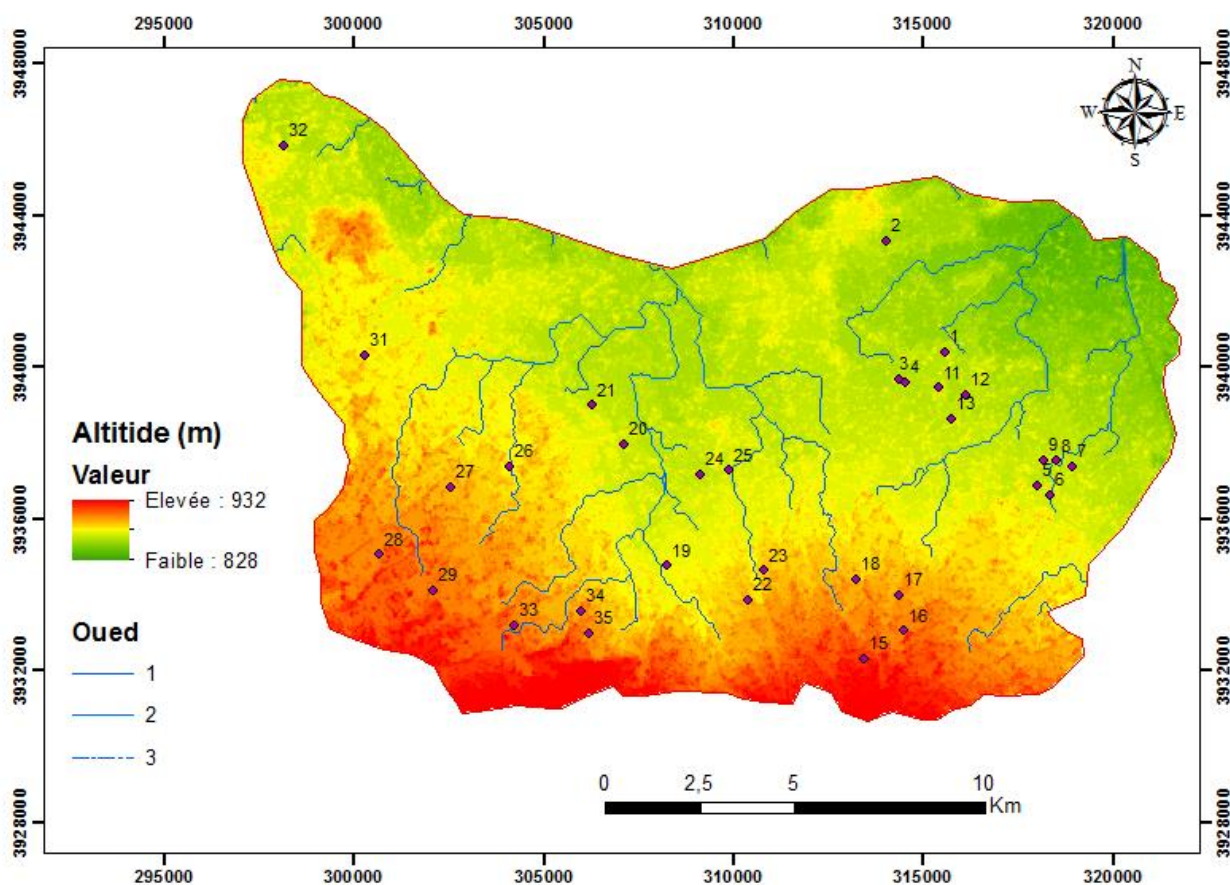


Figure 25. Carte d'altitude et la répartition des points de prélèvement des échantillons dans la région de Remila.

Les variables physicochimiques non conservatives, température, conductivité électrique, TDS (Total Dissolved Solids) et pH, ont été mesurées *in situ* sur le terrain à la température de référence de 25°C, par le biais d'un multiparamètre Consort C535 avec sondes spécifiques, qui a déjà été étalonné au laboratoire. Le matériel utilisé pour accomplir ce travail de terrain correspond au système de positionnement global (GPS GARMIN Olathe KS, USA) pour positionner et déterminer les coordonnées des points d'eau prélevés.

Une troisième campagne d'échantillonnage de 16 échantillons a été effectuée durant la période des basses eaux septembre-octobre 2015 dans des flacons en polyéthylène de 150 ml. Pour objectif d'analyser les isotopes stables de l'eau ^{18}O et ^2H avec Cl^- et Br^- .

2.2. Analyse des échantillons

En même temps les échantillons, ont été recueillis dans des bouteilles en polyéthylène de 1.5 L, bien fermés et stockés à 4°C et transportés jusqu'à l'analyse. Tous les échantillons d'eau ont été filtrés rapidement après la collecte utilisant des filtres à membrane 0.45 μm . Le dosage de HCO_3^- et Ca_2^+ a été effectué dans les plus brefs possible de temps, ces analyses sont effectuées

au laboratoire de géochimie, faculté des sciences de la terre à l'université de Constantine Algérie. Les méthodes d'analyse utilisées sont résumées dans le tableau 16, suivant les techniques standards Rodier et al, 2009. Concernant des flacons destinés aux analyses des isotopes sont transportés adéquatement et effectués au laboratoire d'analyse environnementale, département des sciences du bois et de la forêt université Laval Canada.

Dans une partie d'analyse des données géochimiques, on a basé sur les techniques statistiques. Les analyses statistiques des données obtenues ont été effectuées avec le logiciel STATISTICA 7.1 (StatSoft1). Il s'agit dans notre cas de l'analyse en composantes principales (ACP) et tableau de corrélation et de la classification ascendante hiérarchique (CAH).

Tableau 16. Les méthodes utilisées pour le dosage des ions dans les eaux de Remila

Éléments	Méthodes d'analyse
Ca ²⁺ et Na ⁺	Photomètres de flamme PFP7 industriel
Mg ²⁺ , K ⁺ , Fe ²⁺ , Mn ²⁺ , Sr ²⁺ , Li ⁺ et Al ³⁺	Absorption atomique Perkin Elmer AA200 (FSAA)
NO ₃ ⁻	Colorimétrie automatisée avec sulfate d'hydrazine et le N.E.D.
SO ₄ ²⁻	Méthode colorimétrique
Cl ⁻ et HCO ₃ ⁻	Méthode Volumétrique
Cl ⁻ et Br ⁻ pour les 16 échantillons	Le module de conductivité CM-150 du FIA Quikchem 8500 (Lachat)
¹⁸ O et ² H	LWIA-30D de la compagnie LGR

3. Résultats et discussions

3.1. Caractérisation physicochimique

Les résultats élémentaires d'analyse des eaux de la région d'étude Remila, s'inscrivent dans les deux tableaux 17 et 18, qui nous permettons de faire une caractéristique physicochimique générale pour les deux compagnes de prélèvement, sont présentées et discutées dans les lignes qui suivent.

3.1.1. Mesures in situ (Au terrain)

La mesure des paramètres physicochimiques, à savoir le pH, la conductivité électrique, la température, TDS et He, a été effectuée *In situ*.

Tableau 17. Les résultats des paramètres physicochimiques mesurés in situ, de région de Remila (Khenchela).

	Compagne septembre-Octobre 2013 (Basses eaux)				Compagne Mai-Juin 2014 (Hautes eaux)			
	T °C	pH	CE µS/cm	TDS mg. L ⁻¹	pH	CE µS/cm	T °C	TDS mg. L ⁻¹
Max	23.0	7.0	2250.0	1586.0	7.21	4250	-	3060
Mini	18.0	6.5	526.0	568.0	6.50	670	-	482
Moy	19.9	6.9	904.3	906.3	6.91	1432.5	-	1031.42

Température °C

La température des eaux souterraines de la région d'étude, elles varient entre 18 et 23 °C avec une moyenne de 19 °C pour tous les points des eaux. Les valeurs les plus fréquentes sont autour de 20 °C. Elle est relativement homogène sur l'ensemble des eaux. Aucune évolution particulière n'est décelable d'amont en aval, car la répartition spatiale de la température est divisée en deux groupes des eaux de l'ouest sont des eaux à basse température entre 19 à 20 °C et les eaux de la partie Est avec des températures entre 20 à 20,5 °C. La température de l'eau est presque identique à celle de l'air (22,9°C). Cela confirme l'influence du climat sur les ressources en eaux souterraines de faible profondeur de la région (aquifère ouvert).

Potentiel d'Hydrogène (pH) :

C'est un paramètre physique qui détermine l'acidité ou l'alcalinité, est un élément important pour définir le caractère agressif ou incrustant d'une eau. Les mesures du pH montrent que tous les forages se trouvent dans l'intervalle de norme de potabilité. La majorité des points sont caractérisés par une eau de pH neutre avec des valeurs comprises entre 6.5 et 7 et une moyenne de 6.9 pendant la période des hautes eaux, alors qu'en période des basses eaux les valeurs oscillent entre 6.5 et 7.21 et une moyenne de 6.91, ceci indique une faible variation saisonnière avec une faible variation spatiale les valeurs sont proches des valeurs naturelles.

Minéralisation globale TDS (Total dissolved Solids)

Le TDS est une mesure de concentration globale utilisée pour évaluer la teneur en minéraux aqueux (Dietrich et Gallagher, 2013). D'après Rodier (2009). Il existe une relation entre la teneur en sels dissous d'une eau et sa conductivité. Cependant la minéralisation globale d'une eau peut être calculée rapidement par l'une des formules suivantes : Minéralisation (mg/l) : $688\ 000 \times \text{conductivités à } 20\text{ °C (mS/cm)}$, ou la somme des anions ou des cations (mEq/L) : $10 \times \text{conductivités à } 20\text{ °C (mS/cm)}$.

Le TDS est généralement lié à la concentration des ions dissous, elle traduit les fluctuations globales de la charge ionique de l'eau. Les résultats des mesures de nos eaux, indiquent des valeurs de la TDS oscillent entre 568 à 1586 mg/l, et avec une moyenne globale de 906,3 mg/l, pour la campagne des basses eaux indiquent une faible à moyenne minéralisation. Par contre pour la deuxième campagne des hautes eaux où les valeurs de TDS varient de 482 à 3060 mg/l avec une moyenne de 1031.42 mg/l, montrent une minéralisation moyenne à élever de nos eaux. Nous remarquons l'augmentation importante de la charge saline après la période humide, cela nous confirme que la minéralisation de nos eaux est contrôlée par les eaux pluviales qui alimente la nappe et de la nature des roches traversées par ces eaux, les minéraux rencontrés au cours de l'infiltration et le temps de contact de l'eau avec les minéraux. Ajoutant à cela, la

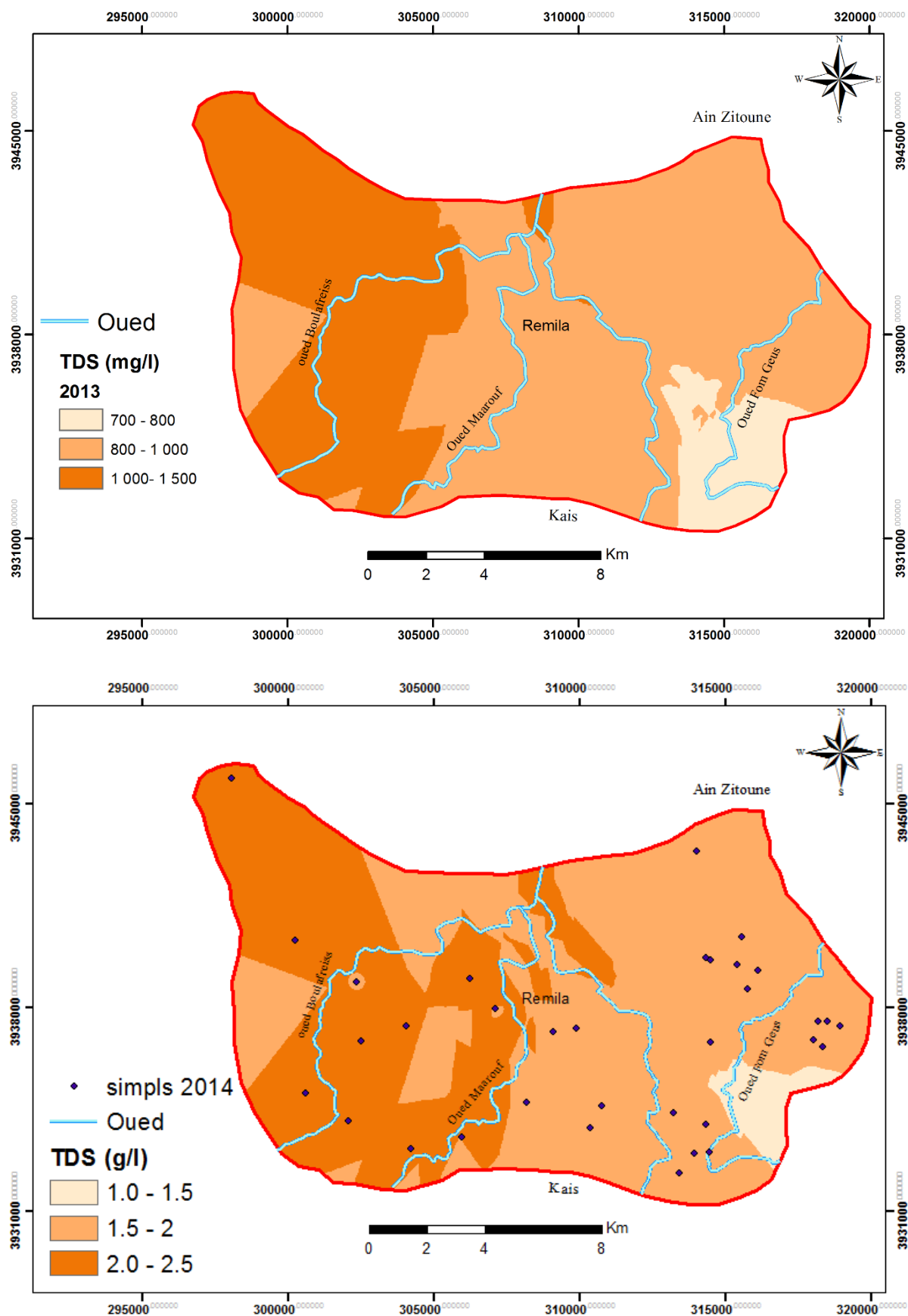


Figure 26. Répartition spatiale de TDS de deux campagnes (2013 et 2014) des eaux de Remila.

répartition spatiale de la minéralisation globale (TDS) (Fig. 26) montre deux zones ; les eaux de la partie Sud-est faiblement salines et des eaux du Nord et d'Ouest sont moyennement salines. Basés sur les valeurs de TDS et les travaux de Ayers et Westcot (1985), on peut aussi classer nos eaux pour des fins d'irrigation en deux classes, classe des eaux ont une salinité légère à modérée où le TDS est entre 450 à 2000 mg/l et une classe des eaux ont une salinité sévère qui dépasse 2000 mg/l.

3.1.2. Résultats d'analyse chimique

La minéralisation de la plupart des eaux est dominée par des ions, appelés couramment les majeurs. On distingue deux catégories ; les anions tels que : Chlorure, Sulfate, Nitrate, et bicarbonate et les cations : Calcium, Magnésium, Sodium et Potassium. Les résultats d'analyse sont présentés dans le tableau 18.

Tableau 18. Résultats des éléments majeurs, ainsi que des éléments en trace des eaux de Remila Khenchela campagne (2013/2014).

	Dosage des éléments en laboratoire campagne Mai-Juin 2013 (mg/l)												
	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	Fe ²⁺	Mn ²⁺	Sr ²⁺	Li ⁺	Al ³⁺
Max	252.5	129.5	145.6	10.0	280.6	312.4	704.0	-	0.5	0.4	14.0	1.1	32.0
Min	40.1	28.8	12.0	0.02	54.9	35.5	160.0	-	0.1	0.0	0.9	0.0	0.1
Moy	135.4	58.1	56.8	1.3	174.4	125.6	349.1	-	0.3	0.1	5.1	0.2	2.1
	Dosage des éléments en laboratoire campagne septembre-octobre 2014 (mg/l)												
	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	Fe ²⁺	Mn ²⁺	Sr ²⁺	Li ⁺	Al ³⁺
Max	248.50	239.64	162.15	3.95	402.60	333.70	1250.00	39.00	0.62	0.88	17.16	-	1.04
Min	44.09	6.96	29.67	0.09	183.00	35.50	140.00	0.20	0.12	0.02	3.19	-	0.11
Moy	132.90	54.74	70.89	1.20	255.34	128.97	315.54	8.80	0.31	0.20	7.23	-	0.40

3.1.2.1. Teneurs des anions dans l'eau

La concentration des anions dans nos eaux sont caractérisé par un ordre d'abondance comme suite SO₄²⁻ > HCO₃⁻ > Cl⁻ > NO₃⁻ pour les deux campagnes. Où les sulfates et les bicarbonates sont la forme la plus dominante.

Le sulfate : La présence des sulfates dans l'eau est liée à différentes origines. Les origines naturelles sont l'eau de pluie (évaporation d'eau de mer : 1 < c < 20 mg/l), et la mise en solution de roches sédimentaires évaporitiques, notamment le gypse, anhydrite contenue dans les marnes, mais également de la pyrite (FeS) et plus rarement de roches magmatiques (galène, blende, pyrite). Les origines anthropiques sont la combustion de charbon et de pétrole qui entraîne une production importante de sulfures (qu'on retrouve dans les pluies), et l'utilisation d'engrais chimique et de lessive.

Selon nos résultats les valeurs SO₄²⁻ varient de 160 à 704 mg/l avec une moyenne de 349.1 mg/l pour les basses eaux. Par contre pour les eaux des Haute eaux nous remarquons une

augmentation des concentrations au les valeurs oscillent entre 140 à 1250 mg/l avec une moyenne de 313.54 mg/l, donc nous déduire que l'origine des sulfates est influencée par la dissolution de gypse et anhydrite par les eaux météoriques. Les plus fortes valeurs sont enregistrées dans la partie sud-ouest et le nord de la région d'étude. Les plus faibles valeurs sont enregistrées à l'amont à la partie sud-est de la région.

Le Bicarbonate : La présence des bicarbonates dans l'eau est due à la dissolution des formations carbonatées qui bordent la nappe, selon la réaction suivante :



Les fortes teneurs sont enregistrées pendant la période des hautes eaux où les concentrations oscillent entre 183 à 403 mg/l avec une moyenne de 254,34 mg/l, par contre dans les basses eaux les valeurs variant de 54 à 281 mg/l avec une moyenne de 174,4 mg/l. Cela explique que les eaux de l'aquifère sont influencées par la dissolution des roches carbonatées qui l'entourent après une saison humide. Les concentrations varient faiblement (écart type : 33.34 mg/l). La répartition spatiale dans les deux campagnes suivre gradient croissent du sud au nord de la région et surtout quand en se rapproche de la Sabkha.

Le chlorure : L'ion chlorure possède des caractéristiques différentes de celles des autres éléments, il n'est pas adsorbé par les formations géologiques, ne se combine pas facilement avec les éléments chimiques et reste très mobile (Gouaidia, 2008). La source principale des ions chlorures dans les eaux souterraines est due à la dissolution de roches sédimentaires qui se sont déposées en milieu marin et qui n'ont pas été complètement lessivées, et à la présence d'évaporites. L'invasion des eaux de mer (où le Cl^- est très présent), ainsi que les phénomènes d'évaporation dans les bassins endoréiques sont également des sources de chlorures possibles. Les teneurs enregistrées, pendant les deux campagnes, variant de 35.5 à 312 mg/l avec une moyenne de 125,6 mg/l pour les basses eaux, où les valeurs de la campagne des hautes eaux ne sont pas éloignées de valeurs précédentes oscillons entre 35 à 336 mg/l avec une moyenne de 128,97 mg/l. Cela indique que les ions Cl^- ne sont pas influencés seulement par la dissolution des halites par les eaux des pluies, mais ont une autre origine telle que ; Les argiles sableuses gypsifères du Mio-Plio-Quaternaire qui couvrent la totalité du bassin ; Les marnes emschériennes formant le substratum.

Nitrate : Les sources diffuses de nitrates à l'intérieur d'un bassin d'alimentation sont constituées, d'une part, par la minéralisation de la matière organique du sol et, dans une moindre mesure, des substances organiques contenues dans les bois fossiles, et, d'autre part, par la minéralisation des engrais de ferme (lisiers, fumier) et de commerce épandu sur les terrains molassiques

(Hesske, 1995). Les concentrations de nitrates dans nos eaux sont mesurées pour la compagne des hautes eaux seulement, qui variant de 0.32 à 39 mg/l avec une moyenne de 8.8 mg/l indiquent sa faible concentration dans la totalité des eaux de la région seulement pour la partie sud-ouest. Caractérisé par des concentrations élevées, cela expliqué par l'abondance de l'élevage bovin et l'intensification agricole dans cette zone, de ce fait l'influence de la minéralisation de la matière organique qu'est abondante.

3.1.2.2. Teneurs des cations dans l'eau

La concentration des cations dans nos eaux montre une variabilité très importante où ils sont ordonnés par degré de dominance comme suite $Ca^{2+} > Na^+ > Mg^{2+} > Sr^{2+}$. Donc la forme cationique la plus dominante dans nos eaux est le Calcium et le Sodium.

Le calcium : Les ions de calcium sont présents dans les roches cristallines et les roches sédimentaires. Ils sont très solubles et sont donc largement représentés dans la plupart des eaux. Dans la région d'étude, la teneur en Ca^{2+} varie de 40 à 253 mg/l et avec une moyenne de 135.5 mg/l pour les basses eaux, il n'y a pas une grande différence par rapport aux hautes eaux où les valeurs oscillent entre 44 à 249 mg/l avec une moyenne de 132.9 mg/l. Cela indique que les concentrations du calcium ne sont pas influencées seulement par les eaux de la période humide, mais par d'autres processus aussi.

Le sodium : Le sodium est un élément qui montre un comportement conservatif, généralement peu influencé par des pollutions atmosphériques (Atteia, 1992). Les ions de sodium (Na^+) sont très abondants sur la terre. On le retrouve dans les roches cristallines et les roches sédimentaires (sables, argiles, évaporites). La roche Halite est parmi les principales sources de sodium dans les eaux souterraines. Il est très soluble dans l'eau, mais contrairement le sodium est peu présent dans les roches carbonatées. Notons que les argiles peuvent être saturées en ion Na^+ , par le processus d'échange de bases et qui peut agir sur leur concentration. Les valeurs de concentration de Na^+ dans nos eaux variant de 12 à 146 mg/l avec une moyenne de 56.8 mg/l pour la compagne des basses eaux, par contre les valeurs des hautes eaux sont légèrement élevées oscillent de 29 à 163 mg/l avec une moyenne de 70.89 mg/l, cela indique que les concentrations de sodium sont influencées par les eaux de la période humide, cependant les concentrations les plus élevées sont rencontrées dans la partie nord de la région d'étude. Tandis que ce léger changement dans la concentration peut s'expliquer autrement par l'intervention de autres processus que la dissolution de la roche halite, les processus d'échange et d'échange inverses des bases, car le substratum de l'aquifère est constitué principalement par les dépôts argileux et ainsi que les marnes Emschériennes gypsifères qui se localisent dans la partie sud de la région d'étude.

Le magnésium : Les ions (Mg^{2+}) proviennent, de même origine des ions calcium, de la dissolution des formations carbonatées riches en magnésium (dolomite). La moyenne enregistrée pendant la période des basses eaux est de 58.8 mg/l avec des concentrations variant de 28 à 130 ne sont pas distincts à celle des hautes eaux qui variant de 6 à 240 mg/l avec une moyenne de 54.74 mg/l, ceci montre l'influence d'autre processus que la dissolution de dolomite sur la concentration d'ion Mg^{2+} , comme l'échange et l'échange inverse des bases qu'est favorisé par les minéraux argileux substratum de l'aquifère. En effet la répartition spatiale de ces ions montre que les valeurs les plus élevées sont rencontrées dans la partie ouest de la région d'étude, c'est la zone d'alimentation de l'aquifère confirme la participation de la dissolution des roches dans la minéralisation des eaux par ces ions.

Le Strontium : L'ion strontium s'est déjà révélé un élément marqueur des gypses dans les aquifères évaporitiques du Trias (Hesske, 1995). Elle est notamment liée aux minéraux authigènes de Célestine ($SrSO_4$) caractéristiques des conduits gypseux (George, 1977 ; Mandia, 1991). Les valeurs de strontium sont élevées dans nos eaux variant de 0.9 à 14 mg/l avec une moyenne de 5.6 mg/l, car le strontium c'est un élément en trace. Souvent son existence est expliquée par la dissolution des roches gypseux. Tandis que sa répartition spatiale montre que les valeurs les plus élevées se trouvent dans la partie Est de la région proche du Sabkha.

Le Potassium : Le potassium (K^+) est un élément mineur et peu mobile dans les eaux souterraines. Son origine peut être géogène et anthropogène (Hesske, 1995). Le potassium est assez abondant sur terre, mais peut fréquent dans les eaux. En effet, il est facilement adsorbé et recombinaé dans les sols (sur les argiles notamment). Les concentrations dans nos eaux sont très faibles et semblables pour les deux compagnes, où les valeurs des basses eaux variant de 0.02 à 10 mg/l avec une moyenne de 1.3 mg/l et pour les hautes eaux les valeurs variant de 0.09 à 3.59 avec une moyenne de 1.20 mg/l, cela indique que la période humide n'a aucun effet sur les concentrations de K^+ dans nos eaux reste toujours sans effet sur la minéralisation de nos eaux.

3.1.3. Identification des faciès chimiques

Dans le but de bien identifier les faciès hydrochimiques et d'avoir une indication sur l'aspect qualitatif des eaux souterraines, la représentation graphique des résultats d'analyses s'avère un outil inévitable. Pour atteindre cet objectif, on a eu recours au diagramme de Piper et à celui de Schoeller-Berkaloff. La réalisation de ces diagrammes a été faite en utilisant le logiciel DIAGRAMMES 5.1 (Simler, 2012).

3.1.3.1. Diagramme de Piper

La classification des eaux souterraines est basée sur la variation de prédominant anion et cation ou la relation entre ces ions. Le diagramme de Piper (1944) est très utile dans la détermination des faciès chimiques des eaux souterraines avec précise que possible avec autres méthodes de traçage (Walton, 1970). La méthode de diagramme trilinéaire est utilisée pour classer des eaux souterraines sur la base des caractères géochimique de base de concentration constitutive. Les données de nos échantillons sont projetées dans le diagramme de Piper (Fig. 27). La première constatation qu'on peut dégager de l'analyse du diagramme de Piper est que nos eaux sont classées en trois type : $\text{SO}_4\text{-Cl-Ca}$, $\text{SO}_4\text{-Cl-Ca-Mg}$ et $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$, par contre les eaux de Sabkha au nord de la région d'étude ont un faciès Chloruré Sodique.

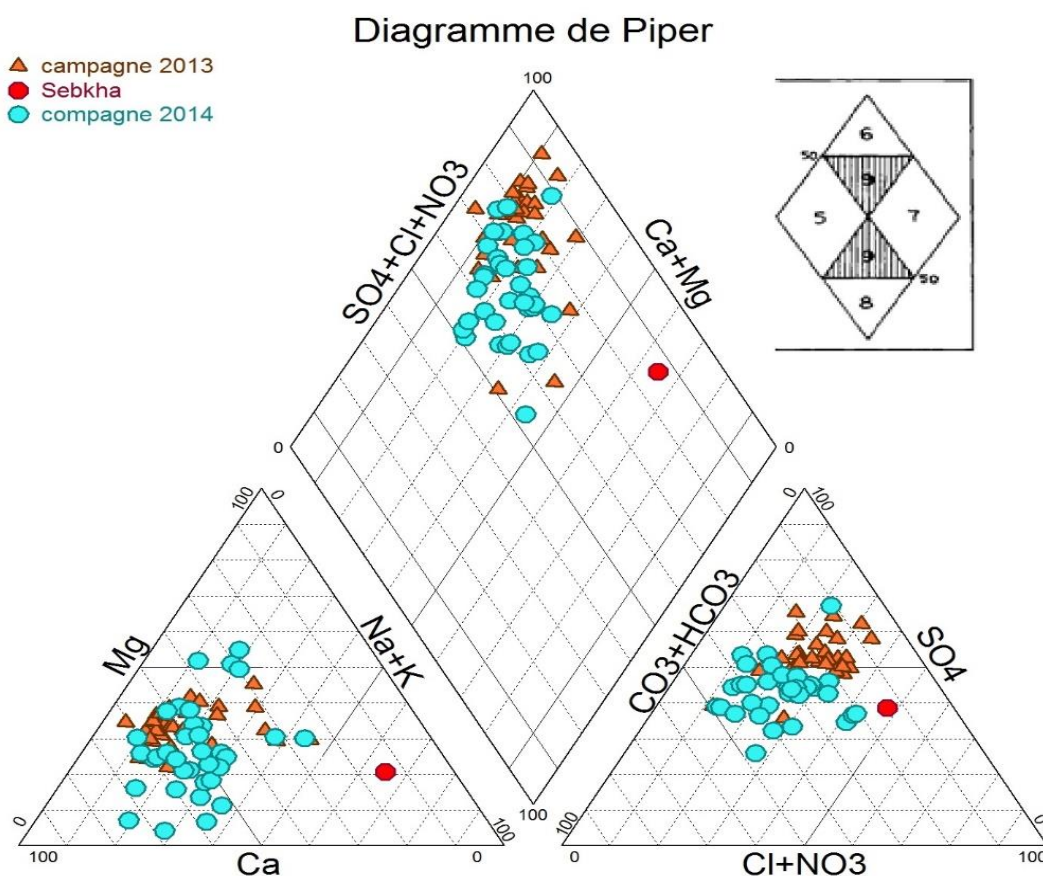


Figure 27. Projection des eaux de la Remila (Khenchela) dans le diagramme de Piper.

Dans le diagramme des anions, nous remarquons les points d'eau sont regrouper en deux groupes la première catégorie c'est des eaux ont une dominance des sulfates SO_4^{2-} et la deuxième catégorie c'est des eaux appartiennent à la zone de la non dominance d'un anion, tandis que les eaux de Sabkha ont une tendance à la dominance des chlorures.

Dans le diagramme des cations, la plupart des points se situent dans la zone centrale de la non-dominance d'un cation, mais une partie des eaux ont la tendance remarquable vers le pôle de dominance calcique et surtout dans les eaux de la campagne des Hautes eaux, par contre les eaux de Sabkha ont une dominance calcique.

Le diagramme de Piper montre également que les eaux des forages ont été affectées par une intrusion marine ont un faciès chloruré sodique caractéristique de l'eau de mer (situés tous dans la zone proche de dépression de Sabkha Nord de la région d'étude)

3.1.3.2. Diagramme de Schoëller- Berkaloff

Il s'agit d'une représentation graphique à échelle semi-logarithmique où on reporte la composition en éléments majeurs de chaque point. Une eau de composition donnée sera représentée par une ligne brisée. Les eaux ayant la même parenté chimique auront la même allure. La position des lignes caractérise la concentration. Ce diagramme permet de visualiser les teneurs ioniques en éléments majeurs afin de distinguer les différentes familles d'eaux qui caractérisent l'aquifère étudié (Gouaidia, 2008 ; Ben Hamouda, 2008).

Un groupe d'eau de minéralisation variable, mais dont les proportions sont les mêmes pour les éléments dissous, donnera une famille de lignes brisées parallèles entre elles. Lorsque les lignes se croisent, un changement de faciès chimique est mis en évidence.

Les résultats des analyses chimiques effectuées pour les différents points d'eau de la région de Remila, reportés sur (Fig. 28), montrent que :

Les résultats des basses eaux (2013) ont un certain parallèle entre lignes qui confirme le même faciès qui domine dans la région. Nous remarquons une dominance du faciès sulfaté calcique, par contre les faciès chlorurés sodiques est secondaires, mais une certaine homogénéité est remarquée est observé chez tous les points.

Concernent les résultats des Hautes eaux (2014), nous remarquons un parallèle entre les lignes, mais avec de chevauchement de quelques points, cela s'explique par l'effet de la dissolution des roches par les eaux de pluie. Donc un changement dans le faciès, où le faciès le plus dominant est toujours sulfaté calcique, mais en deuxième position c'est le faciès carbonaté magnésique et en fin c'est le faciès chloruré sodique. Nous déduire que nos eaux sont sous l'influence de la dissolution des évaporites où est très remarquable après la saison humide ou les concentrations des ions sont augmentés avec un changement de comportement des ions dans l'eau. Donc la chimie des eaux souterraines dépend de la composition lithologique des couches traversées et du temps de séjour des eaux dans l'aquifère (Langmuir, 1997).

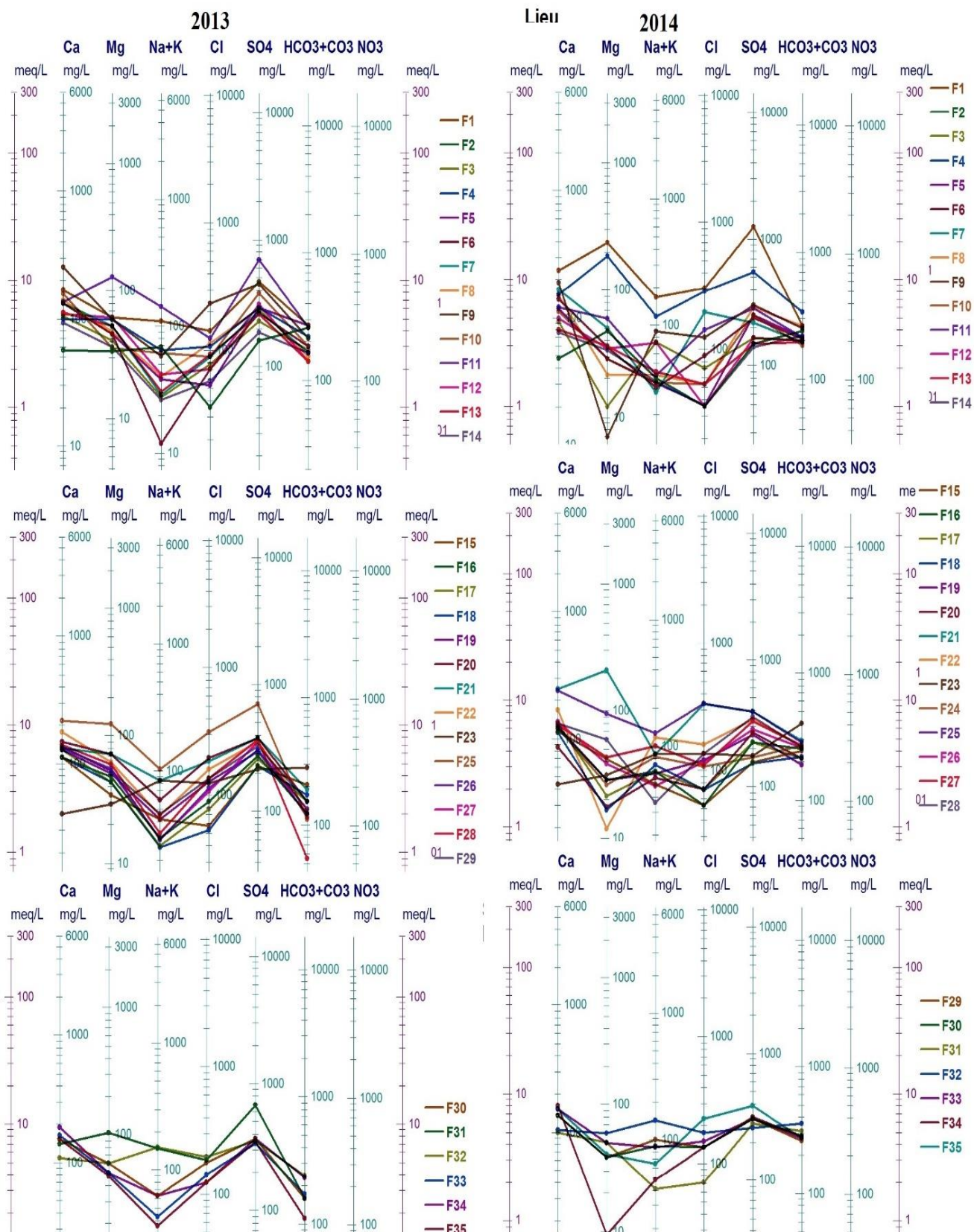


Figure 28. Diagramme de Berkaloﬀ-Schoeller pour les eaux de deux campagnes basses eaux 2013 et Hautes eaux 2014 (Remila)

3.2. Analyse statistique

D'après la matrice de corrélation des différents paramètres, nous remarquons plusieurs corrélations significatives existent entre les différents ions (tableau 19). Une forte corrélation ($r > 0,7$) a été observée entre les traceurs chimiques SO_4^{2-} , Cl^- , Mg^{2+} , Na^+ , Ca^{2+} , Sr^{2+} et la minéralisation totale (TDS), indiquant une minéralisation d'origine évaporitique (NaCl , CaSO_4 , $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, MgSO_4 et SrSO_4) de ces éléments dans l'eau, seulement ce n'est pas le cas pour les HCO_3^- qui présente une faible corrélation avec l'indicateur de salinité TDS, cela s'explique par son faible concentration dans la solution d'eau qui oscille entre 54 à 281 mg/l. Ajoutant à cela, les coefficients de corrélation entre des chlorures et du sodium est ($r = 0,81$) vis avis la salinité globale de l'eau (TDS) nous indiquons le même origine pour les deux éléments, par contre la légère différence entre la coefficient de corrélation des sulfates ($r=0.95$), Magnésium ($r=0.87$) et le calcium ($r=0.66$) vis avis la salinité globale de l'eau, peut être expliquer par le fait que les ions calcium et magnésium subissent un transport non conservatif (échange cationique avec les éléments minéraux argileux qui sont les formations les plus abondantes dans la région d'étude et/ou participent au phénomène de précipitation/dissolution) (Breukelen et al, 1998) par contre le strontium ne participe pas à ces processus d'adsorption par les minéraux argileux (Hsissou et al., 1996 et Ben Alaya et al., 2014).

Concernent la relation entre les anions et les cations, nous remarquons des corrélations significatives et non significatives entre Cl^- et Na^+ ($r=0.55$), Cl^- et Ca^{2+} ($r= 0.74$), Cl^- et Mg^{2+} ($r=0.68$), Cl^- et K^+ ($r=0.65$), SO_4^{2-} et Mg^{2+} ($r=0.93$), SO_4^{2-} et Ca^{2+} ($r=0.61$), SO_4^{2-} et Sr^{2+} ($r=0.66$) : cela tend à prouver que la majorité des chlorures provient de la dissolution de KCl et de NaCl , mais qu'une très faible proportion de ces anions pourrait provenir de la dissolution d'autres minéraux. La corrélation est légèrement significative entre le chlorure et le sodium peut s'expliquer par l'implication des ions de sodium au phénomène d'échange cationique avec le substratum argileux de l'aquifère. En outre, une corrélation relativement significative entre Cl^- vs Ca^{2+} (0.74) et Cl^- vs Mg^{2+} (0.68) a été mise en évidence. Ceci est dû aux mécanismes de l'acquisition de la charge saline des eaux qui sont perturbées par plusieurs phénomènes, tels que les échanges de bases qui caractérisent les eaux fortement minéralisées, le lessivage des niveaux évaporitiques et la dissolution du gypse et de l'halite qui peuvent augmenter respectivement les teneurs des ions calcium, magnésium et chlorures. La corrélation légèrement significative entre les sulfates et le calcium et hautement significatif avec le magnésium est probablement due au fait que les ions calcium sont impliqués dans les phénomènes de dissolution/précipitation des carbonates et aux échanges de base avec les minéraux argileux (substratum).

Dans cette analyse statistique, on observe que les éléments Ca^{2+} et Mg^{2+} ($r = 0,41$) sont plus liés à l'axe des évaporites que celui des carbonates, ce qui est dû à la faible solubilité de ces derniers par rapport aux formes évaporitiques. Ceci est expliqué par l'effet des valeurs élevées de la constante d'équilibre des minéraux évaporitiques ($\text{NaCl} : 1,58 ; \text{CaSO}_4 : -4,85$) (Plummer et al. 1976), ce qui permet aux éléments évaporitiques de se présenter dans l'eau à des concentrations élevées. Par contre pour les minéraux carbonatés, la constante d'équilibre est plus faible (dolomite : $-17,02$, calcite : $-8,37$), ce qui produit une précipitation des éléments chimiques.

Pour tenter de préciser les relations entre les éléments chimiques (variables) et de regrouper les points d'eau (individus) ayant le même chimisme, nous avons réalisé une analyse en composantes principales (ACP) et une classification ascendante hiérarchique (CAH) par le biais d'un logiciel STATISTICA (Statsoft, 2010).

Tableau 19. Matrice de corrélation des différents paramètres de qualité des eaux de la plaine de Remila (Khenchela).

Variable	T °C	pH	TDS	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	Cl	SO ₄	Fe	Mn	Sr	Li	Al
T °C	1.00														
pH	-0.23	1.00													
TDS	-0.49	0.16	1.00												
Ca	-0.31	0.22	0.66	1.00											
Mg	-0.53	0.26	0.87	0.43	1.00										
Na	-0.38	0.00	0.81	0.17	0.69	1.00									
K	-0.49	0.16	0.82	0.38	0.79	0.75	1.00								
HCO ₃	0.15	-0.33	0.20	-0.14	-0.02	0.44	0.14	1.00							
Cl	-0.42	0.31	0.81	0.74	0.68	0.55	0.65	-0.18	1.00						
SO ₄	-0.56	0.19	0.96	0.61	0.93	0.74	0.80	0.02	0.73	1.00					
Fe	-0.18	-0.08	0.21	0.28	0.15	0.00	0.20	0.08	0.16	0.20	1.00				
Mn	0.09	0.01	-0.24	-0.36	-0.21	-0.05	-0.12	0.24	-0.44	-0.22	-0.07	1.00			
Sr	-0.31	-0.01	0.71	0.58	0.57	0.45	0.62	0.34	0.46	0.66	0.36	-0.04	1.00		
Li	0.09	0.23	-0.07	-0.07	0.05	-0.07	-0.06	-0.22	-0.01	-0.02	0.12	-0.12	-0.22	1.00	
Al	0.16	0.10	-0.03	0.03	-0.03	-0.13	-0.01	-0.20	-0.03	0.03	-0.08	-0.19	-0.15	-0.04	1.00

De plus en plus d'études se basent sur l'analyse statistique pour définir des types d'eau, l'approche de l'Analyse en Composantes principales (ACP) étant la plus conseillée (Farnham et al., 2003 in Olivier., 2015). L'espace des variables du plan factoriel F1-F2 (Fig. 29) montre que ce plan exprime 55,28% de la variance exprimée. Le facteur F1 (41,55%) est déterminé négativement par la majorité des éléments : TDS, SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+ , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , Ca et T °C et présente donc un axe de minéralisation évaporitique et salifère. On note une très bonne

corrélation entre TDS, SO_4^{2-} et Mg^{2+} , qui sont carrément confondue. L'axe 2 exprime 22,87% de la variance, est quant à lui essentiellement défini positivement par le pH et HCO_3^- .

D'après les résultats de l'analyse ACP on constate trois types d'eaux : (I) sont des eaux salines au la TDS dépasse 1000 mg/l et qui sont caractérisés par une concentration élevée en SO_4^{2-} , (II) sont des eaux modérément salines avec des concentrations élevées en HCO_3^- et (III) type des eaux modérément salines et qui présente un faciès mixte. Donc ce sont les trois faciès présentés dans la zone d'étude.

La classification ascendante hiérarchique (CAH) est un outil aussi puissant pour analyser des données de la chimie d'eau et pour la formulation de modèles géochimiques (Meng et Maynard, 2001 in Yidana, 2007 et Ahoussi et al., 2010).

L'analyse hiérarchique des données chimiques (Fig. 30) met en évidence trois principaux regroupements des variables. Le premier groupe comprend les variables : TDS, SO_4^{2-} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , Cl^- , Ca^{2+} et Sr^{2+} . Ce regroupement présente les éléments qui jouent un rôle primordial dans la salinisation de nos eaux et surtout les sulfates qui sont reliés étroitement au TDS. Le second groupe est constitué de HCO_3^- , Fe^{2+} et pH. Ce groupe participe faiblement dans la salinisation de nos eaux. Le troisième groupe présenté par Mn^{2+} , Li^+ , sont les variables qui ont un effet marginal sur la minéralisation des eaux.

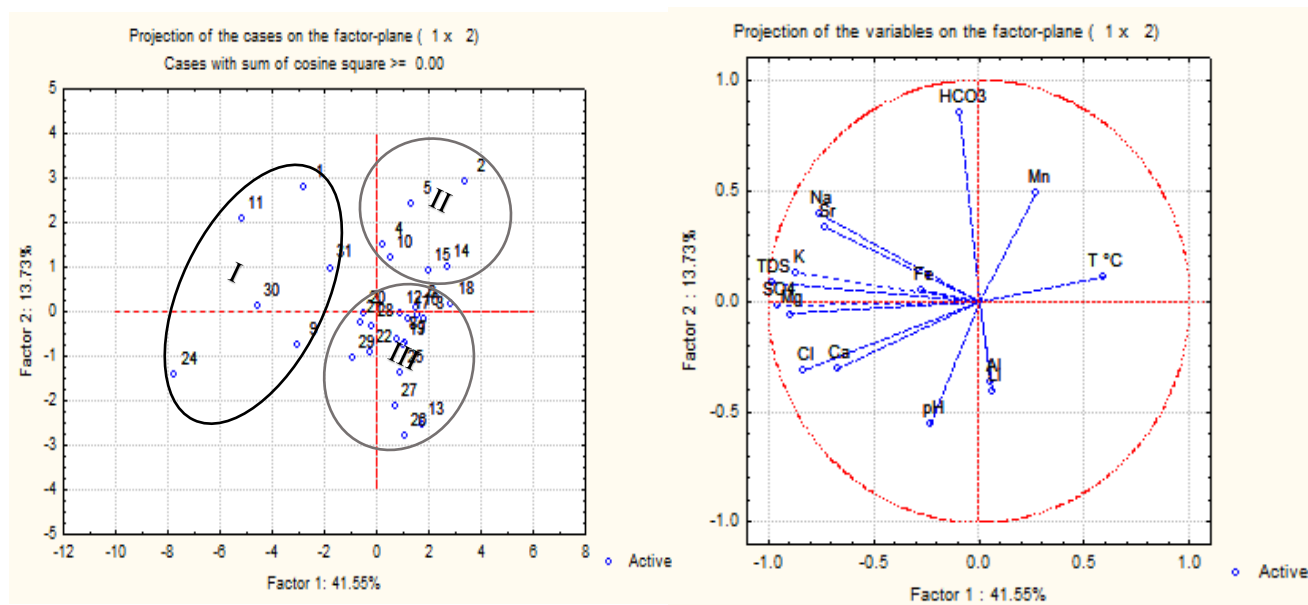


Figure 29. Analyse en composantes principales des variables, et des individus des eaux de Remila (Khenchela).

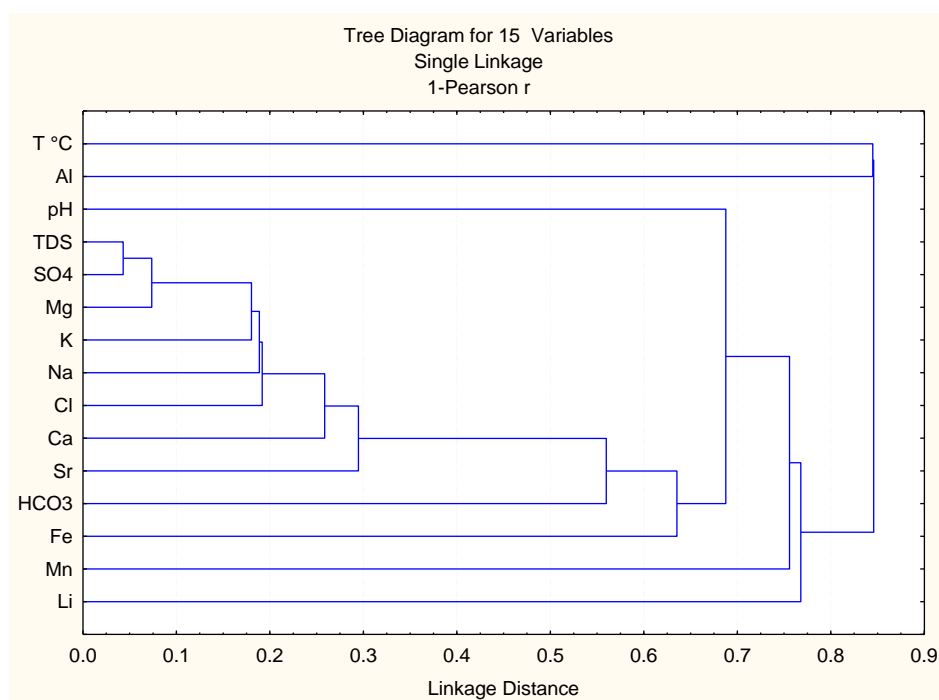


Figure 30. Dendrogramme de composition chimique des eaux des forages de la région de Remila (Khenchela).

Les résultats fournis par l'ACP des individus et la classification ascendante hiérarchique (CAH) sont en parfait accord, car ont démontré que la minéralisation de nos eaux est dominée par les sulfates, ajoutant à cela, la typologie de nos eaux se résume en trois facies.

3.3. Mécanisme d'acquisition de la charge salin

3.3.1. Éléments majeurs

L'étude des corrélations établies par les graphes binaires entre les concentrations des principaux éléments majeurs (SO_4^{2-} , Mg^{2+} , Cl^- , Ca^{2+} , Na^+ , HCO_3^- , Sr^{2+} et K^+) et la minéralisation totale des eaux (TDS) (Fig. 32) a permis d'identifier l'origine de la salinisation des eaux échantillonnées. La présence d'une corrélation linéaire entre ces ions (SO_4^{2-} , Mg^{2+} , Cl^- , Ca^{2+} , Na^+ , HCO_3^- , Sr^{2+} et K^+) et le TDS (Total Dissolved Solid) traduit la participation de ces éléments à l'acquisition de la charge saline des eaux souterraines et témoigne de la présence d'une source commune de salinisation qui ne peut être que la dissolution des évaporites telles que le gypse, l'anhydrite, la dolomite, l'aragonite et la Calcite. Ceci est corroboré par les indices de saturation (IS) calculés par le programme PHREEQC (Plummer et al., 1976 ; David et al., 1999 ; David et al., 2013 ; Appelo, 2014), qui montrent un état de sous-saturation pour toutes les eaux échantillonnées vis-à-vis de gypse, l'anhydrite et la dolomite avec une légère sous-saturation vis-à-vis la calcite et l'aragonite (Fig. 31). D'après la littérature, l'eau est en équilibre avec un minéral lorsque $IS =$

0, elle est sous-saturée lorsque $IS < 0$ et sursaturée lorsque $IS > 0$ (Bouhlassa et al., 2004 ; Subyani, 2005 ; Cidu et al., 2009).

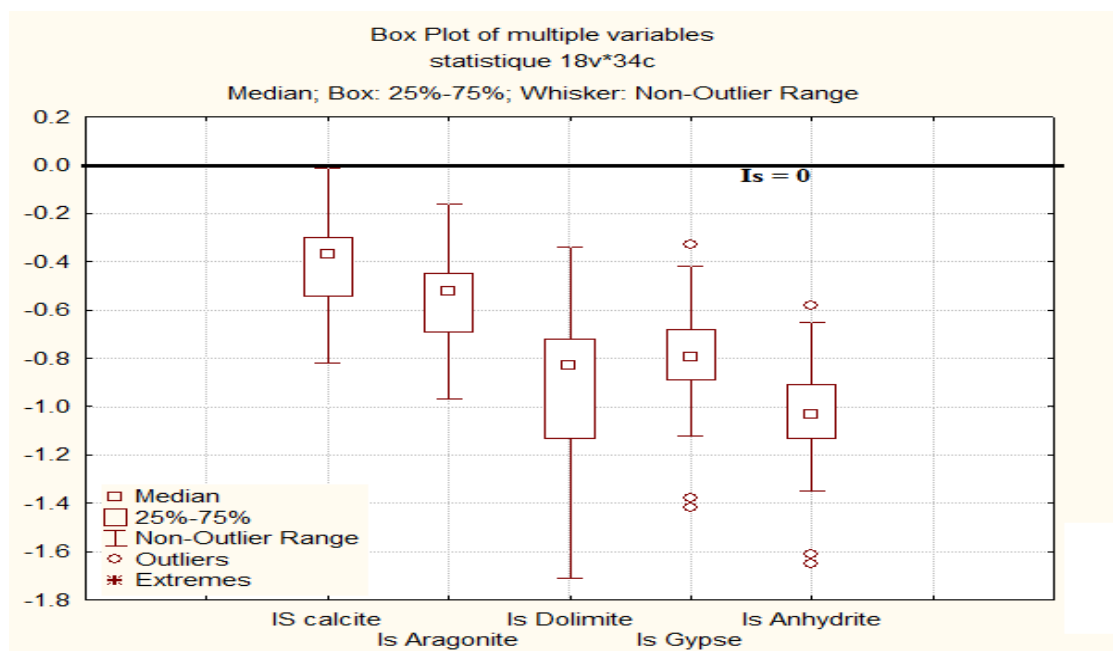


Figure 31. Box plots de la variation des indices de saturation (Is) de certains minéraux des eaux de Remila (Khenchela).

Afin de mettre en évidence les différents mécanismes et processus qui contribuent à la salinisation des eaux de notre région, certaines projections dans des diagrammes binaires ont été faites pour déterminer la relation entre les principaux éléments majeurs (Fig. 33).

La participation des ions Cl^- vs Na^+ à la minéralisation totale des eaux résulterait d'une éventuelle dissolution de l'halite (Appelo et Postma, 1993). Cependant aussi est influencé par d'autres processus tel que, les échanges cationiques et/ou lessivage (Nadler et al., 1980 ; Edmunds et al., 1982 ; Appelo, 1994 ; Bouzourra et al., 2015 ; Farid et al., 2015).

La corrélation entre Na^+ vs Cl^- (Fig. 33(a)) montre un changement dans le comportement ionique de nos eaux après la saison humide au la majorité des échantillons des Hautes eaux se trouvent au voisinage de la ligne de dissolution de l'halite par contre la majorité des basses eaux ont une tendance d'être au-dessous de la ligne. Ceci confirme que nos eaux sont influencées par le processus de la dissolution de l'halite qui augmente la concentration des ions Na^+ et Cl^- après l'infiltration des eaux des pluies chargées. Cependant, on peut grouper nos eaux en trois groupes ; le premier groupe les points d'eau présentent une répartition stoechiométrique des ions Na^+ avec les ions Cl^- , indiquant la dominance du processus de dissolution de l'halite. Un deuxième groupe, des points d'eau situent au-dessous de la ligne 1:1 présentent un déficit en

Chapitre 4 : Étude de l'origine de salinisation des eaux souterraines de Remila

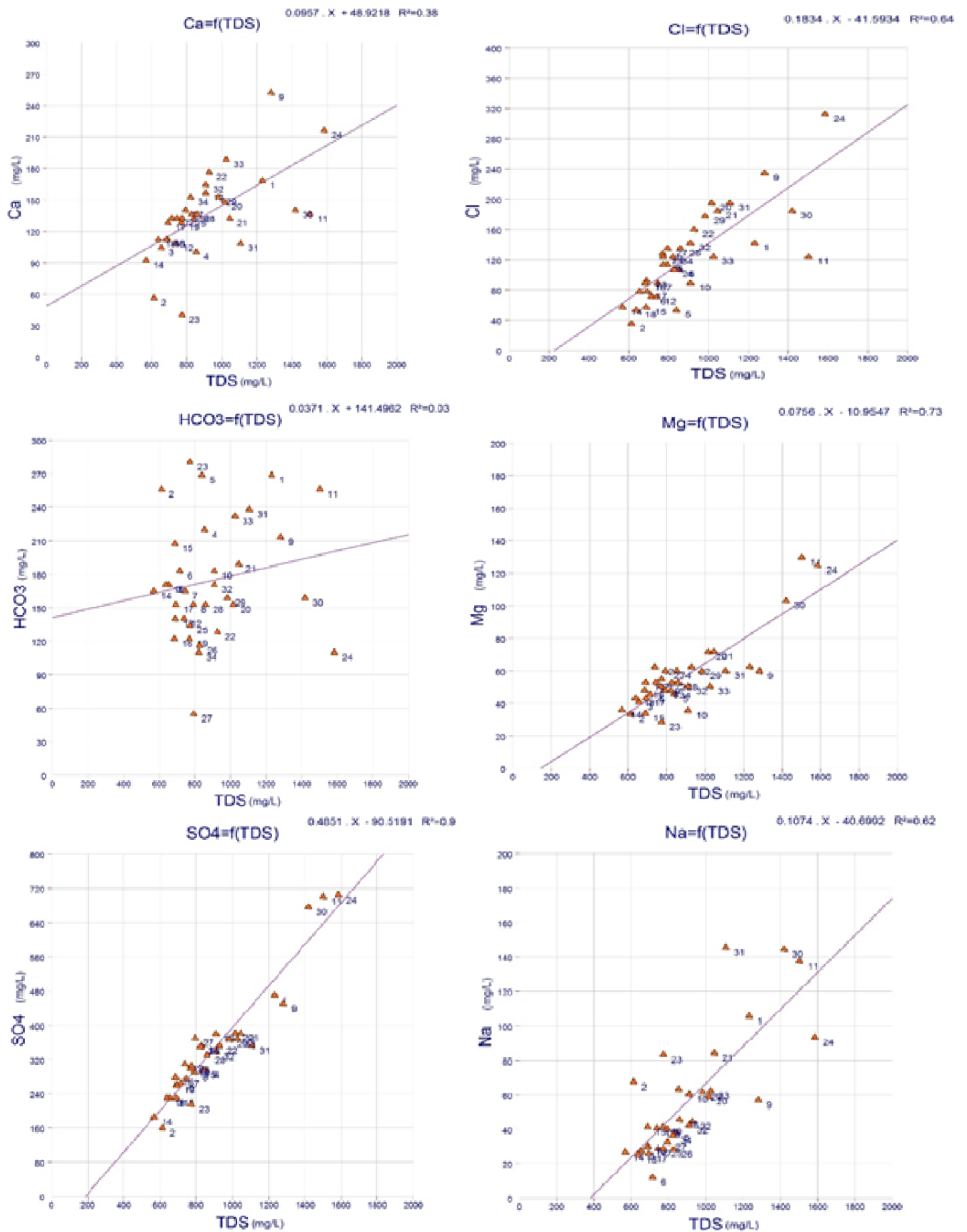
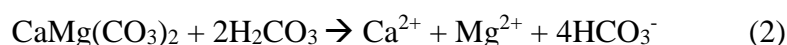


Figure 32. Variation des concentrations des ions majeurs versus le TDS (Total dissolved solid).

Na^+ par apport au Cl^- . Cette tendance suggère l'influence d'un phénomène d'intrusion salin et la contamination des eaux souterraines par les eaux de Sabkha, qui pourrait être favorisée par l'existence de niveaux piézométriques inférieurs à celui de la Sabkha. Ce processus de mélange ou d'intrusion salée pourrait être couplé à des réactions d'échange de base avec les minéraux argileux par lesquels les ions Ca^{2+} et/ou Mg^{2+} seront libérés dans l'eau contre une fixation des ions Na^+ . Le troisième groupe, des points d'eau situés au-dessus de la droite de pente égale à 1 traduisent un excès en Na^+ par rapport au Cl^- . Cet excès pourrait être expliqué par un deuxième type d'échange ionique où les ions Na^+ sont libérés par le complexe et sont remplacés par les ions Ca^{2+} .

Les teneurs en Ca^{2+} et Mg^{2+} présentent des concentrations très variables, car ces ions sont impliqués dans différents processus de dissolution/précipitation du gypse, de la calcite et de la dolomite et encore le phénomène d'échange et l'échange inverse. La corrélation linéaire de Ca^{2+} vs SO_4^{2-} (Fig. 33 (b)) permet d'éclaircir en plus les processus dominants dans nos eaux. D'après la concentration de nos eaux pour les deux compagnes nous déduisons que la minéralisation des eaux est influencée par la dissolution des évaporites (gypse et/ou l'anhydrite) après la saison humide au les concentrations sont augmenter. La projection de nos points par rapport à la droite de dissolution du gypse permet de classer nos eaux en deux groupes distincts. Un groupe de la majorité des points, où ils présentent une répartition stoechiométrique alentour de la pente 1 avec un léger excès des ions Ca^{2+} par apport SO_4^{2-} , indiquant que ces deux ions sont soumis à un effet du processus de la dissolution de gypse combiné avec le phénomène d'échange des bases où les ions Ca^{2+} sont libérés par les minéraux argileux de l'aquifère contre les ions Na^+ adsorbés. Le deuxième groupe se sont des points d'eau existent au-dessous de la droite de dissolution de gypse et/ou l'anhydrite montrent un déficit en Ca^{2+} par rapport au SO_4^{2-} qui pourrait être dû à un processus d'échange de base où les ions Ca^{2+} sont libérés contre Na^+ associé à un phénomène de mélange avec les eaux souterraines de la Sabkhas, d'après Appelo (1994) le mélange salin favorise le phénomène de dolomitisation où les ions Ca^{2+} sont fixées et les ions Mg^{2+} sont libérées.

Les ions Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^- se produisant dans les eaux au cours des processus comme dissolution, précipitation, dolomitisation des roches carbonatées (Bathurst, 1971). L'étude de la relation entre les concentrations dissoutes de Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^- dans les eaux ; permettre de faire une distinction entre les principales réactions carbonate minéral impliquant congruent (1 et 2) et congruente (3) dissolution (Edmunds et al., 1982) :





D'après les résultats des deux diagrammes binaires (Fig. 33 (c et d)) nous remarquons que le comportement ionique dans les basses eaux et les hautes eaux est le même où l'augmentation de la concentration Ca^{2+} et Mg^{2+} n'est pas corrélé avec les HCO_3^- , cela indique que la participation de la dissolution de la calcite et dolomite dans la minéralisation de nos eaux est faible. La corrélation linéaire Ca^{2+} vs HCO_3^- (Fig. 33 (c)) permet de classer les points d'eau en deux groupes distincts. Un groupe, ou les points positionnés au-dessus de la pente 1, indiquant un excès des ions Ca^{2+} par rapport au HCO_3^- , expliquent la dissolution de gypse avec un effet d'échange des bases. Le deuxième groupe est celle des points au-dessous de la ligne de pente 1 indique un déficit en Ca^{2+} par rapport au HCO_3^- , pourrait être expliqué par la précipitation secondaire de calcite et dolomite et/ou un échange des bases (Na^+ par Ca^{2+}) et (Mg^{2+} par Na^+) sur les minéraux argileux (substratum) de l'aquifère, cela confirme les résultats précédents de la relation entre le Na^+ vs Cl^- . Concernant la relation entre les ions Mg^{2+} et HCO_3^- est influencé par trois processus, la première est la dolomitisation où les ions Mg^{2+} sont libérés en eaux contre les Ca^{2+} précipité, aussi l'effet de mélange surtout les points proches de la Sabkhas qui favorise l'échange de base qui va diminuer les ions Mg^{2+} par rapport au Na^+ .

D'autres diagrammes ont été utilisés par différents auteurs pour déterminer les processus géochimiques les plus dominants dans les eaux souterraines. Parmi lesquels, l'étude de la relation entre $[(\text{Na}^+ + \text{K}^+) - \text{Cl}^-]$ vs $[(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) - (\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-)]$ qui donne une vision plus claire sur les processus d'échange cationiques (Garcia et al., 2001 ; Farid et al., 2013 ; Kraiem, 2015 ; Farid et al., 2015). Les résultats présentés dans (Fig. 34), indique que tous les échantillons d'eau souterraine et surtout celle des basses eaux dans le système aquifère de la région d'étude définissent une ligne droite ($R^2 = 0.72$) avec une pente de 1.08 pour les basses eaux et ($R^2 = 0.44$) avec une pente de 1,36 pour les hautes eaux, ce qui confirme que les cations Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} et K^+ participent aux réactions d'échange cationique, mais après une saison humide, donc les eaux sont influencées plus ou moins par la dissolution des roches. Ces deux graphiques révèlent que les eaux souterraines les plus salées de la partie ouest de la région sont déplacées vers des positions qui représentent une augmentation de Ca^{2+} et Mg^{2+} et une diminution de Na^+ et K^+ , une situation qui appuie l'hypothèse que les eaux sont impliquées dans un processus d'échange cationique avec l'influence de la dissolution des roches. Cependant, les échantillons qui ont une composante importante de sulfate situé à la partie Nord-est de la région sont caractérisés par une légère perte de Ca^{2+} et Mg^{2+} contre un gain de Na^+ et K^+ .

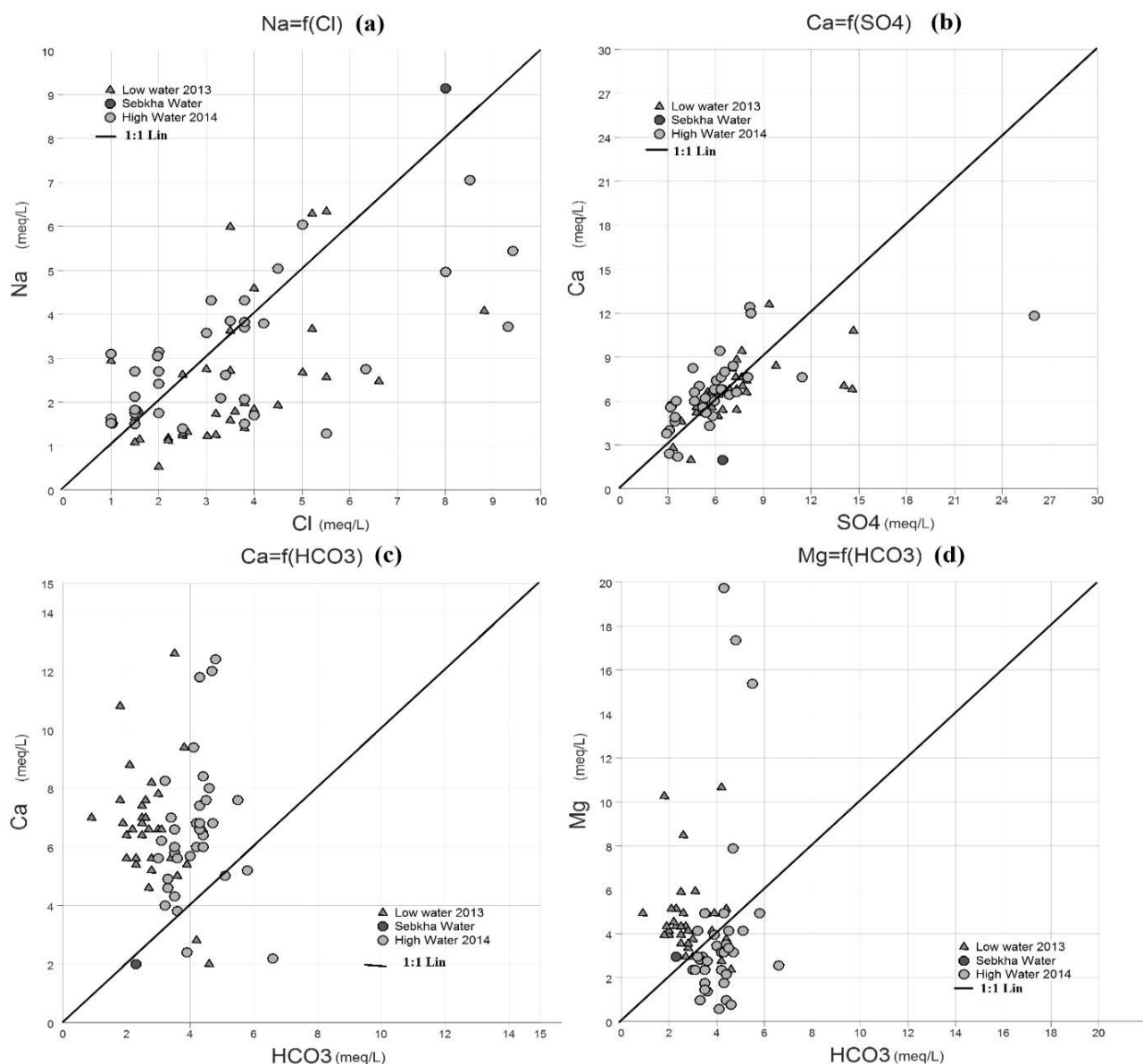


Figure 33. Distribution des points d'eau prélevés par rapport à la droite de mise en solution (a) Halite, (b) du gypse, (c) calcite et (d) dolomite dans les eaux de Remila (Khenchela).

Cette tendance peut être expliquée par un autre type d'échange cationique inverse dans laquelle Na^+ sont libérées du complexe et remplacé par le Ca^{2+} , mais aussi avec une influence des eaux de Sabkhas (Appelo, 1994). La matrice argileuse de sable de gravier fin pourrait être l'échangeur de cations, mais la matière organique qui a une plus grande capacité d'échange de cations (Nadler et al., 1980 ; Appelo et Postma, 2005), de ce fait on déduire que nos eaux sont sous l'action de deux processus de dissolution des roches et l'échange des bases.

La région d'étude est caractérisée par un climat semi-aride, où l'évaporation peut également contribuer à la chimie de l'eau. Gibbs (1970) a suggéré une simple méthode de projection de TDS en fonction du rapport de $Na^+ / (Ca^{2+} + Na^+)$ et en fonction de $Cl^- / (Cl^- + HCO_3^-)$ qui pourrait

fournir des informations sur l'importance relative des mécanismes naturels majeurs qui contrôlant la chimie des eaux souterraines. Ce diagramme est utilisé dans plusieurs littérateurs (Singh et al., 2011 ; Ahmed et al., 2013 ; Varol and Davraz, 2014 ; Chaudhuri et Ale, 2014 ; Bouzourra et al., 2015). Les deux diagrammes de Gibbs sont largement utilisés pour évaluer les sources fonctionnelles des constituants chimiques dissouts, tels que la dominance de la précipitation, de l'interaction eau-roche et de l'évaporation.

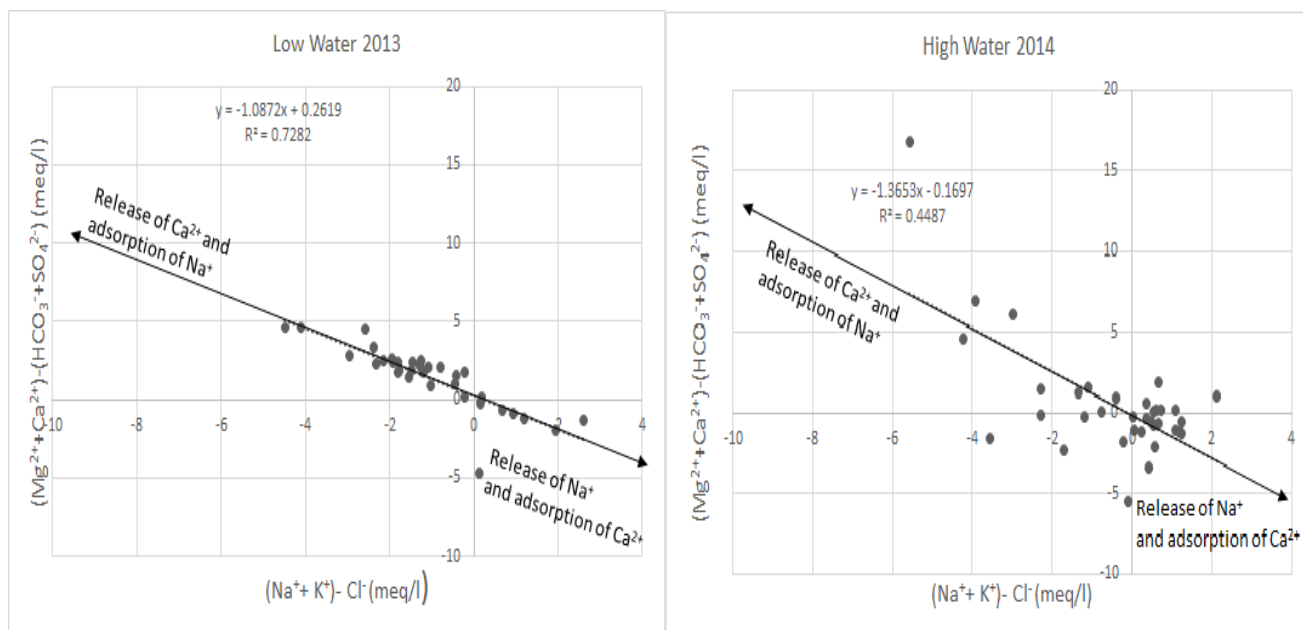


Figure 34. Diagramme de corrélation entre $[(Na^+ + K^+) - Cl^-]$ vs $[(Ca^{2+} + Mg^{2+}) - (SO_4^{2-} + HCO_3)]$ des eaux souterraines de Remila (Khenchela).

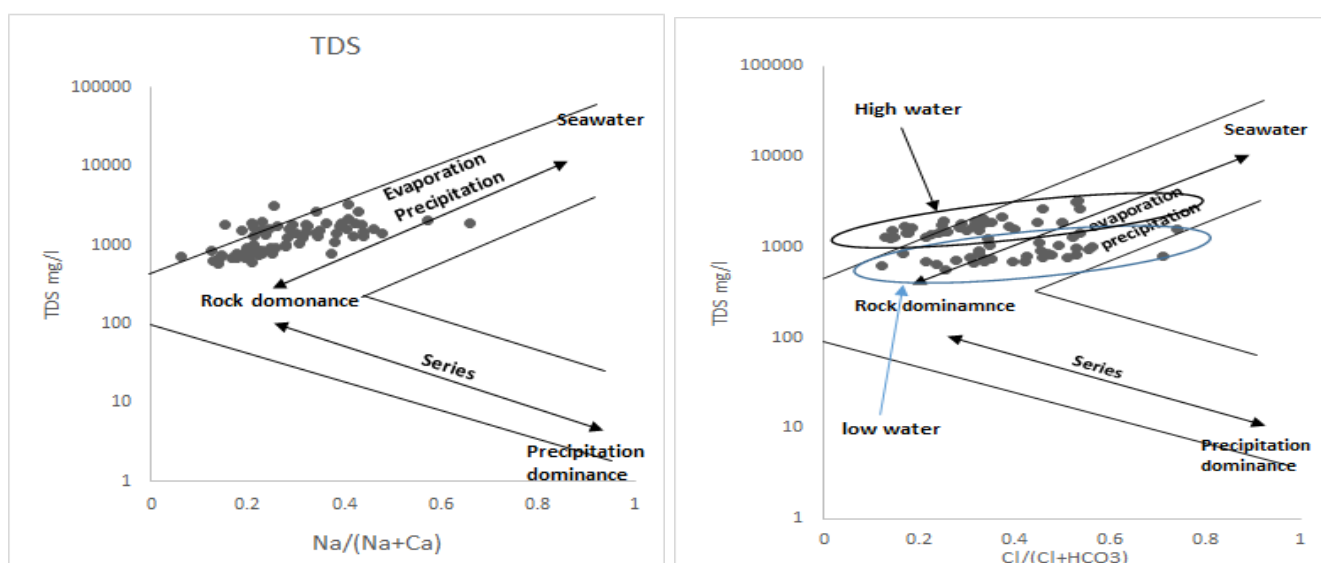


Figure 35. Diagrammes de Gibbs, illustrant des mécanismes qui contrôle la chimie des eaux de Remila.

Les données de nos résultats sont projetées aussi dans les diagrammes de Gibbs (Fig. 35) les points d'eau des deux saisons sont situés dans la zone de roche-dominance, mais aussi ont une tendance vers le processus d'évaporation et précipitation. Donc la minéralisation de nos eaux est dominée par la dissolution des roches évaporitiques et aussi sont influencé par les eaux de Sabkha qui sont exposées à une évaporation intensive avec une précipitation chimique des minéraux qui augmente la salinisation de nos eaux surtout dans la partie Nord-est de la région.

3.3.2. Éléments en traces

L'utilisation des éléments en traces est un moyen efficace pour déterminer les causes de la salinité élevée des eaux souterraines. Des analyses de strontium, lithium et brome ont été effectuées, dans des forages répartis sur l'ensemble de la région étudiée.

Le strontium est un élément caractéristique des évaporites. Il s'y rencontre sous forme de Célestite SrSO_4 , toujours associée au gypse $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (Carre, 1975 in Hsissou et al., 1996). Il est intégré en faible quantité dans le réseau des carbonates on le trouve dans strontianite (SrCO_3) et il est peu adsorbé par les minéraux argiles (Hsissous et al., 1996).

Dans les eaux sulfatées, le rapport des concentrations molaires du strontium sur celles du calcium doit permettre de déterminer l'origine du soufre dans les eaux souterraines (Carre, 1975 ; Hsissou et al., 1996 ; Edmunds et al., 2003). Souvent, un autre rapport est utilisé celle de strontium vs de chlorure, comme révélateur du degré du mélange entre eau douce et salée dans les eaux souterraines de l'aquifère (Kim et al., 2003 ; Pulido-Leboeuf et al., 2003 ; El Achheb et al., 2003 ; Farid et al., 2015).

Les résultats de calcul du rapport $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ de nos eaux (Fig. 36 (a, b)) a révélé que la totalité des points des hautes eaux et des basses eaux possède des valeurs supérieures à 5‰, ce qui traduit l'influence des formations gypsifères sur la présence du strontium où ces valeurs sont multipliées après la saison humide. Cette affirmation est en pleine conformité avec les types de faciès rencontrés où la sulfate est la plus dominante. Ces résultats font apparaitre deux groupes, caractérisés par leurs $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$:

Le premier groupe, correspondant aux eaux riches en SO_4^{2-} présentent un rapport de $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ très élevé et des variations importantes, qui témoigne donc de la diversité des formations évaporitiques de la région et/ou de modifications ultérieures (mélange d'eau, précipitations de carbonates, etc.) généralement sont les eaux de la partie Nord-est et du Centre de la région influencer par les eaux de Sabkha.

Le deuxième groupe, des eaux situées dans la partie sud proche de la zone de recharge caractérisée par des teneurs en $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ élevées, mais proche de 5‰, généralement les valeurs de Sr^{2+} sont influencées par la dissolution des formations gypsifère. Ceci confirme que les eaux

de la partie nord ont une origine évaporitique différente de celle des eaux de la partie sud. Dans le premier cas, il s'agit des évaporites constituant le substratum de l'aquifère, dans le deuxième cas, des formations évaporitiques viennent du versant nord d'Aurès (formation évaporitique du Crétacé supérieur).

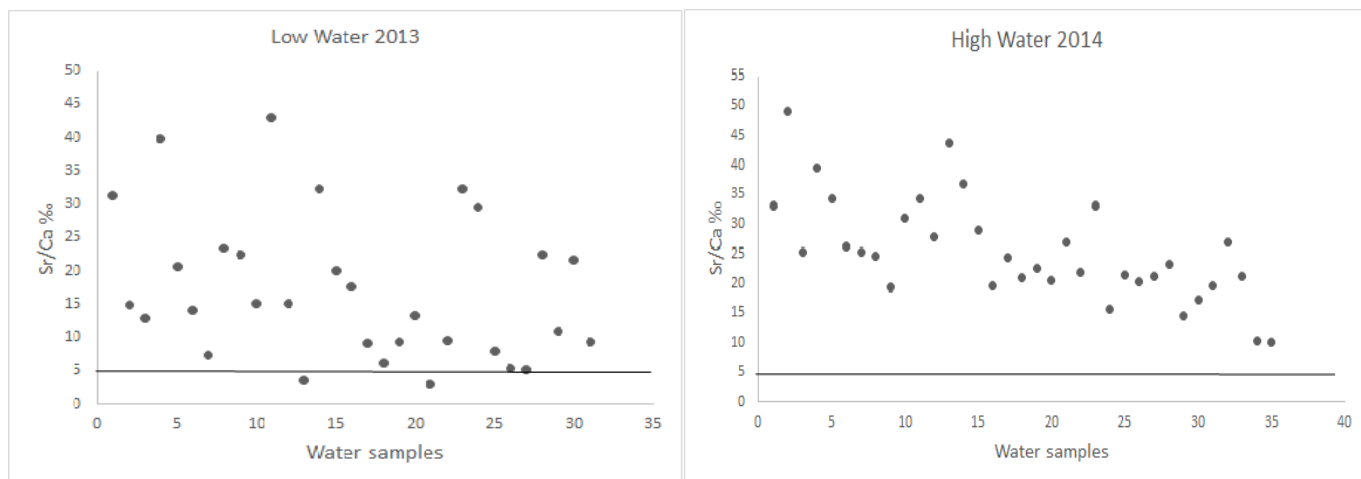


Figure 36. Présentation de rapport Sr^{2+}/Ca^{2+} des Basses et Hautes eaux de la région de Remila (Khenchela).

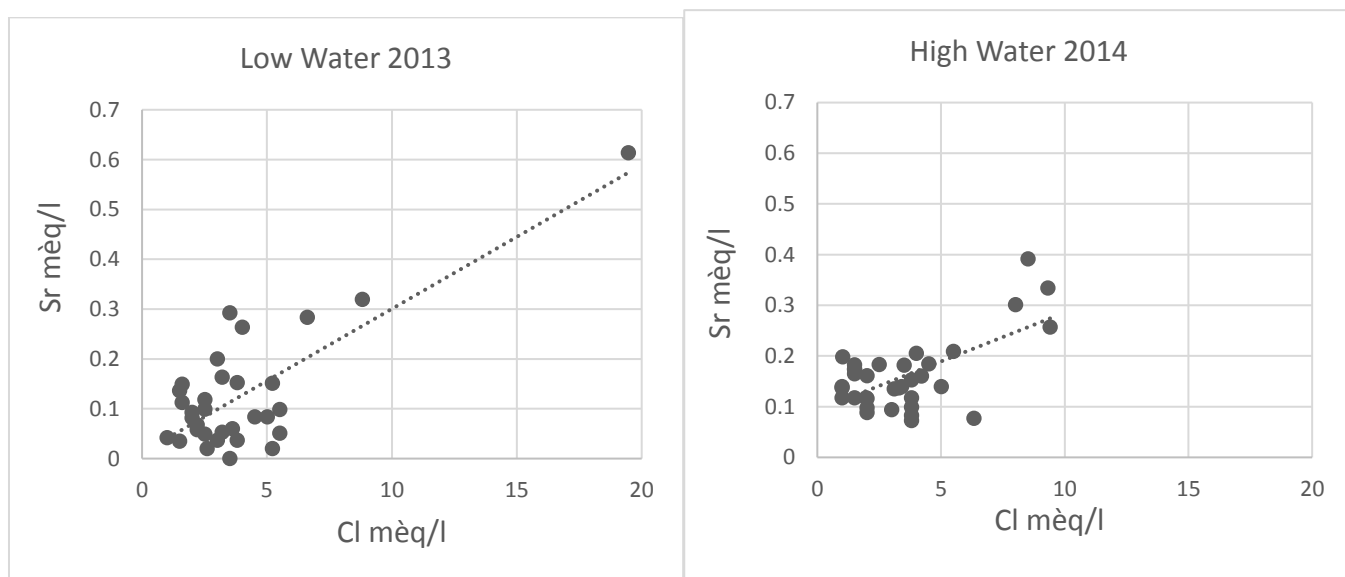


Figure 37. La présentation du Sr^{2+} (meq/l) en fonction de Cl^{-} (meq/l) dans les eaux de Remila.

Dans le diagramme Sr^{2+} versus Cl^{-} on note que la minéralisation des hautes eaux est plus élevée que celle des basses eaux au la concentration Sr^{2+} et Cl^{-} est augmenté (Fig. 37). Nous remarquons que les points des eaux les plus proches de Sabkha sont proches de la droite de mélange, ce qui démontre une influence de Sabkha sur la salinité des eaux souterraines. Par

contre la majorité des points se trouvent dispersés autour de la droite de mélange avec un léger enrichissement ou un léger déficit en Sr^{2+} . Cela, indique que l'origine de la salinité peut être attribuée au processus d'interaction eau-roche d'aquifère et/ou les échanges de base de Na^+ - Sr^{2+} ou Na^+ - Ca^{2+} (puisque le Sr^{2+} et Ca^{2+} possèdent les mêmes propriétés).

La comparaison de la répartition spatiale du lithium avec celle du strontium montre une évolution similaire, mais est différente dans les zones proches de Sabkha. En effet dans la partie Est les teneurs en lithium et strontium sont relativement élevées par rapport à la partie ouest de la région. Dans les zones proches de la Sabkha les eaux souterraines présentent des teneurs relativement faibles en lithium et de plus fortes concentrations en strontium. Ceci appuie l'hypothèse d'une influence de l'intrusion saline des eaux de Sabkha.

Sur le diagramme Li^+ vs Cl^- (Fig. 38) on constate que contrairement à ce que l'on a constaté sur le diagramme Sr^{2+} vs Cl^- , les points d'eau qui étaient enrichis en Sr^{2+} par rapport à la droite de mélange se trouvent plus appauvris en Li^+ par rapport à cette droite dans le diagramme Li^+ vs Cl^- . Les points influencés par les évaporites ont gardé la même position. La combinaison de ces deux éléments (Li^+ et Sr^{2+}) constitue donc un outil géochimique puissant pour identifier les zones les plus touchées par une intrusion saline.

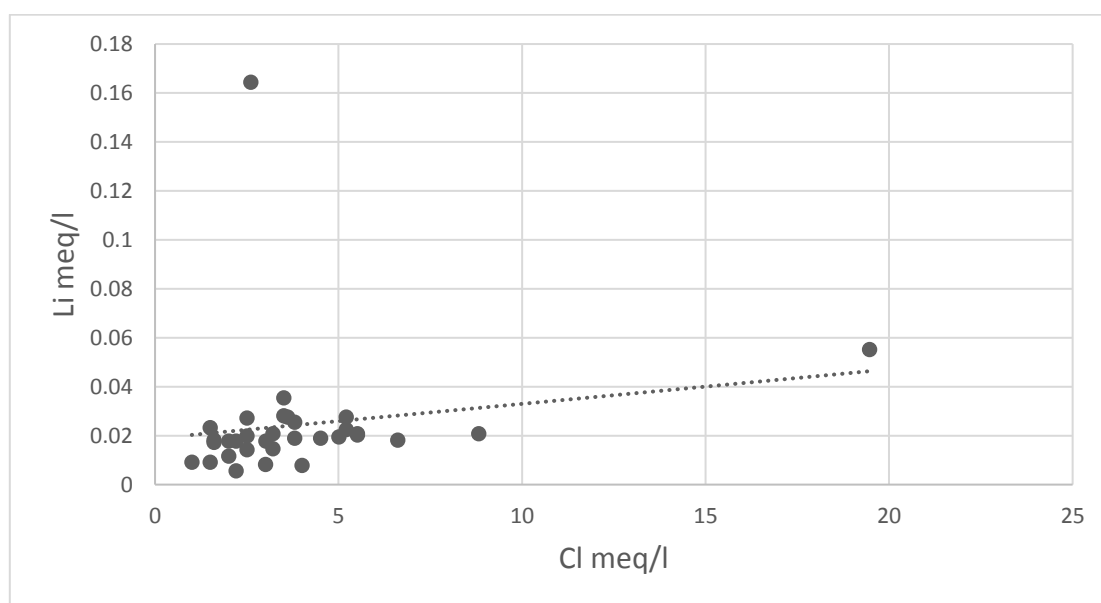


Figure 38. La relation entre Li^+ et Cl^- dans les eaux de la région de Remila (Khenchela).

Le rapport Br^-/Cl^- est très utile dans le cadre de comprendre l'origine de la salinité des eaux. Les ions Chlorure et Bromure se déplacent de façon conservatrice dans l'eau, et ont des abondances dans les fluides naturels et des matières solides, donc sont de bons traceurs conservatifs d'un système aquifère (Fetter, 1994 ; Davis et al., 1998). C'est pourquoi, le rapport

Br^-/Cl^- est généralement utilisé par différents chercheurs pour la détermination de l'origine de la salinité. En effet, il est le moyen le plus souvent pertinent pour expliquer la salinité des eaux des nappes (Bein and Dutton, 1993 ; Fisher and Mullican, 1997 ; Labus, 2005 ; Bouchaou et al., 2008 ; Kharroubi et al., 2012 ; Stoecker et al., 2013 ; Han et al., 2014 ; Farid et al., 2015). Les seules sources de chlorures et de bromures dans les eaux sont l'eau de mer (dont le rapport pondéral est de $3.47 \cdot 10^{-3}$) et de la dissolution de l'halite (dont le rapport pondéral est de $0.183 \cdot 10^{-3}$) (Marjoua et al., 1997). La situation continentale de la zone d'étude exclut de prime à bord une origine marine de la salinité. Ce qui conduit à voir l'origine de la salinité entre les phénomènes d'évaporation et de la dissolution de l'halite. D'après les résultats de nos eaux (Fig. 39) on peut les regrouper en deux types, le premier type c'est les points des eaux existant au Sud proche de la zone de recharge caractérisé par un rapport Br^-/Cl^- inférieur à celle de la mère donc les eaux sont influencées par la dissolution de l'halite, la deuxième type c'est des eaux caractérisé par un rapport de Br^-/Cl^- proche au dépasse celle de la mer, d'après Fisher et Mullican (1997) s'expliquent que dans les aquifères alluviaux probablement est dérivé d'une ancienne précipitation des eaux de mer intérieure qui la connue la région.

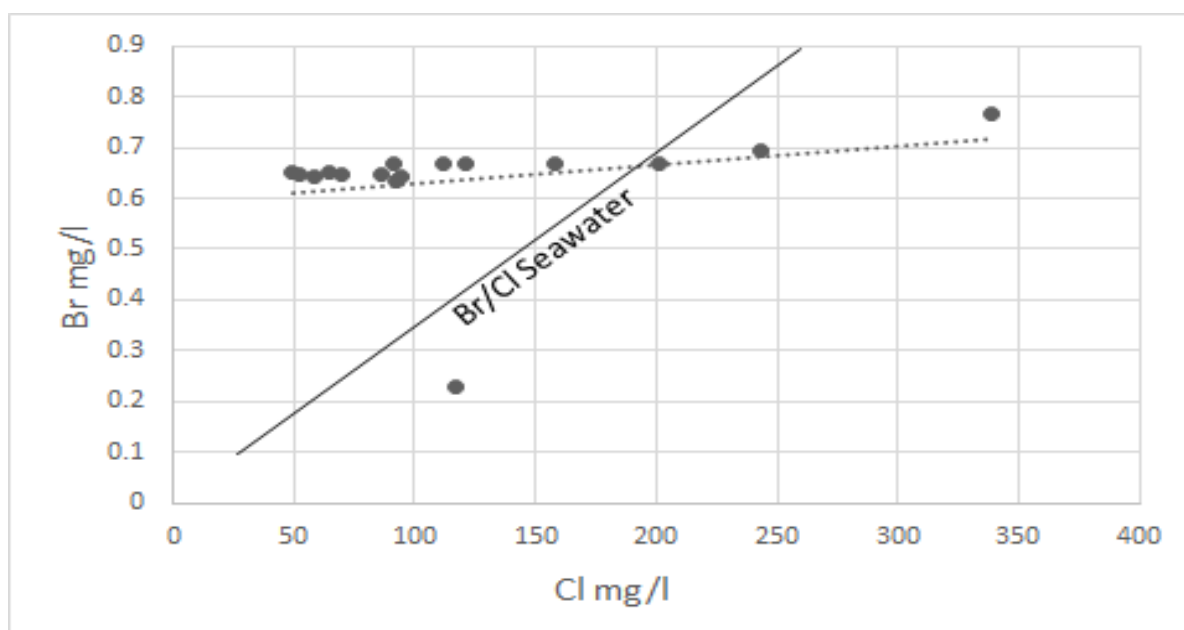


Figure 39. Relation de Br^- versus Cl^- dans les eaux de la région de Remila (Khenchela).

3.4. Étude isotopique

Dans ce qui suit, on utilisera l'approche isotopique, qui est basée sur le traçage des isotopes (oxygène-18 et deutérium) du milieu de la molécule de l'eau. L'étude des isotopes stables de la molécule des eaux souterraines est minée dans différents travaux de recherches (Dansgaard,

1964 ; Coplen, 1982 ; Fontes and Zuuppi, 1976 ; Allison, 1983, Edmunds et al., 2006). À montrer l'importance, de l'utilisation de ces isotopes pour la compréhension de l'origine de différentes eaux au sein d'un aquifère est indispensable.

L'oxygène-18 et le deutérium sont des isotopes constitutifs de la molécule d'eau. La composition isotopique des eaux est influencée par différents facteurs durant leur déplacement tel que, la température, l'altitude, la continentalité et la quantité des pluies (Etcheverry, 2002). Les teneurs en isotopes stables des eaux échantillonnées présentent une large gamme de variation. Les valeurs de ^{18}O varient entre -10,03 et -11,51 ‰ vs. SMOW (Standard Mean Ocean Water) avec une moyenne de -10,96 ‰, et celles en ^2H varient entre -45,78 et -58,05 ‰ vs. SMOW avec une moyenne de -53,40 ‰. Ces valeurs sont rapportées dans le diagramme classique $\delta^2\text{H}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 40). Sur ce dernier, il a été également reporté la droite Global Meteoric Water Line (GMWL) d'équation $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$ (Craig, 1961), la droite météorique locale (DML) d'une équation $\delta^2\text{H} = 7.15 \delta^{18}\text{O} + 7.92$ ($R^2=0.92$; $n=113$) (Saighi, 2005) et avec une pente droite des eaux de l'aquifère de $\delta^2\text{H} = 8.28 \delta^{18}\text{O} + 37.32$.

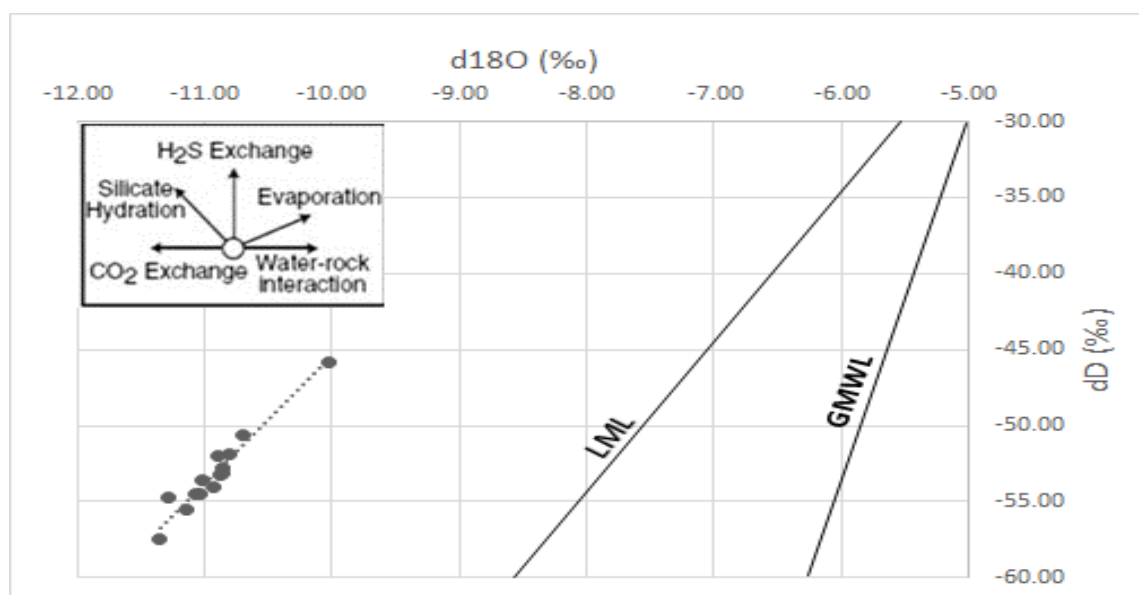


Figure 40. La relation entre $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des eaux souterraines de Remila (Khenchela).

La répartition des points représentatifs des eaux de l'aquifère superficiel permet de distinguer un seul groupe d'eau situé en-dessus de la droite GMWL et LML (Fig. 40), ont déduire que la recharge de la nappe est originaire de l'infiltration lente de pluies. Souvent ces pluies sont semis sous l'influence de deux facteurs ; l'effet de l'altitude quand un nuage s'élève aux abords d'un relief, la température diminue du fait de l'altitude, ce qui donne des précipitations de plus en plus pauvres en isotopes lourds (Kullin and Schmassmann, 1990) et l'effet de la continentalité

la composition isotopique moyenne des précipitations tend vers des valeurs négatives quand on se déplace de la côte océanique vers l'intérieur des terres. Cela confirme que l'alimentation de notre aquifère s'effectue principalement par les eaux de la pluie de versant nord d'Aurès qui sont soumis à un appauvrissement avant d'atteindre l'aquifère.

Une corrélation entre les concentrations de Cl^- vs $\delta^{18}\text{O}$ ont été utilisées pour examiner la trajectoire de mélange et déterminer l'origine de minéralisation des eaux (Fig. 41). Les résultats de la projection des points d'eau, a distinguée deux groupes d'eau : (1) les concentrations de chlorure ont fortement augmenté sans changement de valeurs de $\delta^{18}\text{O}$, et (2) les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ modifient de manière significative avec un changement mineur de concentration en Cl^- . De ce fait les eaux des premiers groupes sont les points d'eau situés dans la partie Nord-est proche de Sabkha, où la relation entre les concentrations Cl^- et les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ reflète l'effet de la recharge verticale par retour d'irrigation ou l'intrusion salin. En revanche, en raison de la dissolution d'évaporites, recharge rapide verticale par retour d'irrigation ou d'eau salée de Sabkha peut transporter des quantités considérables de Cl^- à la nappe phréatique. Concernent le deuxième groupe d'eau, caractérisé par un léger changement en concentration Cl^- par apport aux valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ ont un appauvrissement. Souvent, la variation des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ pourrait être liés au mélange des eaux souterraines le long des voies d'écoulement des zones frontales de montagne vers le centre du bassin et c'est la zone de recharge.

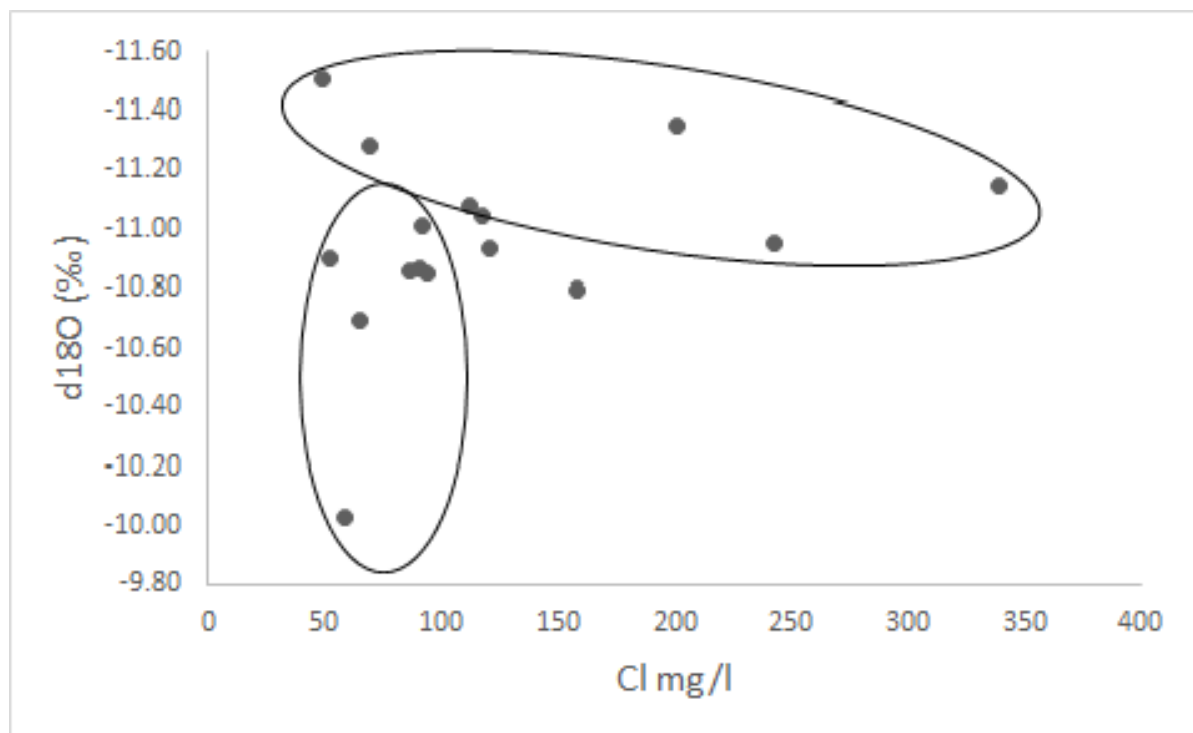


Figure 41. La relation entre Cl^- vs $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines de Remila (Khenechela).

3.5. Étude des données compositionnelles CoDa (Compositional data analysis)

La Chimie des eaux souterraines est un facteur important pour déterminer les besoins de son utilisation. Les processus hydrogéochimiques des eaux souterraines aident pour obtenir un aperçu des contributions de l'interaction Roche/sol-eau et aussi les influences anthropiques sur les eaux souterraines. Ces processus géochimiques sont responsables des variations spatiotemporelles de la chimie des eaux souterraines (Schoeller, 1959 ; Matthes, 1983 ; Drever, 1988 ; Cardinal et al., 1994 ; Kumar et al., 2006 ; Kuldip et al., 2011 ; Mehdi et al., 2013 ; Varol et al., 2014). Donc les réactions chimiques se produisent, car l'eau de pluie ou de neige fond diluée qui interagissent avec la roche ne sont pas en équilibre chimique avec le minéral de mise en contact ou de solides amorphes. Selon le climat, la géologie, le relief, les précipitations et le ruissèlement, la dissolution complète de minéraux peut prendre des centaines de millions d'années (Buccianti, 2014). Les indicateurs géochimiques servent souvent aussi efficace méthodes pour résoudre plusieurs problèmes en hydrologie et de l'hydrogéologie, en particulier dans les régions semi-arides et arides (Clark et Fritz, 1997 ; Ben Hamouda et al., 2009 ; Yin et al., 2009, Wand et al., 2012 ; Farid et al., 2015). Dans ce contexte plusieurs méthodes sont menues dans la littérature, pour déterminer l'origine de minéralisation des eaux souterraines, basent sur la technique des balances des masses, les rapports ioniques (géochimiques), des analyses statistiques (matrice de corrélation, analyse en composantes principales (ACP), régression linéaire multiple (MLR)), (Serfs, 2004 ; Chennai et al., 2009 ; Ben Alaya et al., 2014 ; Viswanathan et al., 2015). Les rapports géochimiques et les diagrammes binaires des ions majeurs, sont les plus utilisés pour déterminer les interactions entre ces ions tel que : le rapport Ca/SO_4 , Na/Cl (Phelps, 2001 ; Wang et al., 2012 ; Ben Alaya et al., 2014 ; Liu et al., 2015) et les rapports Mg/HCO_3 , Mg/SO_4 , Mg/Ca (Fidelibus et al., 1996, Fehdi et al., 2009, Ben Alaya et al., 2014), Ca/Cl , Ca/Na , Na/SO_4 (Bouchaou, 2009 ; Farid et al., 2012) $(\text{SO}_4/\text{Cl})/\text{SO}_4$, Sr/Cl (Phelps, 2001), Sr/Ca (Carré, 1975, Meybeck, 1984, Edmunds et al., 2003, Hsissou et al., 1996) $\text{TDS}/(\text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca}))$, $\text{TDS}/(\text{Cl}/(\text{Cl} + \text{HCO}_3))$ (Liu et al., 2015). Les unités habituelles de mesure comprennent milligrammes par litre (mg/l), parties par million en poids (ppm), millimole par litre (mmol/l), et milliéquivalents par litre (méq/l). Dans les études citées précédemment et dans la première partie de chapitre, les propriétés des données compositionnelles ne sont pas prises en considération. Cela, peut être fortement biaisé du fait de la contrainte imposée numérique, non seulement par la nature proportionnelle des données, mais aussi par l'utilisation de rapports avec des parties communes (la redondance) et aussi l'utilisation de différentes unités (échelles), donc l'application d'une analyse statistique

raisonnable est difficile, une nouvelle proposition est présentée ici qui pourrait permettre une amélioration de l'utilisation de ces outils simples CoDa (Compositional Data Analysis).

Les sciences de l'environnement portent généralement sur des données de composition (fermé). Lorsque la concentration d'éléments chimiques est mesurée, les données seront fermées, à savoir l'information pertinente est contenue dans le rapport entre les variables plutôt que par les valeurs des données rapportées par les variables. Fermeture de données à des conséquences graves sur l'analyse statistique des données (Filzmoser et al., 2010). L'analyse des données compositionnelle nécessite une transformation appropriée pour éviter les biais de leur analyse statistique (Bacon-Shone, 2011), car utilisent seulement le logarithme de la concentration, la nature des processus proportionnelle à action peut ne pas être entièrement capturé. L'approche log-ratio nous permet de surmonter cette difficulté en mettant au cœur de l'analyse l'importance relative et les variations des composants d'une composition plutôt que leurs valeurs absolues. Une étape importante dans l'analyse des données compositionnelles a donc été faite par Aitchison (1982, 1986) l'introduction des transformations log-ratio aditif (*alr*) et le log-ratio centré (*clr*). Dans les deux cas, les log-ratios obtenus sont variables réelles qui peuvent être analysés en utilisant les techniques statistiques standards.

Toutefois, il est important de noter que les coordonnées *alr* ne peuvent pas être schématisées sur des axes orthogonaux, parce qu'ils actuellement sont à 60° et que les coordonnées *clr* se trouvent sur un plan espace réel en D -dimension conduisant à la singularité des matrices de covariance. Une représentation d'une composition par ses coordonnées par rapport à une base orthonormale donnée est une transformation du simplexe dans un espace réel ; ce qui a été appelé la transformation log-ratio Isométrique (*ilr*) (Egozcue et al., 2003) et ne présente pas les inconvénients des précédents. Le *ilr* de (Egozcue et al., 2003) est recommandée, car elle forme une relation one-to-one entre la géométrie Aitchison sur le simplexe et de la géométrie euclidienne standard, avec d'excellentes propriétés géométriques (Filzmoser et al., 2012). La procédure a été appliquée d'une manière efficace dans plusieurs domaines d'investigation (Pawlowsky-Glahn et al., 2011 ; Parent, 2013 ; Parent, 2014 ; Modesto et al., 2014 ; Parent et al., 2015), ainsi que dans l'analyse de l'eau (Engle et Rowan, 2013 ; Buccianti et al., 2013 ; Buccianti et al., 2014).

Dans cette partie de chapitre ont va présenter une nouvelle méthode d'interprétation des données, dans un contexte sain et qui minimise l'erreur d'utilisation des données brutes et de focaliser nos efforts sur l'interaction entre éléments, qui donne une interprétation précieuse. Cette méthode a été appliquée sur les eaux souterraines de l'aquifère Plio-quatenaire de Remila, dans l'objectif étaient (1) de présenter la théorie des balances de *ilr* pour une application

dans la géochimie des eaux souterraines (2) d'élaborer une classification binaire technique statistique pour délimiter l'interaction entre les différents ions et (3) de concevoir une représentation de balance à plateaux des ions majeurs pour diagnostiquer l'origine de salinisation des eaux de Remila et (4) de minimiser les biais dans les méthodes classiques de concentration et les rapports géochimiques utilisés pour diagnostiquer l'origine de minéralisation des eaux.

3.5.1. Théorie de compositionnelle

3.5.1.1. Les données Compositionnelles CoDa (Compositional dada analysis)

Les données compositionnelles est un domaine récent d'analyse des données strictement positives. Presque toutes les données géochimiques sont compositionnelles donc un système numérique fermées, caractérisées par une somme constante par échantillon (e.g ; 1.000.000 mg/kg ou 100 en poids. %) (Aitchison, 1986 ; Zuo et al., 2013). Les données compositionnelles sont multivariées reliées entre eux. Chaque composante ne peut être interprétée indépendamment des autres (Tolosana-Delgado et al., 2011 ; Reimann et al., 2012). Le caractère limité des données sur la composition implique propriétés importantes, comme suit :

- Redondance de l'information : Lorsque la composition est dans un espace fermé, la quantité d'un composant peut-être calculée par la différence entre la somme des composants et les autres composants. Par conséquent, dans une composition de D -parties elle existe $D-1$ degrés de liberté, à savoir, l'ensemble de la matrice des données est rangé $D-1$ (Aitchison et Greenacre, 2002). Par contre, on a $D \times (D - 1)/2$ duales rapports pouvant être dérivées à partir d'une composition de D -parties, c'est calculable à partir d'autres rapports (Parent et al, 2012), cela va transmettre également beaucoup de redondance des informations qui génère de fausses corrélations dans l'analyse statistique linéaire (Pearson, 1897 ; Chayes, 1960).
- Incohérence subcompositionnelle (*spurious correlation*): Les résultats de tests statistiques varient selon l'unité à laquelle une composition est fermée, générant de fausses corrélations causées par la mise à l'échelle (Tanner, 1949). En bref, cette approche ne tient pas compte de la portée des données et ne contribue pas à la compréhension du processus par lequel les données sont générées.
- La distribution Non-normal : Les données normalement distribuées sont projetées dans l'espace, ce qui n'est pas le cas pour les données compositionnelles, qui sont projetées dans un espace fermé. Les statistiques comme les intervalles de confiance ne doivent

pas être autorisés à aller en dehors de la limite de l'espace de compositionnelle (par exemple, ≤ 0 ou $\geq 100\%$). Au contraire, les données de compositionnelle suivent loi de distribution logistique-normale (Bacon-Shone, 2011).

Ces trois principes ne sont pas spécifiquement statistiques. Ils sont basés sur la pratique scientifique, en particulier sur la géochimie (Egozcue, 2009). Ces propriétés résultent de la fermeture de l'espace compositionnelle, comme suit (Aitchison, 1986 ; 1990 ; 1994) :

$$S^D = C(c_1, c_2, \dots, c_D) = \left[\left[\frac{c_1 \kappa}{\sum_{i=1}^D c_i}, \frac{c_2 \kappa}{\sum_{i=1}^D c_i}, \dots, \frac{c_D \kappa}{\sum_{i=1}^D c_i} \right] \right] \quad (1)$$

Où S^D est le simplexe (vecteur de composition projeté dans l'espace compositionnel), κ est l'unité de mesure et c_i est la partie $i^{\text{ème}}$ d'une composition contenant des D -parties. Lors de la réalisation d'un diagnostic géochimique des eaux souterraines, il est commode d'inclure une valeur de remplissage (Fv) calculée par différence entre κ et la somme des ions dans l'eau exprimée en TDS (Total dissolved solid).

3.5.1.2. Les transformations Log-ratios

Log-ratio additif (*alr*)

La représentation *alr* de données sur la composition est calculée comme suit (Aitchison, 1986):

$$alr = \ln \left(\frac{x_i}{x_D} \right) \quad (2)$$

Où x_i est une $i^{\text{ème}}$ composante au numérateur, $i = [1 \dots D]$, x_D dénominateur commun à tous les composants, qui donne $D-1$ valeurs *alr*, car le composant de dénominateur sacrifié. Les log-ratios sont plus dociles que les ratios ordinaires (Aitchison, 2003), parce que l'inverse de log-ratio est un changement de signe trivial. Les *alrs* sont adaptés pour effectuer une analyse multivariée, mais ne sont pas orthogonaux entre eux, ce qui les rend difficiles à interpréter. Le log-ratio additif est une formulation log-ratio des règles stoechiométriques. Il convient de noter que, en raison de leur géométrie oblique, les statistiques fondées sur la distance à travers log-ratios additif doivent être manipulés avec précaution (Van-Den Boogaard, 2008 ; 2013).

Le log-ratio centré (*clr*)

La représentation de *clr* par les données compositionnelles est calculée par cette équation (Aitchison, 1986):

$$clr = \ln \left(\frac{x_i}{g(x)} \right) \quad \text{Avec} \quad g(x) = \sqrt[D]{x_1 \cdot x_2 \dots x_D} \quad (3)$$

Où x_i est la composante $i^{\text{ème}}$ au numérateur, $i = [1 \dots D]$, Et $g(x)$ est la moyenne géométrique de tous les composants, ce qui donne des valeurs *clr* D , à savoir, il y a un degré de liberté

supplémentaire pour une matrice du rang de $D - 1$ (clr variables aléatoires ajouter jusqu'à 0). Une valeur de clr doit être sacrifiée (par exemple, celui de la valeur de remplissage) dans de nombreuses analyses multivariées, d'où le retour des adéquats degrés de liberté $D-1$. (Filzmoser et Hron, 2013), La transformation de clr génère D variables non orthogonales qui conduisent à des matrices singulières en analyse multivariée. En outre, il n'y a pas de théorie ad hoc derrière clr ou alr (Pawlowsky et al., 2001 ; Egozcue et al., 2006 ; Parent et al., 2012). La transformation clr a été appliquée comme un outil efficace dans différents domaines pour l'analyse statistique des tissus végétaux (Parent et al., 1992 ; 2009 ; Khiari et al., 2001), des sols (McBratney et al., 1992 ; Parent et al., 1997) et des solutions nutritives (Lopez et al., 2002).

L'isométrie log-ratio (ilr)

La technique de l' ilr (Egozcue et al., 2003), permet la projection du S^D simplexe des données compositionnelles ont espace euclidien de $D-1$ en contrastes orthogonaux qui ne se chevauchent pas, également appelés des balances orthonormales ou géométriques "coordonnées" (ne le confondre pas avec les coordonnées spatiales).

Dans une première étape, les parties de la composition sont divisées en deux groupes : les parties du premier groupe sont codées par +1 et les parties du deuxième groupe sont codées par une -1. De cette manière, la première coordonnée décrivant la balance entre les parties obtenues +1 et - 1. Dans la deuxième étape, les parties de groupe précédent sont divisées en de nouveaux groupes, eu même codé par +1 et -1. Tandis que les composants qui ne sont pas impliqués sont codés avec un zéro (0). L'ensemble de la procédure est résumé dans le tableau 19 comme indiqué dans (Egozcue et al., 2005 ; Buccianti., 2013). D'un point de vue général, la transformation ilr (Eq (4)) c'est une balance entre deux groupes est obtenue de sorte que les parties r (+1) sont balancées avec les parties s (-1):

$$ilr_i = \sqrt{\frac{r s}{r+s}} \ln \frac{g(x_{i+})}{g(x_{i-})} \quad (4)$$

Où ilr_i est la balance entre les deux sous-compositions, i [1, D-1], r et s sont le nombre de composants dans des sous-ensembles au numérateur et au dénominateur, respectivement, et $g(x_{i+})$ et $g(x_{i-})$ sont les moyennes géométriques des composants de sous-ensembles (Buccianti et al., 2011). L'identification des balances est facilement interprétable peut également être utile pour révéler des lois naturelles régissant proportions dans plusieurs domaines de la terre, car la transformation ilr est utiliser dans différents domaines, la géochimie (Buccianti et al., 2008 ; Filzmoser et al., 2012 ; Galloa et al., 2013 ; Liu et al., 2016), les sols (Reimann et al., 2012 ;

Parent et al., 2014 ; Abdi et al., 2015), les tissus végétaux (Hernandes et al., 2012 ; Parent et al., 2013 ; Blagojević et al., 2013).

Les équilibres ioniques sont solidement accessibles à des myriades des techniques d'analyse statistique : donc les variables des balances ne sont pas redondantes, sont avec une échelle invariable, sont projetées dans un espace réel et respectent les D-1 degrés de liberté d'un vecteur compositionnel. Le SBP (Sequential Binary Partition) permet à l'analyste de définir des axes orthogonaux afin de se focaliser sur des équilibres interprétables. Afin de comparer les ions des eaux souterraines, une sous-composante du vecteur compositionnel a été définie comme $S^9 = C(\text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Sr}^{2+}, \text{Na}^+, \text{K}^+, \text{SO}_4^{2-}, \text{HCO}_3^-, \text{Cl}^- \text{ et } \text{R8})$. La SBP du tableau 20 formalise les dendrogrammes d'équilibre tels que celui présenté dans la figure 42.

Il existe en effet huit équilibres orthogonaux dans un simplexe de S^9 (Fig. 42). Notre initiateur de SBP était [R8/ Ca, Mg, Sr, Na, K, Sul, Bic, Cl] pour refléter séquentiellement les relations entre $\text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Sr}^{2+}, \text{Na}^+, \text{K}^+, \text{SO}_4^{2-}, \text{HCO}_3^-, \text{Cl}^-$ et R8, donc la participation de ces ions dans la salinité de nos eau (Sadek, 2011 ; Ben Cheikh et al., 2012 ; Tarki, 2012 ; Srinivasamoorthy et al., 2014) et les rapports géochimiques [Sr / Ca, Sul] [Bic /Mg], [Sul / Ca], [Cl / Na] qui reflète l'origine et les processus de salinisation qui dominent les eaux souterraines de la région d'étude (Schoeller, 1972 ; Labus, 2005 ; Vallejos et al., 2015).

Tableau 20. Partition séquentielle binaire (SBP) calculée pour déterminé les balances entre les éléments majeurs des eaux souterraines de Remila, Khenchela Isométrique log-ratation (*ilr*).

<i>ilr</i>	Contrastes									Notation de la balance	R	s	Calculé <i>ilr</i>
	Ca	Mg	Sr	Na	K	Sul	Bic	Cl	Fv				
<i>ilr1</i>	1	1	1	1	1	1	1	1	-1	[Fv/ Ca, Mg, Sr, Na, K, Sul, Bic,Cl]	8	1	$\sqrt{\frac{8 \times 1}{8 + 1}} \ln \left(\frac{(\text{Ca} \times \text{Mg} \times \text{Sr} \times \text{Na} \times \text{K} \times \text{Sul} \times \text{Bic} \times \text{Cl})^{1/8}}{\text{R8}} \right)$
<i>ilr2</i>	-1	-1	-1	1	1	-1	-1	1	0	[Ca, Mg, Sr,Sul, Bic / Na, K, Cl]	3	5	$\sqrt{\frac{3 \times 5}{3 + 5}} \ln \left(\frac{(\text{Na} \times \text{K} \times \text{Cl})^{1/3}}{(\text{Ca} \times \text{Mg} \times \text{Sr} \times \text{Sul} \times \text{Bic})^{1/5}} \right)$
<i>ilr3</i>	1	-1	1	0	0	1	-1	0	0	[Mg, Bic /Ca, Sul, Sr]	3	2	$\sqrt{\frac{3 \times 2}{3 \times 2}} \ln \left(\frac{(\text{Ca} \times \text{Sul} \times \text{Sr})^{1/3}}{(\text{Mg} \times \text{Bic})^{1/2}} \right)$
<i>ilr4</i>	0	0	0	-1	1	0	0	-1	0	[K / Na, Cl]	2	1	$\sqrt{\frac{2 \times 1}{2 + 1}} \ln \left(\frac{(\text{Na} \times \text{Cl})^{1/2}}{\text{K}} \right)$
<i>ilr5</i>	-1	0	1	0	0	-1	0	0	0	[Sr / Ca, Sul]	1	2	$\sqrt{\frac{1 \times 1}{1 + 1}} \ln \left(\frac{\text{Sr}}{(\text{Ca} \times \text{Mg})^{1/2}} \right)$
<i>ilr6</i>	0	1	0	0	0	0	-1	0	0	[Bic /Mg]	1	1	$\sqrt{\frac{1 \times 1}{1 + 1}} \ln \left(\frac{\text{Mg}}{\text{Bic}} \right)$
<i>ilr7</i>	1	0	0	0	0	-1	0	0	0	[Sul / Ca]	1	1	$\sqrt{\frac{1 \times 1}{1 + 1}} \ln \left(\frac{\text{Ca}}{\text{Sul}} \right)$
<i>ilr8</i>	0	0	0	1	0	0	0	-1	0	[Cl / Na]	1	1	$\sqrt{\frac{1 \times 1}{1 + 1}} \ln \left(\frac{\text{Na}}{\text{Cl}} \right)$

Sul : SO_4^{2-} , Bic : HCO_3^- , Fv : Valeur de remplissage, *ilr* : Isométrique log-ratio

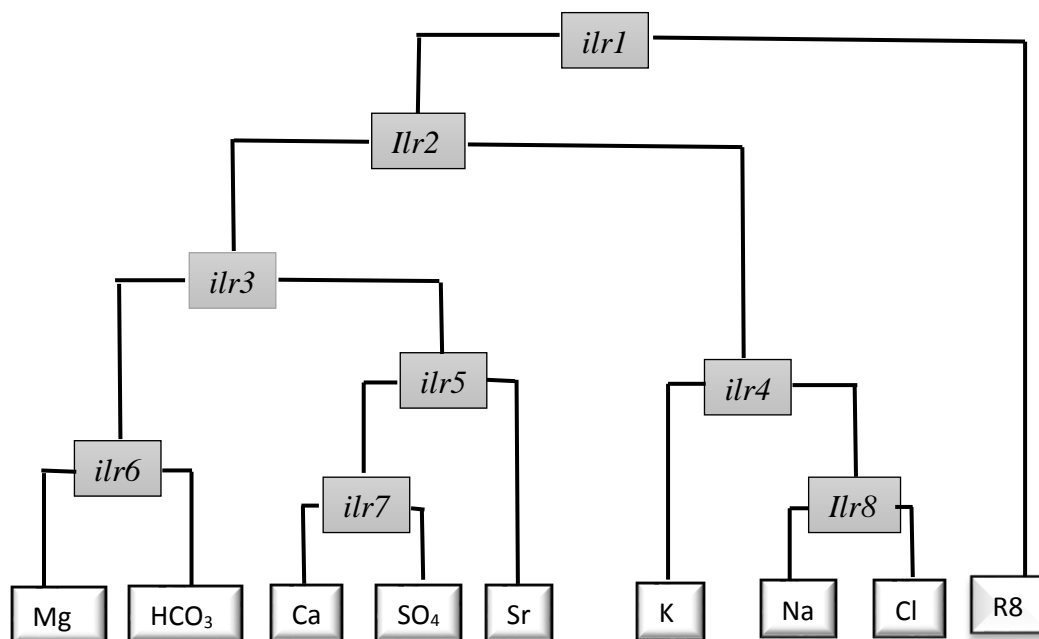


Figure 42. Dendrogramme des balances des eaux de Remila

3.5.2. Résultats d'analyse statistique (CoDa)

Les données ont été traitées au début par le biais d'Excel 2013. Les calculs statistiques ont été réalisés dans l'environnement statistique R-Studio (R Development Core Team, 2012). Le paquet "compositions" (van den Boogaart et al., 2013) a été utilisé pour les calculs de *ilr*. Le **R** est un environnement intégré de manipulation des données, de calcul et de préparation de graphiques. Toutefois, ce n'est pas seulement un « autre » environnement statistique (comme SPSS ou SAS, par exemple), mais aussi un langage de programmation complet et autonome (Goulet, 2014).

La théorie des espaces métriques est l'un des paramètres les plus importants et facilement descriptibles pour ces concepts. Intuitivement une séquence converge vers une limite si ses éléments sont plus proches et plus proches de cette limite. La notion de distance est axiomatique décrite dans la définition des espaces métriques. Un espace métrique est un couple (X, d) où X est un ensemble non vide et d est une fonction $d: X \times X \rightarrow \mathbb{R}$, appelée métrique telle que:

- (a) $d(x,y) = 0$ si et seulement si $x = y$.
- (b) $d(x,y) = d(y,x)$, pour tout $x, y \in X$.
- (c) $d(x,y) \leq d(x,z) + d(z,y)$, pour tout $x, y, z \in X$.

Les conditions (a), (b) et (c) sont très naturel si l'on pense de la distance entre les points. La première condition indique que la distance entre les points x et y est égal à 0 si et seulement si ces deux points sont confondus, qui est $x = y$. La condition (b) indique que la distance de x à y

est identique à celle de y à x. Enfin, la condition (c) indique que la distance mesurée à partir de x à y ne peut pas être supérieure à la distance de x à un troisième point z ainsi que la distance de z à y. Cette propriété est généralement appelée l'inégalité du triangle (Buccianti et Magli, 2011).

3.5.2.1. Les processus géochimiques

Le balancement entre les principaux éléments majeurs (SO_4^{2-} , Cl^- , HCO_3^- , Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} , K^+ et Sr^{2+}) et le reste de la minéralisation totale des eaux (Fv) calculées par le rapport ilr_1 (Fig. 42), a permis de remonter à l'origine de la minéralisation de nos eaux. Le positionnement de la majorité des points d'eau sur le 0 ou proche de lui témoigne de la présence d'une source commune de minéralisation qui ne peut être que la dissolution des évaporites telles que le gypse et l'halite. Seulement pour les points d'eau 1 au 9 qui sont en-dessous de la ligne de zéro, nous indiquent que la minéralisation de ces deux points d'eau est affectée par autres processus que la dissolution des évaporites, car ces points localisent au Nord-est de la région proche du Sabkha, donc en peut l'expliqué par effet de l'intrusion des eaux salé de Sabkha. Concernent les deux points (5 et 13) qui dépassent la ligne 0, sont caractérisés par une concentration élevée de HCO_3^- et une diminution de la concentration de SO_4^{2-} par apport où autres échantillons. D'après la littérature Appelo et Postma (2005) et Montety et al. (2008), cette anomalie pourrait expliquer par l'oxydation de la matière organique avec des ions SO_2^{2-} en présence des bactéries réductrices de SO_4^{2-} , ce qui entraîne une augmentation de HCO_3^- et une réduction des SO_4^{2-} . Cela suivant la réaction :

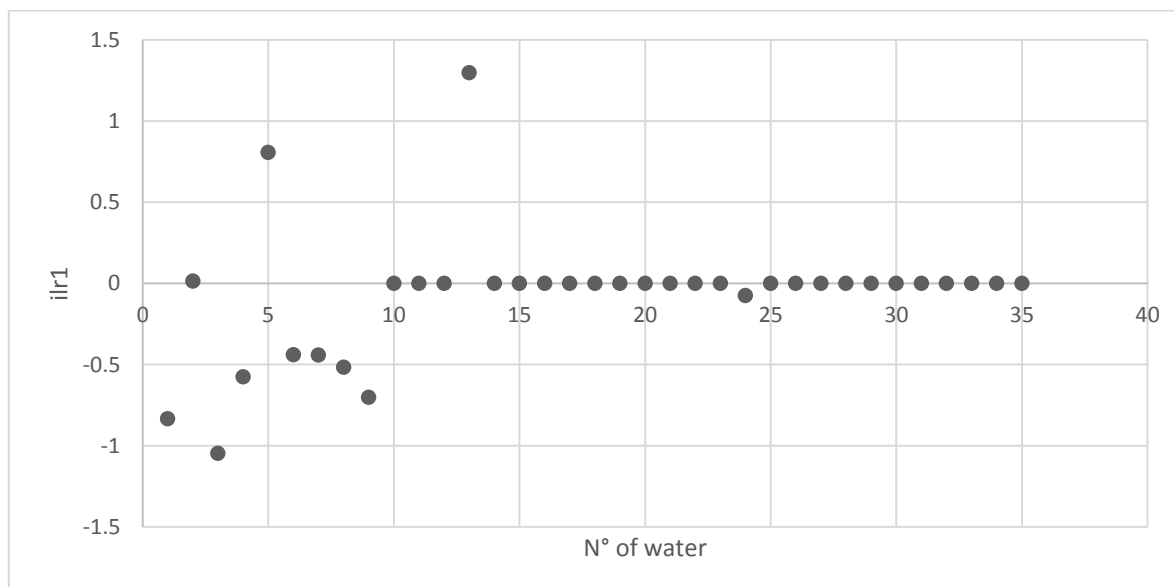
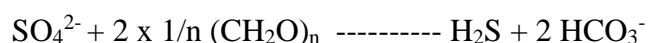


Figure 43. Répartition des valeurs de ilr_1 calculé des eaux de Remila.

Pour déterminer la participation du processus de dissolution des roches dans la salinisation de nos eaux, ont à calculé différents balances géochimiques *ilr* (Isométrie log-ration) entre les ions majeurs parmi les quelle (Fig. 44) :

Ont à calculé *ilr₇* présenté par le rapport $[Ca^{2+}/SO_4^{2-}]$, ce rapport est utilisé dans la littérature géochimique pour démontré la participation du gypse à la minéralisation des eaux. D'après la présentation graphique de l'*ilr₇* (Fig. 44 (a)). Nous remarquons que la totalité des points analytiques se positionne au-dessous de la droite 0 de mise en solution du gypse traduisant un "déficit" en Ca^{2+} par rapport à SO_4^{2-} . Cela nous permettra de classer nos eaux en deux groupes ; Un groupe, où les points montrent des rapports voisins de 0, indiquant que ces ions sont soumis à un effet de deux phénomènes la dissolution de gypse et/ou de l'anhydrite et l'échange de base, c'est le cas de la majorité des points de la région. Les points d'eau du deuxième groupe sont formés par les eaux minéralisées de la partie Nord-est et montrent un déficit plus remarquable en Ca^{2+} qui pourrait être dû à un processus d'échange de base de Ca^{2+} contre Na^+ sur les minéraux argileux associés à un phénomène de mélange avec les eaux souterraines de la Sabkha et renforcer par une précipitation secondaire de calcite.

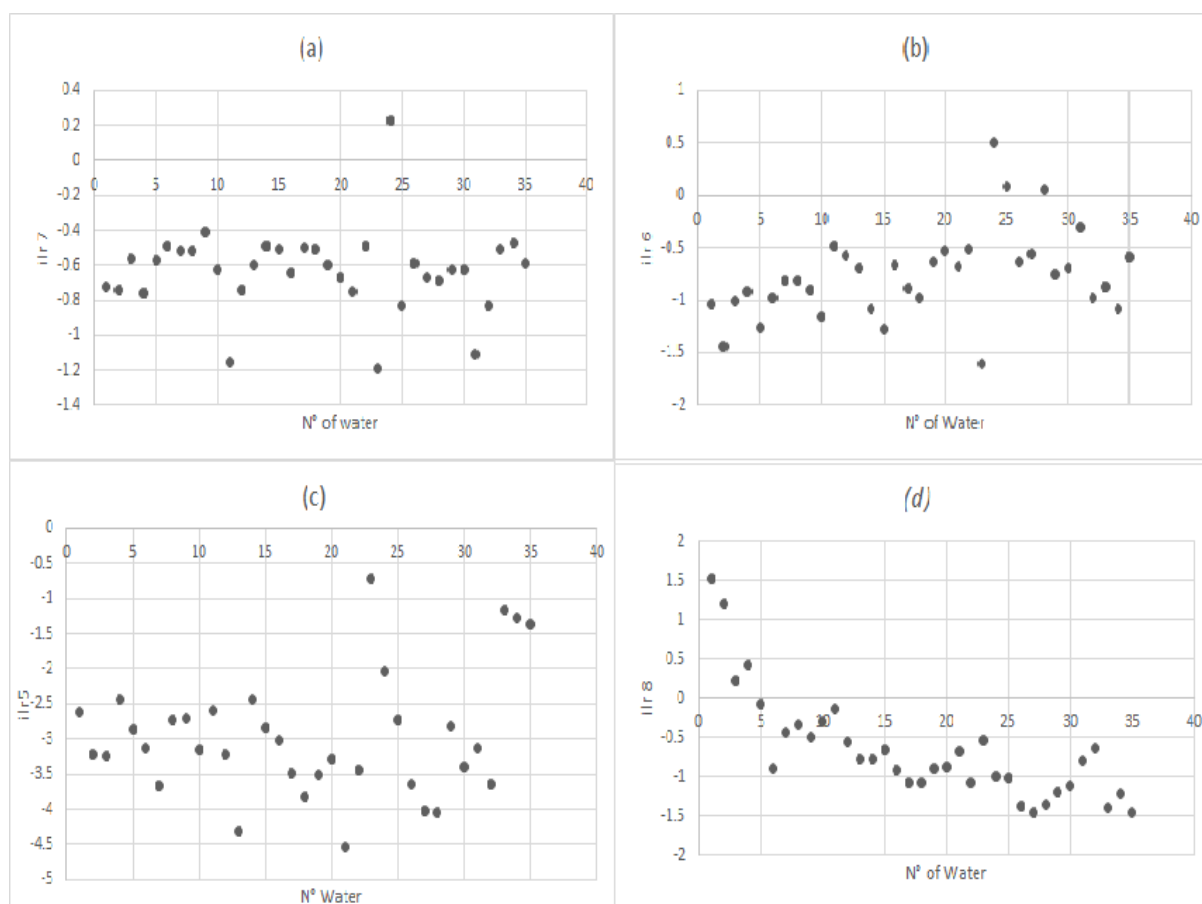
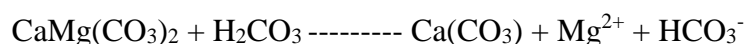


Figure 44. Présentation des valeurs calculées (a) *ilr₇* (b) *ilr₆* (c) *ilr₅* (d) *ilr₈* des eaux de Remila.

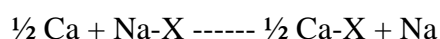
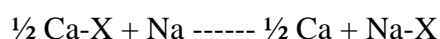
La balance calculée ilr_6 présente le rapport $[Mg^{2+} / HCO_3^-]$, ce rapport a été utilisé pour interpréter la participation des roches carbonatées (dolomite et calcite) dans la minéralisation des eaux. Dans notre cas, tous les points d'eau se localisent au-dessous et près de la ligne 0 de dissolution de dolomite (Fig. 44(b)). Cela confirme qu'une partie de minéralisation de nos eaux est originaire de la dissolution des roches carbonatées, mais aussi indique un déficit de Mg^{2+} par rapport au HCO_3^- , cela peut expliquer par le processus d'échange cationique où la matrice argileuse ou argilo-sableuse de l'aquifère superficiel pourrait jouer le rôle d'échangeur de cations, car les ions Ca^{2+} et/ou Mg^{2+} seront fixés contre la libération des ions Na^+ dans l'eau. Un autre processus qui gère la présence des ions Mg^{2+} dans nos eaux est cité dans la littérature (Edmunds et al, 1982), la dissolution du gypse et dolomite provoquant la précipitation de calcite. Une fois que le système est saturé par rapport à la calcite, l'évolution hydrochimique est affectée par la dissolution du gypse, ce qui sera un facteur déterminant dans le processus de dissolution de la dolomite. Ce procédé est connu sous le nom de dissolution séquentielle de dolomite / calcite ou la dissolution congruente de la dolomite (Wigley, 1973 ; Drever, 1982 ; Edmunds et al, 1987; Appelo and Postma, 1993 ; Moral et al, 2008) où biais de cette réaction :



Pour plus d'information de l'origine de minéralisation de nos eaux ont a basé sur un autre balance calculée ilr_5 qui présente le rapport $[Sr^{2+}/(Ca^{2+} \times SO_4^{2-})]$. Le strontium est un élément caractéristique des évaporites. Il s'y rencontré sous forme de Célestite $SrSO_4$, toujours associée au gypse $CaSO_4, 2H_2O$, a été souvent utilisé en hydrogéologie par des nombreux auteurs, dans la détermination de l'origine de minéralisation (Carré 1975, Sass and Starinsky, 1978, Meybeck, 1984 ; Hissous et al, 1996). D'après les résultats (Fig. 44(c)), nous observons que tous les points de ce rapport se trouvent au-dessous et proche de la ligne 0, cela nous indique la concentration élevée du strontium dans nos eaux, car il se trouve en trace dans les eaux. Ajoutant à cela, nous remarquons un certain parallèle entre les résultats d'évolution de ilr_5 avec ilr_7 on compare les deux (Fig. 44 (a)(c)), confirme que la réaction congruente de gypse / anhydrite est la principale source de Sr^{2+} dans l'aquifère. Cela aussi nous affirme que la minéralisation de nos eaux est influencée par la dissolution des roches évaporitiques principalement le gypse et l'anhydrite.

La balance calculée de ilr_8 présente le rapport $[Na^+ / Cl^-]$ qu'est largement utilisé dans la littérature (Magaritz et al, 1981 ; Dixon et Chiswell, 1992 ; Sami, 1992), pour expliquer la participation des ions Cl^- et Na^+ à la minéralisation totale des eaux résulterait d'une éventuelle

dissolution de l'halite. Théoriquement, la dissolution de l'halite va libérer des quantités égales de Na^+ et Cl^- dans la solution. D'après nos résultats (Fig. 44 (d)) nous pouvons diviser nos eaux en deux groupes ; groupe des points d'eau en-dessous et proche de la ligne 0 de dissolution de l'halite qui présente un déficit en Na^+ par apport Cl^- , elles sont dominées par un processus de la dissolution de l'halite et d'une influence moindre d'échange cationique, ces eaux sont les plus dominantes dans la région localise dans la partie sud et ouest. Le deuxième groupe, dont les points sont situés en-dessus de la ligne 0 de dissolution de l'halite, caractérisée par un excès en Na^+ par apport au Cl^- en les rencontre dans la partie Nord-est de la région proche de Sabkha, cette tendance suggère une influence par un phénomène de mélange avec les eaux souterraines de la Sabkha qui pourrait être favorisée par l'existence de niveaux piézométriques inférieurs à celui de la Sabkha. Ce processus de mélange ou d'intrusion salée pourrait être couplé à des réactions d'échange cationique inverse avec les minéraux argileux par lesquels les ions Na^+ seront libérés dans l'eau contre une fixation des ions Ca^{2+} et/ou Mg^{2+} . Suivent les deux réactions d'échange cationiques :



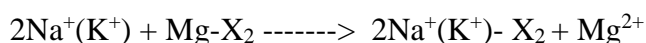
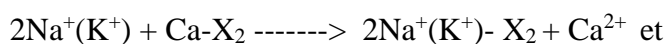
3.5.2.2. Échange ionique

La capacité de matières solides pour échanger des cations ou des anions avec des cations ou des anions en solution aqueuse est appelée capacité d'échange d'ions. Dans les systèmes naturels anions sont échangés très rarement, contrairement aux cations, qui échangent plus facilement (Merkel et Planer-Friedrich, 2002). Dans le cas de l'eau douce, habituellement Ca^{2+} a une plus grande affinité pour l'échangeur que les ions d'eau salée Na^+ , K^+ et Mg^{2+} (Appelo, 1994). Cela a été démontré Nadler et al (1980) par des expériences au laboratoire, qu'une petite quantité d'argile (en faible pourcentage) dans les roches carbonatées pourrait produire des changements appréciables des concentrations Na^+ , Ca^{2+} et Mg^{2+} des eaux salées par les échanges de base.

La projection des différents points d'eau sur le diagramme *ilr8* en fonction de l'*ilr7* (Fig. 45 (a) (b)) montre que 86% des points d'eau subissent un échange de bases inverse par lequel les ions Na^+ sont adsorbés à la surface des minéraux argileux en libérant du Ca^{2+} et Mg^{2+} (*ilr8* < 0), ou il sont à l'état naturel proche de 0 (*ilr8* = 0), par contre 12% des points subissent un échange de bases direct par lequel les ions Na^+ sont libérés du complexe et sont remplacés par les ions Ca^{2+} et Mg^{2+} (*ilr8* > 0) se situent généralement au Nord-est proche du Sabkha. Les résultats montrent également que les eaux de la région présentent un déficit en Ca^{2+} et Mg^{2+} par apport aux ions

SO_4^{2-} et HCO_3^- , même s'il y a un déficit en Na^+ par rapport au Cl^- . Basons sur les résultats (Fig. 45 (a, b)), on classe nos eaux en trois groupes :

Groupe I : Ces eaux sont caractérisées par un excès en Na^+ par rapport au Cl^- et un déficit de Ca^{2+} et Mg^{2+} par rapport au SO_4^{2-} et HCO_3^- . Cette tendance suggère une influence par un phénomène de mélange avec les eaux souterraines de la Sabkha, car ces eaux se situent au Nord-est de la région auprès de Sabkha de Timarganine. D'après Appelo et Postma (2005), les réactions d'échange d'ions de Na^+ et Ca^{2+} ou Mg^{2+} se produisent souvent lorsque l'eau salée ingère eau douce souterraine. Lorsque l'eau salée empiète dans un aquifère d'eau douce les réactions d'échange ioniques suivants représentent le comportement cationique :



Où X est le matériel récepteur de l'aquifère. Donc il y a un enrichissement des eaux en Na^+ par deux processus dissolution de l'halite accompagnée par un échange inverse la libération de Na^+ et l'adsorption de Ca^{2+} et Mg^{2+} par le complexe argileux.

Groupe II : Des eaux caractérisées par un léger déficit en Na^+ par rapport au Cl^- , s'accompagne par un déficit remarquable en Ca^{2+} par rapport au SO_4^{2-} avec un déficit moyen en Mg^{2+} par rapport HCO_3^- , cela suggère que ces eaux sont couplées par deux processus ; la première c'est l'échange cationique directe où les cations Na^+ seront fixé sur les minéraux argileux de l'aquifère et libèrent Ca^{2+} . La deuxième est l'utilisation des cations Ca^{2+} dans la réaction de précipitation des calcites et cela aussi favorise la concentration de Mg^{2+} par rapport HCO_3^- . Donc la salinisation des eaux de ce groupe est influencée par la dissolution des évaporites et l'échange cationique associé avec une précipitation des calcites.

Groupe III : La majorité des eaux sont présentés dans ce groupe, répartis sur toute la région sud (zone de recharge de la nappe) et l'Ouest de la région. Caractérisés par un déficit de Na^+ et Ca^+ par rapport Cl^- et SO_4^{2-} , cela explique par l'effet du phénomène d'échange cationique associé à une dolomitisation avec une précipitation de la calcite où va jouer un rôle dans l'augmentation des concentrations de Mg^{2+} et la diminution de Ca^{2+} . La minéralisation de ces eaux est principalement influencée par la dissolution des évaporites et durant leurs résidences dans l'aquifère affecté par l'échange cationique couplé par la précipitation des calcites.

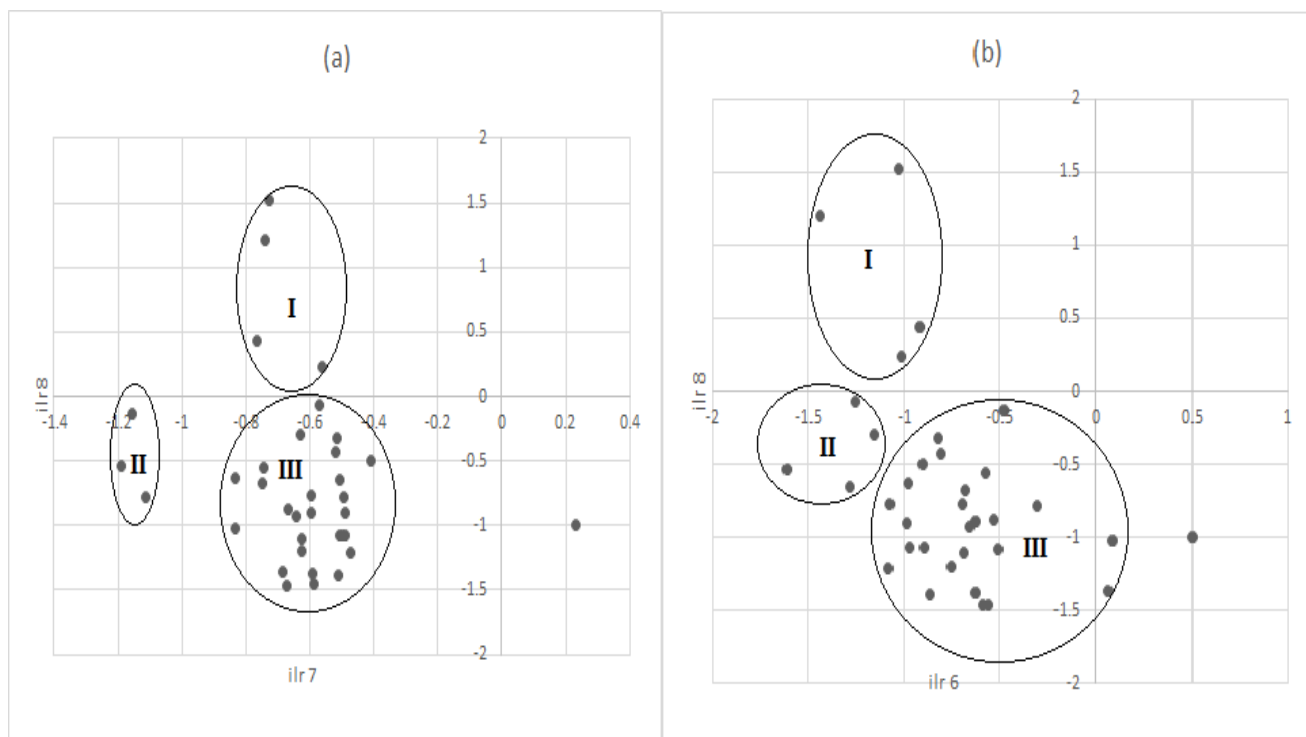


Figure 45. Projection graphique des valeurs de l'lr des eaux de Remila, (a) ilr_8 vs ilr_7 (b) ilr_8 vs ilr_6 .

Conclusion

Cette étude se focalise sur les eaux souterraines de la région semi-aride de Remila (Khenchela), a pu mettre en évidence les différents phénomènes géochimiques pouvant avoir lieu au sein de cet important aquifère Plio-quadernaire, dans l'objectif de préciser son fonctionnement hydrodynamique ainsi d'identifier les différents processus géochimiques contrôlant la minéralisation de ces eaux et l'origine de salinisation de nos eaux.

Dans le cadre d'atteindre nos objectifs une étude hydrogéochimique et isotopique des eaux souterraines de la région a été menée. Les données chimiques ont montré des variations spatiotemporelles significatives de la salinité globale et les faciès hydrochimiques avec la variation géologique de la région d'étude. Le couplage entre les différents techniques rapports géochimiques, analyse statistique et les diagrammes géochimiques ont montré que l'évolution géochimique des eaux souterraines est dominée par plusieurs processus: (I) la dissolution des roches évaporitiques, (II) les réactions d'échange cationique dues l'interaction avec les minéraux argileux, (III) la dissolution de carbonate congruent minéraux (calcite, dolomite) couplé à la dissolution du gypse et des réactions de précipitation de calcite, et (VI) quelques points sont touchés par la réduction du sulfate par des bactéries sous des conditions anaérobique.

Les analyses des isotopes stables de l'eau (^{18}O et ^2H) indiquent l'origine météorique des eaux de la plaine de Remila. La nappe du Plio-Quaternaire est influencée, dans sa partie nord, par l'effet de l'évaporation et l'intrusion saline de Sabkha, alors que dans sa partie sud, elle résulte de l'effet d'une lente infiltration des eaux de pluie où les eaux sont appauvries sous l'effet de l'altitude et la température de versant nord d'Aurès zone d'alimentation de la nappe en eau.

CoDa (Compositional Data Analysis) une nouvelle méthode de traitement des données a été appliquée sur nos valeurs. Les analyses statistiques ont été effectuées à l'aide des transformations Log-ratio isométrique (*ilr*) dans un simplexe de D Composants, pour minimiser l'erreur dans l'utilisation des concentrations brutes ou des rapports binaires qui sont intrinsèquement biaisés, due aux propriétés importantes des données compositionnelles telles que la redondance, la distribution non normale, et la dépendance à l'échelle. En ignorant ces propriétés et les fausses corrélations (*spurious correlations*) peuvent conduire à des analyses multivariées biaisées des données géochimiques. Cette nouvelle technique (*ilr*) d'après différentes études (Pawlowsky et Glahn Egozcue, 2001 ; Filzmoser et al., 2009 ; Buccianti, 2011, 2013 et 2014) est la solution à tous ces problèmes, car la projection des données est orthogonale dans l'espace réel, de sorte que les statistiques classiques peuvent être appliquées à de différentes fins.

L'analyse discriminante des balances (*ilr*) entre différentes compositions ioniques des eaux montre que l'origine principale de la minéralisation des eaux est vraisemblablement liée à la dissolution des minéraux évaporitiques et l'échange cationique. Cependant, les teneurs en éléments chimiques particulièrement élevées dans la partie Nord-est sont en relation avec un processus de mélange avec l'eau salée de la nappe de Sabkha suite à la diminution intensive du niveau piézométrique. Nous recommandons, un changement d'analyse classique en utilisant les données de concentration qui véhiculent des biais par une méthode robuste d'analyse des données compositionnelles telles que *ilr* dans la géochimie des eaux souterraines.

Chapitre 5 :
Origine de Salinisation des
sols de Remíla.

Chapitre 5 : Origine de Salinisation des sols de Remila.

La pénurie d'eau et la concentration des sels dans les sols sont actuellement considérées comme des menaces pour la vie humaine. La salinisation des sols dans les zones arides et semi-arides est en augmentation régulièrement dans de nombreuses régions du monde (Louati et al, 2013 ; Masoud et Koike, 2006). Les ressources du sol mondial (FAO/UNESCO) et d'autres données indiquent que les superficies affectées par la salinité ou la sodicité dépassent 900 millions d'hectares (Legros, 2009). Cependant, on estime que 15% de la superficie totale des terres de la planète ont été dégradées par la salinisation et l'érosion du sol (Mahjoory, 2011). En Afrique près de 40 millions d'hectares sont affectés par la salinisation, soit près de 2% de la surface totale (Le Houérou, 2009 ; Fernken, 2005). En Algérie, près de 10-15 % de terres irriguées, sont concernées par ces problèmes. Bien que le problème d'alcalinisation selon Daoud et Halitim (1994) ne se pose plus, et Selon Le Houerou (1993), les sols salés occupent de vastes superficies (3.2 millions d'hectares de la superficie totale). Ils sont localisés au Nord qu'au Sud dans les régions steppiques où le processus de salinisation est plus marqué du fait des températures élevées durant presque toute l'année, du manque d'exutoire et de l'absence de drainage efficient, est observé dans les plaines et vallées de l'Ouest du pays (Mina, Cheliff, Habra Sig, Maghnia) dans les hautes plaines de l'Est (Constantine, Sétif, Bordj Bou Arreridj, Oum El Bouagui), aux abords des Chotts et de Sabkha (Chott Ech Chergui, Chott Gharbi, Chott Hodna, Chott Melghir, Sebkhah d'Oran, de Benziane, Zemmoul, Zazhrez Gharbi et Chergui, etc..) et dans le grand Sud (dans les Oasis, le long des Oueds, etc...) (INSID, 2008). De nombreux chercheurs ont rapporté sur les sols indiquant que la salinisation des sols et la contamination du sol sont des menaces graves pour l'environnement et l'agriculture durable dans le monde entier (Kelepertsis et al., 2001 ; Amezket, 2006 ; Pisinaras et al., 2010 ; Acosta et al., 2011 ; Abdel Kawy and Darwish, 2013 ; Matinfar et al., 2013 ; Aragüés et al., 2014 ; Papadopoulou-Vrynioti et al. 2014). De plus, les études environnementales de l'an dernier ont révélé le contenu élevé d'éléments dans les sédiments, les sols et l'eau (Alexaks, 2014).

Autour de ce thématique notre étude se focalise sur la plaine de Remila à l'Est Algérienne (Nord de la Wilaya de Khenchela) constituée un prototype d'étude pour cette thématique. Ses caractéristiques ; climat semi-aride avec une précipitation annuelle ne dépasse pas les 400 mm et un ETP qui dépasse les 1000 mm, sa géologie spécifique, sa topographie endoréique, son hydrologie et l'activité anthropique favorise la salinisation de ces sols. Cependant, peu d'études

ont été menées sur les ressources en sols dans la région d'étude ; deux études pédologiques ont été réalisées par Aissoug (1973) et Zouaoui (1990).

Les objectifs de ce chapitre sont de présenter et de synthétiser l'ensemble des informations sur le phénomène de salinisation des sols et des informations disponibles sur les sols de la région d'étude Remila, afin de les positionner dans un contexte bibliographique bien établi et de disposer des informations qui permettront de mieux interpréter les études de fonctionnement hydrique et géochimique des sols réalisées.

Il s'agira ainsi de :

- de cerner les phénomènes de salinisation des sols dans la littérature.
- caractériser les sols du périmètre d'étude à partir d'observations morphologiques de terrain et de méthodes analytiques de caractérisation des constituants, menées sur des profils pédologiques ;
- identifier les principales variations latérales des sols au sein de la région d'étude, notamment en termes de salinité et d'épaisseur des horizons argileux, par comparaison des profils pédologiques entre eux.
- diagnostic de sources d'ion et identifier les processus et l'origine de salinisation des sols en utilisant des techniques multivariés, basés sur les interactions entre ions et l'outil statistique pour analyser les données.
- la description de la répartition spatiale et verticale de la salinité des sols, par le biais d'analyse géostatistique des données de la région d'étude.

1. Revue et littérature

1.1. Salinité des sols

1.1.1. Définition

La salinisation est l'accumulation de sels solubles en excès dans la zone racinaire des sols irrigués en zone aride et semi-aride (Lesch et al., 1992 ; Corwin et al., 2007). Tóth et al. (2008) définissent la salinisation des sols comme « l'accumulation de sels solubles de sodium, de magnésium et de calcium dans le sol dans la mesure où la fertilité des sols est sévèrement réduite ». La salinisation est définie par Servant (1975), comme étant l'ensemble des mécanismes suivant lesquels le sol s'enrichit en sels solubles et acquiert, à un degré plus ou moins fort, le caractère salé. Cherbuy (1991) a ajouté qu'il s'agit d'un processus résultant de la migration des sels à travers le profil du sol et de leur accumulation, par précipitation en profondeur. En revanche, la salinité découle de la présence des solutés minéraux majeurs

dissouts dans les eaux ou dans les sols. C'est la mesure de la totalité des sels dissouts (Slama, 2004). Ces sels sont le potassium (K^+), le magnésium (Mg^{2+}), le calcium (Ca^{2+}), le chlorure (Cl^-), le sulfate (SO_4^{2-}), le carbonate (CO_3^{2-}), le bicarbonate (HCO_3^-) et le sodium (Na^+) (Halitim, 1988 ; Sposito, 1989 ; Sparks, 2003 ; Louati, 2015).

Autrement la salinisation est un phénomène par lequel un sol devient sur salé. La salinisation résulte le plus souvent de l'irrigation de sols mal drainés sous climat aride. La stagnation de l'eau dans les couches superficielles du sol par défaut de drainage se traduit par une accumulation de sels dans les horizons les plus superficiels, car les mouvements ascendants, liés à la forte évaporation due au climat chaud et aride, excèdent de beaucoup l'infiltration et donc le lessivage (François, 2008). La salinisation est l'une des causes les plus importantes de la dégradation des sols, menaçant les terres dans les régions arides et semi-arides (Ghassemi et al., 1991 ; Ding et al., 2011 ; Louati et al., 2013).

La salinisation conduit à une perte partielle ou totale de la capacité de production d'un sol, en raison de la dégradation de ses propriétés chimiques et physiques. Une fois que le niveau de salinité est élevé, il est difficile et coûteux à corriger (Yang, 2006 ; Gkioukhis et al., 2015). Il limite la croissance des cultures, limite la productivité agricole, et dans les cas graves, conduit à l'abandon des terres agricoles. En outre, il pose également un risque environnemental majeur en dégradant la qualité de l'eau, la diminution de la diversité de la faune, la dégradation des routes et des bâtiments déstabilisateurs (Szabolcs, 1994 ; Commission européenne, 2003).

1.1.2. La caractérisation des sels

La solution du sol est le support à partir duquel les plantes absorbent les ions (Fig. 46) et dans lequel se trouvent les exsudats de plantes (2). Sorption des ions de la solution sur les composants organiques et inorganiques du sol (3) et adsorption des ions dans la solution du sol (4). Si la solution du sol est sursaturée par un minéral, le minéral peut précipiter (5). Si la solution de sol devient sous-saturée par un minéral, le minéral peut dissoudre (6). Ions dans la solution du sol peut être transporté à travers le sol (7) dans les eaux souterraines ou enlevés par des processus de ruissèlement de surface. Le séchage par évaporation et le mouvement ascendant d'ions peuvent également se produire (8). Les microorganismes peuvent enlever les ions de la solution du sol (9) et quand les organismes meurent et la matière organique est décomposée, les ions sont libérés dans la solution du sol (10). Les gaz peuvent être libérés dans l'atmosphère du sol (11) ou dissouts dans la solution du sol (12).

Dissolution (la dissolution d'un sel solide) et les précipitations (le processus de dépôt d'une substance à partir de la solution du sol) sont les réactions chimiques qui déterminent le sort des composants minéraux inorganiques dans les sols. La formation du sol, les processus d'altération, et la mobilité des contaminants sont tous touchés par les équilibres dissolution-précipitation de la phase solide. La précipitation des minéraux ne se produit que lorsque les conditions de sursaturation existent dans la solution du sol (la solution du sol contient plus de soluté que devrait être présent à l'équilibre), alors que la dissolution se produit uniquement lorsque la solution du sol est sous-saturée par rapport aux composants minéraux inorganiques dans le sol, qui signifie que ces sols sont dans un état continu de dissolution (Bolt and Bruggenwert, 1978).

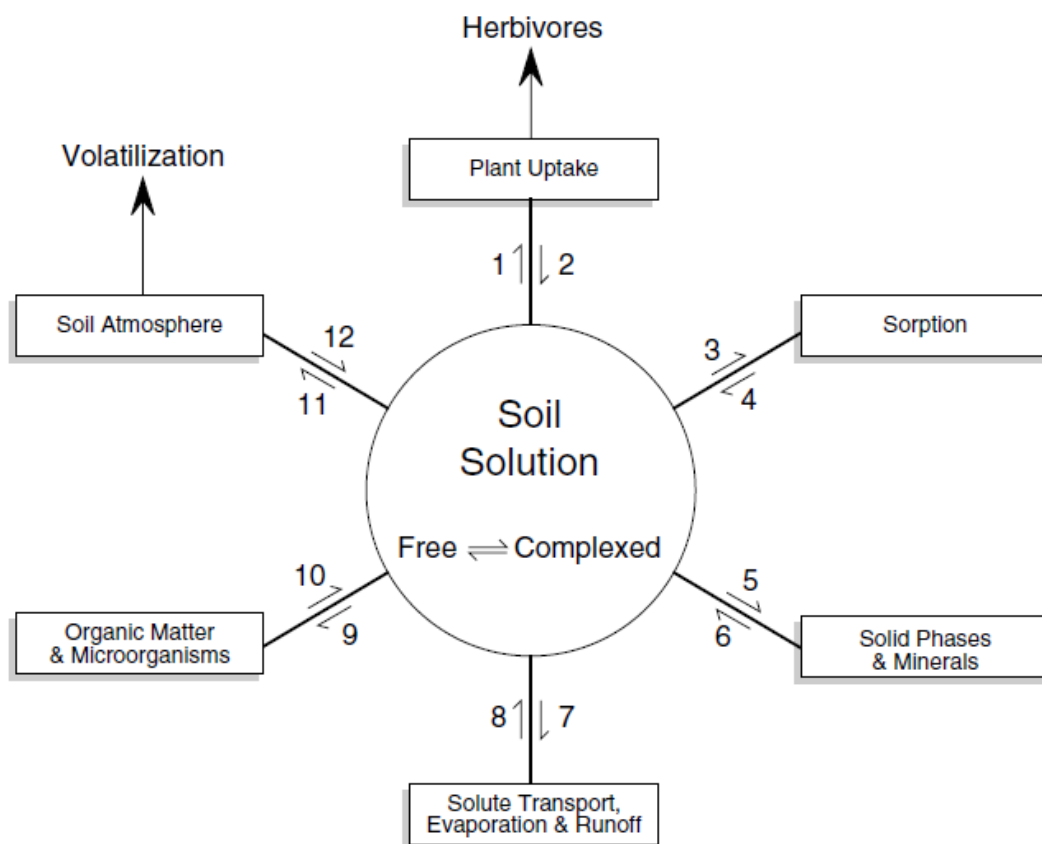


Figure 46. Dynamique des réactions d'équilibre dans les sols. (W. L. Lindsay, "Chemical Equilibres dans les sols." Copyright © 1979 John Wiley & Sons).

Les minérales calcaires tels que le gypse se dissolvent relativement rapidement et de façon congruente, à savoir, après dissolution, les proportions stœchiométriques dans la solution sont les mêmes que celles dans le minéral dissout. De nombreuses réactions du sol d'altération sont congruentes, ce qui signifie que la dissolution est stœchiométrique. Cette incongruence est souvent causée par la précipitation d'une nouvelle phase solide (Stumm and Wollast, 1990).

1.1.3. Méthodes de mesure et détection de la salinité

La conductivité électrique (CE) de la solution du sol (σ_w) est un indicateur fiable de son soluté (cation ou anion) concentration avec 1 dS/m équivaut approximativement à 10 meq/l (U.S. Salinity Laboratory Staff, 1954). Les mesures effectives (en masse) des propriétés électriques des sols ont commencé à la fin du 19^e siècle (Briggs, 1899 ; Wenner, 1915 ; Smith-Rose, 1933 ; Archie, 1942 ; Johnson, 1961) et la mesure effective (apparente) de la conductivité électrique du sol, EC_a (σ_a), comme une étape dans l'évaluation de la salinité du sol, a été répand en continu depuis les années 1970 (Rhoades et Ingvalson, 1971 ; Rhoades et Van Schilfgarde, 1976).

Le choix d'une méthode d'évaluation de la salinité dépend de plusieurs facteurs, tels que le but de la mesure, le nombre d'échantillons, le temps et les possibilités dont nous disposons pour effectuer notre travail. Il existe différentes méthodes pour la mesure de la salinité des périmètres irrigués :

- Méthode au laboratoire : La conductivité électrique est représentée par la CE. Elle dépend de la quantité de sels dissouts, le type d'ions (monovalent ou divalent ...) ainsi que sur la température et la teneur de l'eau. Par conséquent, elle doit être déterminée dans des conditions standards, qui sont, à 25 °C et à une teneur en eau donnée. Il est généralement fait référence à un extrait de saturation (CE_{sat}) obtenu par saturation avec de l'eau suivie d'une centrifugation, parce qu'elle reflète correctement ce qui se passe dans le sol humide. Mais souvent, nous sommes satisfaits avec une détermination sur un 1:5 sol/extrait de l'eau (CE 1:5) qui est plus facile à préparer. Les deux déterminations sont corrélées, bien sûr (Visconti et al., 2010). Le potentiel hydrique doit être inférieure à 2 bars ou encore d'une aspiration doit être appliquée pour en extraire l'eau. La quantité de chacun des ions présents et la matière sèche totale en mg/l peuvent alors être déterminées en laboratoire. La dernière détermination est appelée TDS (Total des solides dissouts).
- Résistivité dans le terrain : Deux paires d'électrodes sont utilisées. Une paire sert à envoyer un courant à travers le sol ; l'autre paire est utilisée pour mesurer la différence de potentiel induite (Fig. 47). La loi d'Ohm $V = RI$ est appliqué. En tenant compte de la géométrie du système (espace entre les électrodes), la résistivité électrique moyenne du sol est déduite ohm/cm. et de la conductivité. Si les électrodes sont réparties en outre, la taille de la section du sol examiné augmente et peut aller jusqu'à 10 m.
- La méthode électromagnétique : Le sol est soumis à un champ magnétique à haute fréquence généré par une bobine primaire. Plus la conductivité du sol est élevée, plus

on a une grande salinité, les plus importants sont les courants induits dans les différents horizons. Ces courants, à son tour mis en place un champ secondaire qui est mesurée par un bobine secondaire. La profondeur de sondage dépend de l'écart entre les bobines et leur orientation, mais il ne sera pas plus de 2 m d'épaisseur de profil. La procédure est non destructive. Il nous permet de cartographier la salinité facilement (Boivin et al., 1988 ; Job, 1992 ; Corwin et al., 2006).

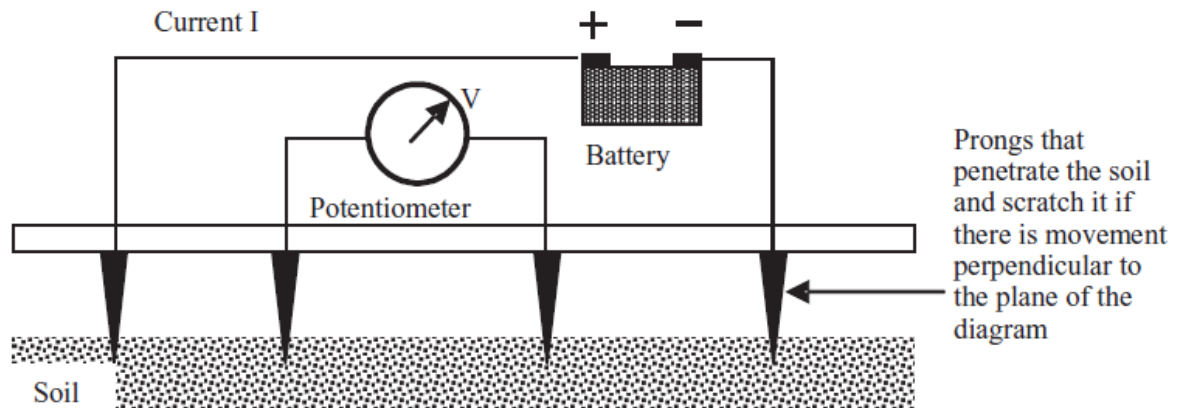


Figure 47. Le principe de mesure de la résistivité in situ.

1.1.4. La genèse d'un sol salin et/ou sodique

La formation d'un sol salin ou sodique résulte généralement d'une forte concentration de sels solubles. Ils sont normalement reconnus par un encroustement blanc ou efflorescence sur la surface du sol lorsque les sols sont secs et par une conductivité électrique supérieure à 4 mS/cm à 25 °C (USDA, 1954), sous l'influence d'apport d'eau d'irrigation salée, de l'aridité du climat ou de conditions hydrologiques particulières (lessivage insuffisant, proximité de la nappe...), produira l'accumulation des sels dans les horizons de surface (Churchman et al., 1993 ; Naidu et Rengasamy, 1993 ; Sumner, 1993 ; Keren, 2000 ; Levy, 2000 ; Brady et Weil, 2002 ; Essington, 2004). Le régime hydrique du sol, la forme de sel, les conditions climatiques et la texture des sols sont les paramètres les plus importants qui manifestent la genèse d'un sol salin. Les sels les plus communs présents dans la solution du sol correspondent aux cations Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , et aux anions Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , NO_3^- . Également les sols hypersalins B, Sr, Li, SiO_2 , Rb, F, Mo, Mn, Ba et Al peuvent également être présents (Tanji, 1990 ; Keren, 2000 ; Essington, 2004). Il y a différents facteurs qui jouent un rôle dans l'apparition des sols affectés par le sel, l'évapotranspiration potentielle élevée augmente la concentration des sels dans les sols et les eaux de surface. Il a été estimé que les pertes par évaporation peuvent varier de 50 à

90% dans les régions arides, résultantes en 2 à 20 fois plus important dans les sels solubles (Yaalon, 1963). Un mauvais drainage peut aussi causer la salinité et peut être due à une nappe phréatique élevée ou à faible perméabilité du sol causée par sodicité (haute teneur en sodium) de l'eau. Un facteur important affectant la salinité du sol est la qualité de l'eau (Ayers et Westcot, 1976). Sur une petite échelle (quelques mètres), si le terrain est légèrement ondulé et si le sol est à texture fine, les sels s'accumuler sur les points élevés comme le montre la (Fig. 48) (Franzen, 2013). Le même phénomène se produit à l'échelle des crêtes et des sillons de labour. Les sels accumulent sur les points plus élevés.

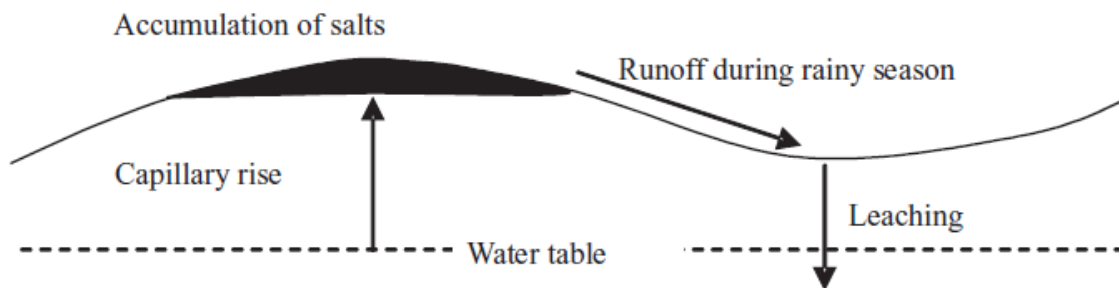


Figure 48. L'accumulation de sels sur des points élevés lorsque la texture est fine (Franzen 2013).

1.1.5. Description de l'origine de la salinité

La salinisation des sols peut avoir plusieurs origines à savoir : géologique, marine, lagunaire, volcanique et anthropique.

Origine géologique : Les sels peuvent provenir soit de l'altération des minéraux primaires de la croûte terrestre (Bryssine, 1961), le matériau géologique, par le biais de l'altération, peut libérer les éléments nécessaires à la formation des sels solubles (altération de minéraux primaires riches en sodium, de roches volcaniques, des produits de l'hydrothermalisme riches en soufre (Boualla et al., 2012), soit de la dissolution des évaporites dont les composés contiennent notamment les chlorures, les sulfates, les carbonates de sodium et de magnésium (IRD, 2008). Lorsque la source des sels est d'origine géologique la salinisation, appelée salinisation primaire ou naturelle, se développe dans des dépressions mal drainées soumises à un climat évaporant. Les évaporites se localisent essentiellement dans un bon nombre des bassins sédimentaires (Louati, 2015). D'après Szabolcs (1989), la superficie totale concernée par la salinisation primaire est proche de Mille-millions d'hectares, soit près de 5% de la surface du globe. Les principaux sels trouvés dans ces dépôts sont :

- Gypse ($\text{CaSO}_4, 2\text{H}_2\text{O}$). On parle sur les sols gypseux (Machín et Navas, 1998).
- Les roches salines (NaCl) à également appeler halite ; il est souvent intercalé dans des marnes ou des argiles ; il forme des dômes de sel (de diapirs).
- Sylvinite (KCl) est très rare comme un dépôt, car il est beaucoup plus soluble que NaCl ; il est un engrais bien connu.
- Nitrates (NaNO_3). Très solubles, très utilisés par les microorganismes, ils ne sont pas conservés dans les dépôts après concentration par évaporation, sauf lorsque l'eau de pluie est totalement absente. Tel est le cas en Amérique du Sud, où les nitrates du fameux désert d'Atacama, le plus aride du monde, ont été exploités au XIXe siècle.

Origine marine : L'eau de mer est, bien entendu, une source principale de sel en milieu côtier. La salinisation peut alors être un phénomène permanent lié aux marées (salinisation marine) (Boualla et al., 2012), donc la salinisation résulte de l'intrusion marine de l'eau saline dans la majorité des aquifères côtiers méditerranéens, qui sont à l'étude hydrogéologique, et est responsable de leur dégradation qualitative (Kallioras et al., 2006 ; Gkiougkis et al., 2015). L'augmentation subséquente du niveau de l'eau salée souterraine cause la salinisation du sous-sol, tandis que l'utilisation de la même eau pour l'irrigation entraîne la salinisation des sols de surface. L'eau du sol présente une composition proche de l'eau de mer suite à la remontée du niveau de la nappe. La salinisation d'origine marine résulte aussi de la submersion des terrains par la mer au cours des tempêtes, de marée ou de la rupture de digue de protection. La salinisation marine peut se former au cours de la genèse des dépôts littoraux (Louati, 2015) ou encore dus à la présence de lentilles d'eau sursalées lorsque les zones basses sont isolées de la mer par un colmatage alluvial (Fig. 49). Ce type de salinisation ne couvre que de petites zones bien que certaines populations souffrent évidemment du phénomène.

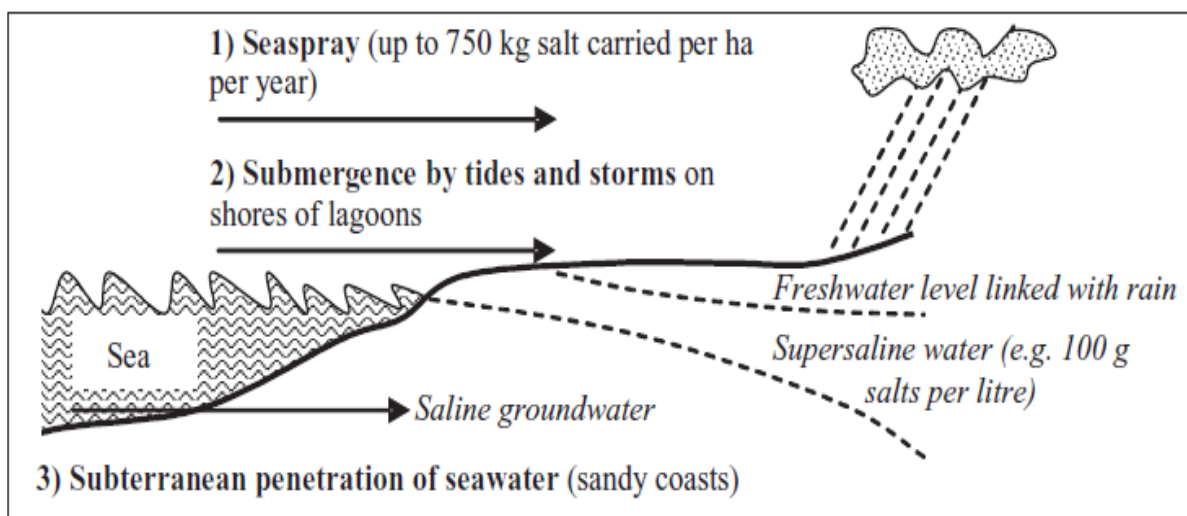


Figure 49. Les trois types de transport de sels marins sur le continent (Legros 2012).

Origine lagunaire : Cette salinisation correspond à un héritage marin. Il y a eu colmatage alluvial d'une côte basse lagunaire, où se sont formés des aquifères complexes comprenant des lentilles d'eau sur salées. La nappe se trouve, en général, à une faible profondeur et elle contamine la surface par les remontées capillaires.

Origine volcanique : Cette salinisation est liée à des manifestations généralement posthumes du volcanisme qui comprennent essentiellement les fumeroles contenant les anhydrites sulfureux et sulfhydriques et l'acide chlorhydriques. Ces manifestations comprennent la présence de gypse et de soufre au sein des volcans en repos ou éteints. Elles comprennent également l'abondance des sources thermales à minéralisation chlorurée ou sulfatée (Servant, 1975).

Origine anthropique : Près de 20% des terres salinisées ont une origine humaine ou anthropique. Généralement par l'irrigation, elle peut être très rapide et se manifester à l'échelle de l'année, de la dizaine d'année ou de quelques siècles. Cependant, en 2002, la FAO estime qu'environ 20-30 millions d'hectares de terres irriguées ont été sérieusement endommagés par la salinité, et que 0,25-0,50 million d'hectares ont ensuite été perdus de la production chaque année à la suite de la salinisation des sols (FAO, 2002 ; Martianez-Beltran et al., 2007). Cette salinisation modifie l'équilibre hydrologique du sol. Elle est également appelée salinisation secondaire. Cette salinisation est due essentiellement à l'irrigation avec une eau de mauvaise qualité et/ou à un drainage insuffisant.

1.1.6. Type de la salinisation des sols

*** Salinisation primaire (Naturel)**

La salinité primaire s'explique par l'accumulation de sels dans le sol ou des eaux souterraines sur une longue période de temps en deux processus naturels :

- L'altération des matériaux de base contenant des sels solubles : Les processus d'altération des roches se décomposent et la libération des sels solubles de divers types, principalement des chlorures de sodium, de calcium et de magnésium, et dans une moindre mesure, les sulfates et les carbonates.
- Le dépôt de sels océaniques effectués par le vent et la pluie : les sels cycliques sont des sels de l'océan amenés par le vent et déposés par la pluie, et sont principalement le chlorure de sodium. L'eau de pluie contient de 6 à 50 mg kg de sel, la concentration de sels diminue avec la distance de la côte. Si la concentration est de 10 mg/kg, il s'ajoute 10 kg/ha de sel pour chaque 100 mm de précipitations par an.

***Salinisation secondaire (anthropique)**

La salinisation secondaire est le résultat des activités humaines qui modifient l'équilibre hydrologique du sol entre l'eau appliquée (irrigation ou de pluie), donc est due à des facteurs anthropiques (par exemple le drainage insuffisant et/ou l'irrigation avec de l'eau riche en sel) (Palmer, 1911 ; Amezketa, 2006 ; Hartani et al., 2007 ; Acosta et al., 2011).

Les causes les plus fréquentes sont :

- Le défrichement des terres et le remplacement de la végétation pérenne avec des cultures annuelles,
- L'utilisation des eaux de mauvaise qualité en irrigation.
- Un drainage insuffisant et un système d'irrigation déséquilibré.

L'excès d'eau soulève la nappe souterraine et mobilise des sels précédemment stockés dans le sous-sol et les amène jusqu'à la zone des racines. Les plantes utilisent l'eau et laissent le sel jusqu'à ce que l'eau du sol devienne trop salée pour l'absorption d'eau par les racines des autres. L'eau s'évapore en laissant des dépôts de sels à la surface et formant ainsi « brulure du sel » dans des cas. Le sel peut également se mobiliser latéralement vers les cours d'eau pour augmenter leur degré de salinité et les dépressions de Sabkha.

1.2. Sodisation des sols

Salinité et/ou sodicité sont des problèmes communs dans le cadre de l'agriculture irriguée en particulier dans les zones de faibles précipitations et une forte demande en évaporation (Sumner, 1993). La sodisation est l'enrichissement du complexe d'échange avec le sodium échangeable (Legros, 2012). Autrement François (2008) a défini la sodisation comme étant l'accroissement du taux de sodium échangeable d'un sol dû à diverses modifications physicochimiques, dont résultent une défloculation des argiles et une obturation des pores qui entravent la circulation de l'eau. Le sol devient de ce fait imperméable (hydromorphe) et donc infertile. La grande quantité de Na^+ dans ces sols, ainsi que la faible CEE, se traduit par la dispersion de l'argile lorsque la concentration en électrolyte diminue au-dessous de la valeur de floculation de l'argile. Ce processus est expliqué lorsque, le sodium (Na^+) forme un taux d'accroissement élevé de tous les cations liés à des charges négatives sur les particules d'argile qui composent le complexe du sol. Les particules d'argile chargées négativement sont maintenues ensemble par des cations divalents. Lorsque les cations monovalents tels que Na^+ déplacent les cations divalents sur le complexe du sol, et la concentration de sels solubles libres est faible, le complexe se gonfle et les particules d'argile se séparent. Si la concentration de sels solubles est suffisamment faible, l'altération des minéraux en argiles sodiques, entre autres par l'hydrolyse, aura lieu d'où la création d'un sol très alcalin (Fig. 50).

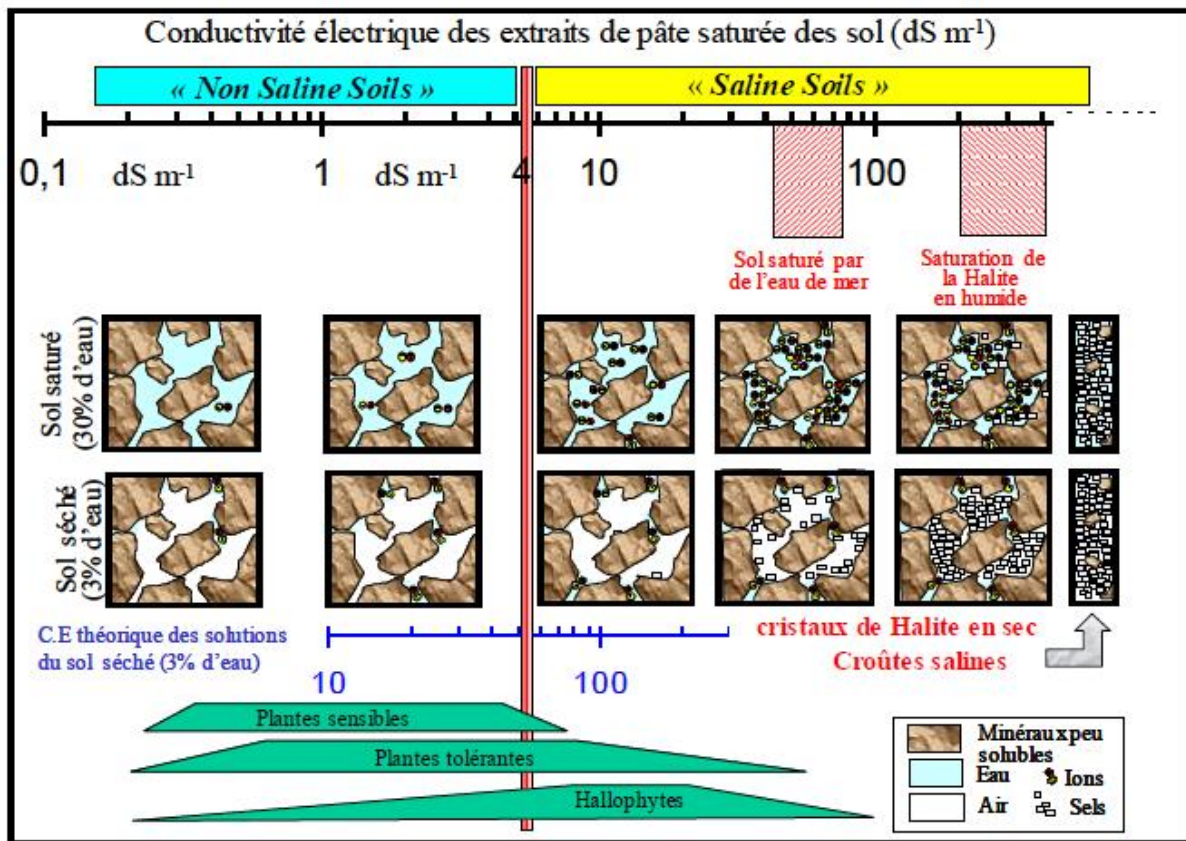


Figure 50. Échelle des salinités des sols, et domaines de viabilité de la végétation. (Grünberger, 2015).

Le processus de sodicité est un phénomène complexe qui se produit sur une longue période de temps. Les sels s'accumulent dans le profil du sol par de dépôts atmosphériques ou par l'altération des minéraux. La fraction argileuse du sol peut causer la saturation de sodium. Le lessivage du profil, soit par l'eau de pluie sur des périodes prolongées ou par l'irrigation à l'eau douce, abaisse la concentration de l'électrolyte en disparaissant les particules d'argile. Le lessivage des particules d'argile plus profondément dans le profil bloque les pores de l'infiltration de l'eau. En effet, le sol argileux empêche l'écoulement de l'eau, il s'engorge rapidement à cause du blocage des pores.

Dans les milieux semi-arides, les profils de sols sont couramment salins ou sodiques, où le sel s'est accumulé en raison de la faible perméabilité du sous-sol sodique. Les sols salins et les sols sodiques sont très répandus dans les zones arides et semi-arides du monde. Les sels provenant de précipitations ou de réactions d'altération s'accumulent dans les zones saturées dans le sous-sol pour qu'ils permettent l'infiltration d'eau d'une manière très lente. La salinité transitoire indique la variation saisonnière et spatiale de l'accumulation de sel dans la zone racinaire n'est

pas influencée par les processus et les eaux souterraines de la nappe phréatique en hausse (Rengasamy, 2002).

La sodicité d'un sol se décrit par le pourcentage de sodium échangeable ($ESP = (100 \times Na_{\text{échangeable}}) / CEC$). Même si la définition d'un sol sodique ne fait pas encore l'unanimité, un sol est généralement qualifié de sodique si son ESP est supérieure à 15 % tel que défini par le « US Salinity Laboratory Staff » en 1954. Pour simplifier la mesure de sodicité, le ratio d'absorption du sodium (SAR) a été défini ; le SAR est une propriété de la composition de la solution du sol caractérisant les concentrations en Na^+ , Ca^{2+} et Mg^{2+} et dépend notamment de l'ESP.

$$ESP = (100 \times Na_{\text{exch}}) / (Ca_{\text{exch}} + Mg_{\text{exch}})$$

$$SAR = \frac{[Na^+]}{\sqrt{\frac{[Ca^{+2}] + [Mg^{+2}]}{2}}} \quad (\text{les concentrations sont en mmol/l})$$

En utilisant conjointement les paramètres de salinité et de sodicité pour obtenir des classes basées sur la CE et le SAR, on peut distinguer plus spécifiquement les sols salins et sodiques.

1.3. Classification des sols salins

Il existe trois grande classes de sols définies par l'USSS (1954) à savoir, les sols salins, les sols salins à alcalins et les sols sodiques ou alcalins.

- **Les sols salins** ont traditionnellement été classés comme ceux dans lesquels le CEE de l'extrait de saturation est $>4 \text{ dS.m}^{-1}$ et $ESP < 15\%$. Certains scientifiques ont recommandé que la limite de CEE pour les sols salins être abaissée à 2 dS m^{-1} que de nombreuses cultures, en particulier les fruits et les plantes ornementales, peuvent être lésés par la salinité dans la gamme de $2-4 \text{ dS m}^{-1}$. Le problème majeur avec les sols salins est la présence de sels solubles, principalement Cl^- , SO_4^{2-} , et parfois NO_3^- . Des sels de faible solubilité, tels que $CaSO_4$ et $CaCO_3$, peuvent également être présents. Parce que le Na^+ échangeable n'est pas un problème, les sols salins sont généralement floculés et avec une perméabilité à l'eau bonne (Richards, 1954). Les sols salins peuvent être récupérés par la lixiviation avec de bonnes qualités (concentration d'électrolyte faible) d'eau. L'eau va dissoudre les sels et leur retrait de la zone des racines (Bresler et al. 1982).
- **Les sols salins à complexe sodique** ont un $ESP > 15$, le CEE est $< 4 \text{ dS m}^{-1}$, et la limite inférieure de l'extrait de saturation SAR est 13. Par conséquent, Na^+ est le problème majeur dans ces sols. Le sodium affecte les sols, qui contiennent de faibles niveaux de

sel, faible stabilité structurale, et avec des faibles conductivités hydrauliques (HC) et taux d'infiltration (IR). Ces propriétés physiques médiocres entraînent la diminution de la productivité des cultures par une mauvaise aération et l'approvisionnement en eau réduite. Les taux d'infiltration faibles peuvent également provoquer une érosion sévère des sols (Sumner et al. 1993). Les sols sodiques ont un pH compris entre 8,5 et 10. Le pH élevé est dû à l'hydrolyse de Na_2CO_3 . Les principaux anions dans la solution des sols sodiques sont Cl^- , SO_4^{2-} et HCO_3^- , avec des quantités moindres de CO_3^{2-} . Étant donné que le pH est élevé et CO_3^{2-} est présent, Ca^{2+} et Mg^{2+} sont précipités et, par conséquent le Ca^{2+} et Mg^{2+} dans la solution du sol sont faibles. En plus de la Na^+ , un autre cation soluble et échangeable et qui peut se produire dans ces sols est K^+ (Richards 1954). Historiquement, les sols sodiques étaient souvent appelés sols alcalins noirs, qui se réfèrent à la dispersion et la dissolution des substances humiques, résultant en une couleur foncée. Les sols sodiques peuvent être grossière à texture sur la surface et ont des teneurs en argile dans l'horizon du sous-sol en raison de la lixiviation du matériau d'argile qui est Na^+ saturés. Par conséquent, le sous-sol est dispersé, la perméabilité est faible, et une structure de sol prismatique peut en résulter.

- **Sols salins à complexe sodique** ont une $\text{EC}_e > 4 \text{ dS m}^{-1}$ et un $\text{ESP} > 15$. Ainsi, les sels solubles et échangeables Na^+ sont élevés dans ces sols. Puisque la concentration de l'électrolyte est élevée, le pH du sol est généralement $< 8,5$ et le sol est floculée. Cependant, si les sels solubles sont lessivés, généralement Na^+ reste encore un problème et le pH du sol est $> 8,5$ et le sol peuvent se disperser (Richards, 1954). Dans les sols salins-sodiques la récupération implique l'ajout d'eau de bonne qualité pour éliminer l'excès des sels solubles et avec l'utilisation d'une source de Ca^{2+} ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ou CaCl_2) pour échanger Na^+ dans le sol sous forme de sel soluble, Na_2SO_4 .

1.4. Effets de la salinité sur le sol et la végétation

1.4.1. Effet sur la structure du sol

La majorité des travaux menés sur la salinité ont prouvé que les sols salins ont de mauvaises propriétés physiques (grande dispersion des colloïdes organiques et des minéraux, mauvaise perméabilité et faible aération). D'après Allison (1964), tant que la solution du sol contient des quantités importantes de sels solubles, le sol demeure imperméable, et son pH est inférieur à 8,5. C'est le cas des sols sodiques qui contiennent des quantités excessives de l'ion sodium échangeable. Cette haute teneur en Na^+ cause le gonflement des particules d'argile et la dispersion du matériel colloïdal du sol qui peuvent alors bouger et bloquer des pores, ce qui

peut affecter la perméabilité intrinsèque du sol, sa dispersion ainsi que causer la diminution de son aération (Bohn et al., 1979 ; Szabolcs, 1979 ; Rhoades, 1989 ; Rhoades et Loveday, 1990).

1.4.2. Effet sur la fertilité du sol

La faible fertilité des sols salés est généralement liée à la présence de sels solubles en particulier les sels de sodium (Szabolcs, 1979). Des études ont montré qu'au-delà de 75 M m^{-3} , la régénération des plantes est compromise, du fait de la baisse de la production du sol et donc de sa fertilité (Amzallag, 1994).

D'autres auteurs (Yaron et Shalvet, 1965 ; Bresler, 1985) ont cherché à expliquer l'effet de la salinité sur la fertilité du sol par l'action des sels sur la conductivité hydraulique en mettant en évidence diverses modifications physiques de l'eau induites par l'utilisation des eaux salées. D'après eux, la conductivité hydraulique qui dépend plus de la concentration totale en sels de l'eau d'irrigation que des cations échangeables du sol irrigué à l'eau salée décroît. Cette diminution devient très sensible quand le pourcentage de sodium échangeable se trouve entre 2,5 et 35%.

1.4.3. Effet sur les plants

De nombreuses études montrent que les sels peuvent ralentir considérablement, voire freiner la croissance des jeunes plants (Morabito et al., 1994). Dès fois à un effet toxique, des concentrations modérées de chlorures de calcium sont fortement toxiques pour les arbres à noyaux, par exemple le manguier, surtout dans les cultures sur milieu sableux (Richards, 1954). L'excès des sels de Na pouvait aussi diminuer l'absorption de Ca^{2+} et de K^{+} par les plantes (Hansen et Munns, 1988). Aussi une concentration élevée de NaCl peut réduire l'absorption de Na (Al-Rawahi et al., 1992). Une absorption de K^{+} en quantités excessives par les plantes, pouvait également perturber leur physiologie en causant des carences en Mg, donc de la chlorose ferrique et des phénomènes d'antagonismes (Richards, 1954 ; Boyer, 1970).

2. Matériels et méthodes

2.1. Prélèvement et échantillonnage

Dans le cadre d'analyser la variabilité horizontale et latérale des sols de la plaine de Remila (Khenchela). Au total, 210 échantillons de sol ont été prélevés sur 35 sites d'échantillonnage (localisés avec GPS) de la zone étudiée pendant deux campagnes ; la saison de préirrigation (novembre 2013) et après une saison d'irrigation (septembre 2014). À chaque site d'échantillonnage les prélèvements sont effectués pour trois niveaux du sol, la couche superficielle de 0 à 25 cm, couche moyennement profonde de 25 à 50 cm et une couche profonde de 50 à 80 cm à l'aide d'une tarière après l'enlèvement des débris superficiels. Au

cours des deux campagnes d'échantillonnage, il n'a pas été possible de suivre précisément une grille d'échantillonnage et de respecter la distance entre sites d'échantillonnage en raison des superficies non mises en valeur qui sépare les exploitations agricoles, mais on a pris soin de respecter une répartition uniforme et représentatif des sites d'échantillonnage sur la zone étudiée. Dans chaque site d'échantillonnage, la procédure d'échantillonnage a été conçue selon les recommandations publiées (C.E.A.Q., 2010 ; Mathieu et Pieltain, 2003 ; Mathieu et Lozet, 2011). Un échantillonnage composé pour chaque niveau de sol a été appliqué dans chaque site, cependant un ensemble d'échantillons ponctuels, combinés en proportions égales ou de façon proportionnelle au poids ou au volume, selon la même méthode d'échantillonnage en cinq à six points de prélèvement en forme étoile. Les graviers et les matières organiques grossières ou les résidus de racines de plantes ont été enlevés. Les sous-échantillons ont été soigneusement mélangés à l'aide d'une petite pelle dans un récipient en plastique pour n'en former qu'un seul échantillon représentatif d'un poids de 2 kg et de transférer ensuite dans des sacs en polyéthylène à zip avec les codes échantillons pour conservation à 4 °C et transport au laboratoire.

2.2. Analyse au laboratoire

La préparation de l'échantillon est nécessaire pour le rendre représentatif à l'analyse. Le séchage des échantillons a été effectué à l'air, en couche mince, à température ambiante et à l'abri de la lumière directe du soleil pendant plusieurs jours. L'eau éliminée lors de séchage est de l'eau capillaire et pour partie de l'eau liée (Lozet et Mathieu, 2002). Après le séchage, les échantillons sont broyés par un pilon, car les agrégats sont très gros et dur « Argileux » pour ensuite les tamisés sur une maille de 2 mm. Enfin, les échantillons sont prêts pour faire passer au laboratoire.

Pour la détermination, des propriétés physiques (Granulométrie, Matière organique et le calcaire actif) de nos échantillons du sol ont été transportées au Laboratoire d'Analyse des Sols (INSID, Institut National des sols, d'irrigation et de Drainage). La détermination de la texture a été réalisée par la méthode de la pipette Robinson AFNOR (AFNOR, 2003. NFX31-107). La teneur de la matière organique (MO) a été évaluée selon la méthode Walkey et Black (Walkey et Black, 1934). Le dosage de calcaire actif on a utilisé la propriété de calcium de se combiner aux oxalates pour donner l'oxalate de calcium insoluble (Coutinet, 1965).

Les méthodes d'essai de salinité des sols doivent être capables de fournir des résultats précis et précis en temps opportun. Pour caractériser la salinité des sols, on met habituellement l'accent sur la détermination de la composition ionique de la solution d'un extrait aqueux de sol (Halitim, 1988). Les méthodes d'extractions les plus utilisées sont l'extrait 1:5 et l'extraction

de la pâte saturée (SP) (US Salinity Laboratory, 1954; Rhoades, 1996). Les extractions de pâte saturée tentent de simuler l'environnement des sols hydratés naturels. Parmi les méthodes d'extraction disponibles, on pense que les résultats des extractions de SP sont le meilleur prédicteur de la réponse des plantes et des sols à la salinité (US Salinity Laboratory, 1954 ; Vaughn et al., 1995 ; Pisinaras et al., 2010). L'extrait aqueux de la pâte saturé de nos échantillons a été effectué par la méthode de centrifugation avec la mesure de pH (pH mètre) et la conductivité électrique CE (Conductimètre) au laboratoire de l'université Khenchela. Concernent le dosage des sels solubles du sol (cation et anion) ont été dosé dans l'extrait aqueux de la pâte saturée effectuée au niveau de laboratoire de géochimie université Constantine. Les modes opératoires sont résumés dans le tableau 21.

Tableau 21. Les méthodes utilisées pour le dosage des ions dans les sols de Remila

Éléments	Méthode d'analyse
Ca ²⁺ et Na ⁺	Photomètres de flamme PFP7 industriel
Mg ²⁺ et K ⁺	Absorption atomique Perkin Elmer AA200 (FSAA)
SO ₄ ²⁻	Méthode colorimétrique
Cl ⁻ et HCO ₃ ⁻	Méthode Volumétrique

2.3. Analyses statistiques des données

Les analyses statistiques ont été effectuées par Excel pour Windows, on a déterminé des descripteurs classiques tels que la moyenne, le maximum, le minimum. Tous les autres tests statistiques ont été effectués en utilisant le logiciel STATISTICA 7.1 (StatSoft, Inc, Tulsa, USA), pour déterminer la relation entre les concentrations des différents ions, entre les paramètres de salinité et l'effet significatif entre les paramètres physicochimiques étudiés, différentes mesures ont fait l'objet d'une analyse statistique, la matrice de corrélation (CM) et l'analyse des composantes principales (ACP) ont été utilisées pour identifier l'origine des ions. Le coefficient de corrélation de Pearson, r, a été utilisé pour mesurer la relation entre deux variables quantitatives. L'ACP a été utilisée pour étudier les corrélations entre les anions et les cations et leur regroupement en quelques facteurs. Après le regroupement, les ions étaient mieux corrélés les uns avec les autres.

2.4. Analyses géostatistiques des données

Des statistiques descriptives ont été utilisées pour exprimer la variabilité globale dans la zone d'étude. La variabilité spatiale des propriétés mesurées du sol a été définie en utilisant des méthodes géostatistiques. La géostatistique vise à fournir des descriptions quantitatives de

variables naturelles réparties dans l'espace et le temps (Journel et Huijbregts, 1978). Sur la base de la théorie des variables régionalisées, la méthode géostatistique suppose que les variables d'une zone présentent des propriétés aléatoires et spatialement structurées. La géostatistique est basée sur la théorie d'une variable régionalisée (Matheron, 1963). Des semivariogrammes expérimentaux ont été développés pour déterminer la dépendance spatiale des propriétés du sol et montrent une autocorrélation spatiale. Un krigeage ordinaire a été utilisé pour générer la distribution spatiale de ces paramètres de salinisation et la réalisation des cartes de répartition spatiale. Les analyses géostatistiques et le calcul des probabilités ont été effectués avec le logiciel de GS+, Version 5.3.

3. Résultats et Discussions

Les résultats de nos analyses sont présentés comme suite ; les valeurs minimales, maximales et moyennes pour chaque paramètre chimique dans les trois niveaux du sol et durant les deux campagnes (tableau 22). Concernent les valeurs des données granulométriques sont dans le tableau 23 pour les échantillons du sol de premier niveau (0-25 cm).

Tableau 22. Résultat d'analyse chimique des échantillons du sol de la région de Remila.

Année	Depth (cm)	Con (mg/l)	Ca	Mg	Na	K	SO ₄	Cl	NO ₃	HCO ₃	pH	CE (μS/cm)	ESP	SAR
Oct 2013	0 à 25	Max	600	240	216	6.23	738	588	286	640.5	8.03	8630	3.142	2.212
		Min	57.7	12	12	0.01	54	35.5	4	103	6.8	806	0.421	0.299
		Moy	219.5	93.17	81.53	1.07	251.56	247	50.93	353.24	7.483	2418.9	1.621	1.132
	25 à 50	Max	577.2	232.5	400	17.2	2430	536	50	466.5	7.93	9720	5.143	3.688
		Min	65.4	29.88	24	0.01	8	35.5	4	112.9	6.75	756	0.618	0.434
		Moy	251.6	109.1	141.3	2.76	339.32	230	16.5	267.86	7.501	2626.6	2.726	1.923
	50 à 80	Max	538.7	299.7	299.2	23.5	2550	917	100	646.6	7.9	9040	5.52	3.98
		Min	76.96	44.4	32.4	0.1	45	71	2	161.6	6.5	706	0.92	0.64
		Moy	281.4	141.3	156.8	10.7	683.91	436	18.91	373.29	7.27	3181.9	2.87	2.02
Sept 2014	0 à 25	Max	705.2	292	450	9.08	720	615	172	779.2	-	5530	6.615	5.656
		Min	144.2	19.2	60	0.07	36	74.3	2.5	225.7	-	824	0.001	0.813
		Moy	297.6	109.3	172.9	3.46	204.1	335	37.1	457.27	-	2062	1.985	2.25
	25 à 50	Max	805.3	225.7	238	7.08	752	528	88	732.26	-	10800	2.409	2.528
		Min	184.4	81.33	21	0.03	52	53.3	1.5	184.37	-	739	0.001	0.324
		Moy	398.1	147.8	135.8	1.94	204.6	219	17.9	415.92	-	3477.5	1.163	1.621
	50 à 80	Max	384.5	193.2	288.4	31	732	886	30	495.2	-	15100	4.214	3.837
		Min	96.1	59.9	55.5	0.61	48	59.3	1	4.75	-	717	0.001	0.785
		Moy	231.9	126.4	125	7.75	290.9	359	9.611	293.96	-	5473.9	1.163	1.658

Con : Concentration ; Depth : Profondeur ; ESP : Taux de Sodium échangeable ; SAR : Taux de sodium adsorbé.

Tableau 23. Résultat d'analyse granulométrique des échantillons du sol de la région de Remila.

Compagne	Depth (cm)		CaCO3 actif %	C%	MO%	Limon %	Argile %	Sable %
2013	0 à 25	Max	16	1.722	2.962	51.6	74.83	45.6
		Min	1.5	0.123	0.212	6.82	27.73	3.7
		Mean	9.471	0.481	0.828	31.1	51.649	17.4

3.1. Caractérisation physicochimique des sols de Remila

3.1.1. Analyse granulométrique

L'analyse granulométrique est une étape fondamentale pour la classification d'un sol. Cela consiste à mesurer la dispersion des grains d'un sol suivant leurs dimensions (Weill et al., 2010). Cette composition granulométrique est généralement représentée par l'appartenance à une classe texturale située dans un diagramme triangulaire rectangle ou équilatéral (Richer de Forges et al., 2008). Étant donné que les sols sont un mélange de particules de différentes tailles, les sols sont classés en différents types texturaux du sol. La texture a une grande influence sur la capacité de rétention d'eau, la capacité de conduite de l'eau et les propriétés chimiques des sols (Henderson et al., 2005 ; Nemes et Rawls, 2006 ; Saxton et Rawls, 2006 ; Al Majou et al., 2007).

La distribution des fractions granulométriques des sols ont été analysés à l'aide d'une pipette de Robinson et les résultats sont présentés dans le tableau 23. La première lecture de la répartition des fractions granulométriques montre que la majorité des sols de la région d'étude présentent des teneurs en argile élevées par rapport aux deux autres fractions. Une grande variabilité des fractions de texture a également été observée. Les valeurs moyennes de la fraction argileuse variaient de 27.73 à 74.83 % avec une valeur moyenne de 51.64 % pour tous les échantillons. Vient en deuxième position la fraction limoneuse, car elle oscille entre 6.82 à 51.6% avec une moyenne de 31.1%. Par contre la fraction sableuse vient en troisième place avec des valeurs oscillant de 3.7 à 45.6% et une moyenne de 17,4%. Nous déduisons que la fraction fine est la plus dominante dans la région d'étude (Fig. 51).

Spatialement, nos résultats granulométriques montrent la dominance de la fraction argileuse dans la majorité des sols de la région d'étude et surtout dans la partie ouest où le pourcentage d'argile dépasse 55%, alors que les sols de la partie nord sont enrichis en sables où les valeurs dépassent 30%. La fraction de limon présente des teneurs élevées dans la partie sud et nord-est de la région d'étude avec un taux qui dépasse 35% (Fig. 52).

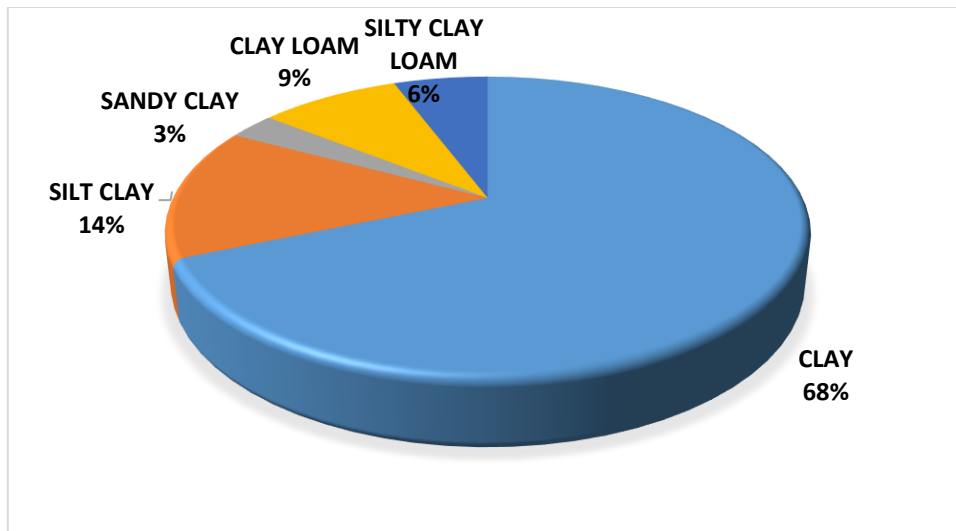


Figure 51. Répartition texturale des sols de Remila

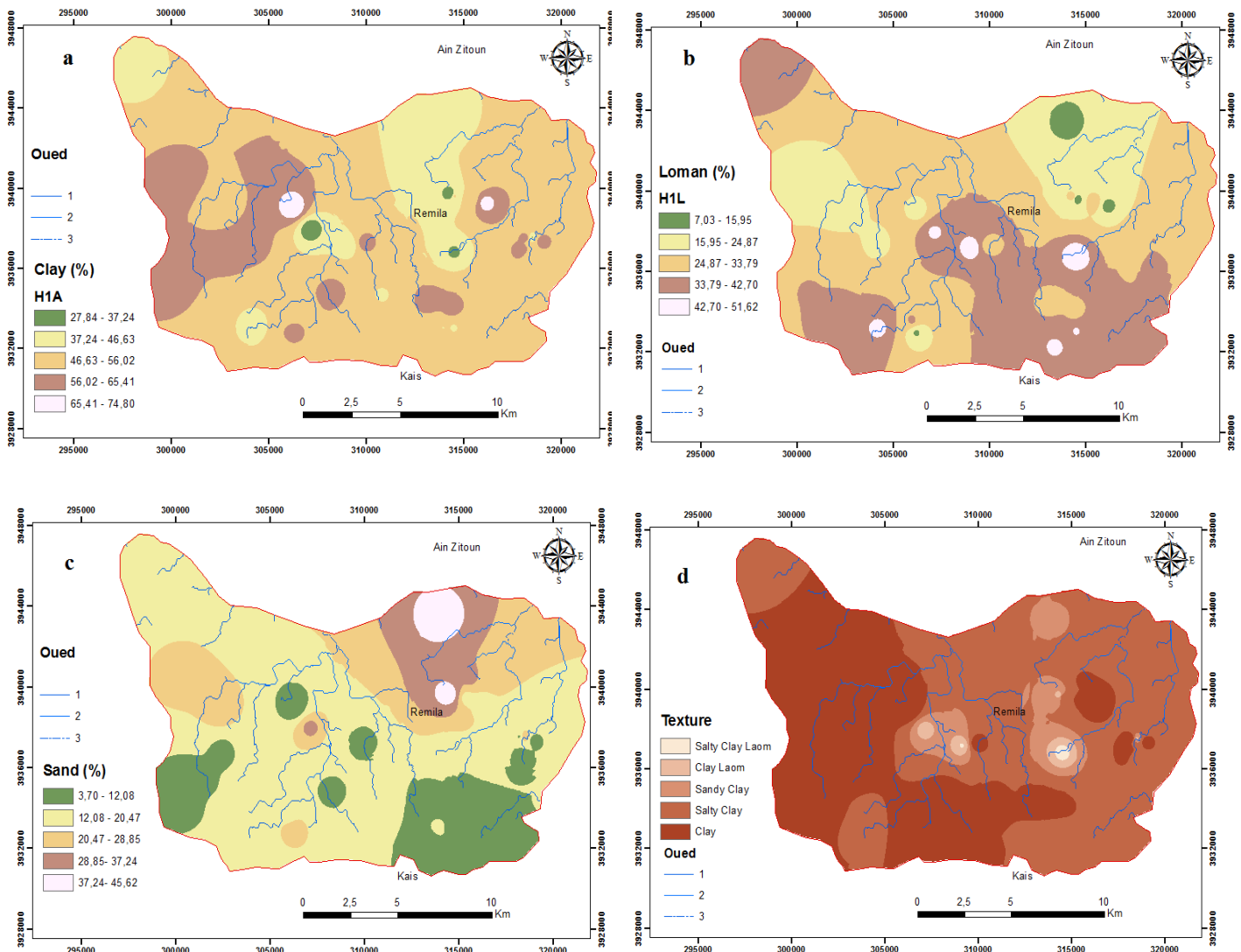


Figure 52. Cartographie de la répartition des résultats granulométriques a) Argile (%) b) Limon (%) c) Sable (%) d) Texture des sols de Remila.

Les sols analysés par le biais de triangle texturale révèlent l'existence de cinq textures du sol dans la région d'étude (Argile, Argile limoneuse, Limono-Argileuse, Limono-Argileuse fine et Argilo-Sableuse). Les cinq types texturaux sont répartis comme suite : 68% des sols présentent une texture Argile couvre la partie Sud-ouest et ouest de la région, 14% des sols échantillonnés ont une texture Argile Limoneuse couvre la partie nord et Est de la région, 9% des sols ont une texture Limono-Argileuse, 6% ont une texture Limono-Argileuse fine et les 3% des sols ont une texture Argilo-Sableuse on les rencontre à l'état isolé au centre et à l'Est de la région d'étude (Fig. 52).

3.1.2. Matière organique

La matière organique du sol est un indicateur important de la dégradation de la qualité des sols de part sa contribution dans la stabilité du sol, l'augmentation de la capacité de rétention en eau du sol, la fixation des éléments minéraux, et le substrat pour les microorganismes du sol.

Les valeurs moyennes du taux de la matière organique ont permis de distinguer une variation notable d'une zone à une autre 0.21 à 2.92% avec une moyenne de 0.82% pour la région d'étude. Les résultats des sols étudiés montrent que la majorité des sols analysés sont pauvres en matière organique et ça peut être expliqué par l'influence de climat aride et semi-aride de notre région d'étude. Identiquement la répartition spatiale de la matière organique (Fig. 53) présente deux zones : les sols de la zone sud et est caractérisé par un taux moyennement pauvre en matière organique et la deuxième zone nord et ouest sont des sols pauvres en matière organique, cela s'explique par l'activité agricole est très intensif dans la première zone par rapport à la deuxième zone. De ce fait, l'utilisation des apports organiques comme amendement pour améliorer la situation de nos sols, car surtout sont classés comme des sols lourds.

3.1.3. Carbonate de calcium (CaCO₃)

La présence de calcaire confère au sol des caractéristiques spécifiques en termes de comportement physique et chimique et influe sur son activité biologique. Son absence totale a pour conséquence une acidification progressive, plus ou moins rapide suivant le contexte pédoclimatique, qu'il est nécessaire de compenser par des amendements (chaulage). La teneur en calcaire du sol est déterminante pour le choix de la forme des engrais à préconiser et notamment celle des fertilisants sulfatés (Gagnard et al., 1988).

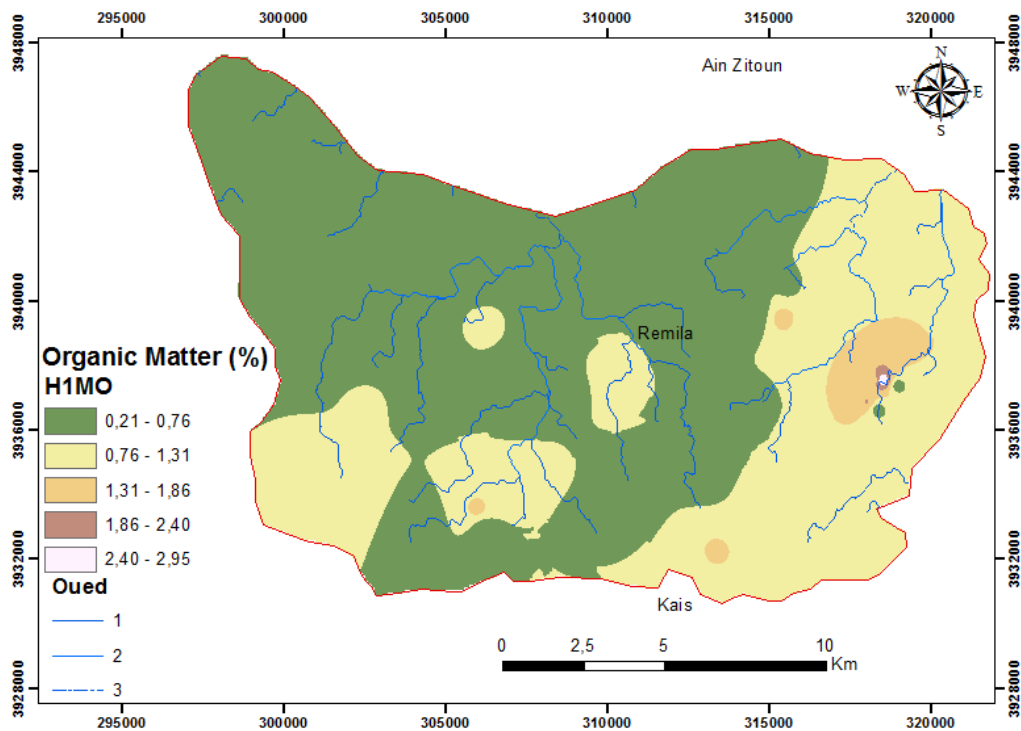


Figure 53. La répartition spatiale de la matière organique des sols de Remila.

Les résultats du tableau 23 montrent que les valeurs des carbonates de calcium dans les sols de Remila sont variables et ne dépassent pas 20% pour la partie superficielle (0 à n25 cm). Cependant le taux de CaCO_3 varie de 1,5% à 16% avec une moyenne de 9,5% pour la totalité d'échantillons. Généralement c'est au niveau de la partie Sud-est et Nord-ouest « proche des massifs montagneux » qu'on note les valeurs les plus élevées et sa par rapport à la partie nord et centrale de la région (Fig. 54). D'après GEPPA (1981). On peut classer nos sols en trois types ; sol non calcaire un taux qui ne dépasse pas le 5%, sol faiblement calcaire où le taux est entre 5 à 12% et des sols modérément calcaires présentent un taux supérieur à 12%.

L'analyse spatiale et verticale de nos résultats montre un gradient décroissant de taux de calcaire du Sud au nord pour les trois niveaux d'analyse du sol et cela peut être expliqué par l'influence des massifs d'Aurès au sud de la région d'étude (Fig. 54). Ajoutent à cela, la répartition verticale des taux du calcaire montre une augmentation avec la profondeur, car la partie superficielle (0-25 cm) présente un taux oscille entre 1,5 à 16 % avec un moyen de 9,5 %, à la profondeur de (25-50 cm) le taux varie de 7,5 à 17 % avec un moyen de 12 % et au troisième niveau (50-80 cm) le taux oscille de 11,5 à 28 % avec un moyen de 18,8 %. Cependant on peut classer nos

sols comme des sols faiblement calcaires pour le niveau superficiel et des sols modérément calcaires pour les sols profonds.

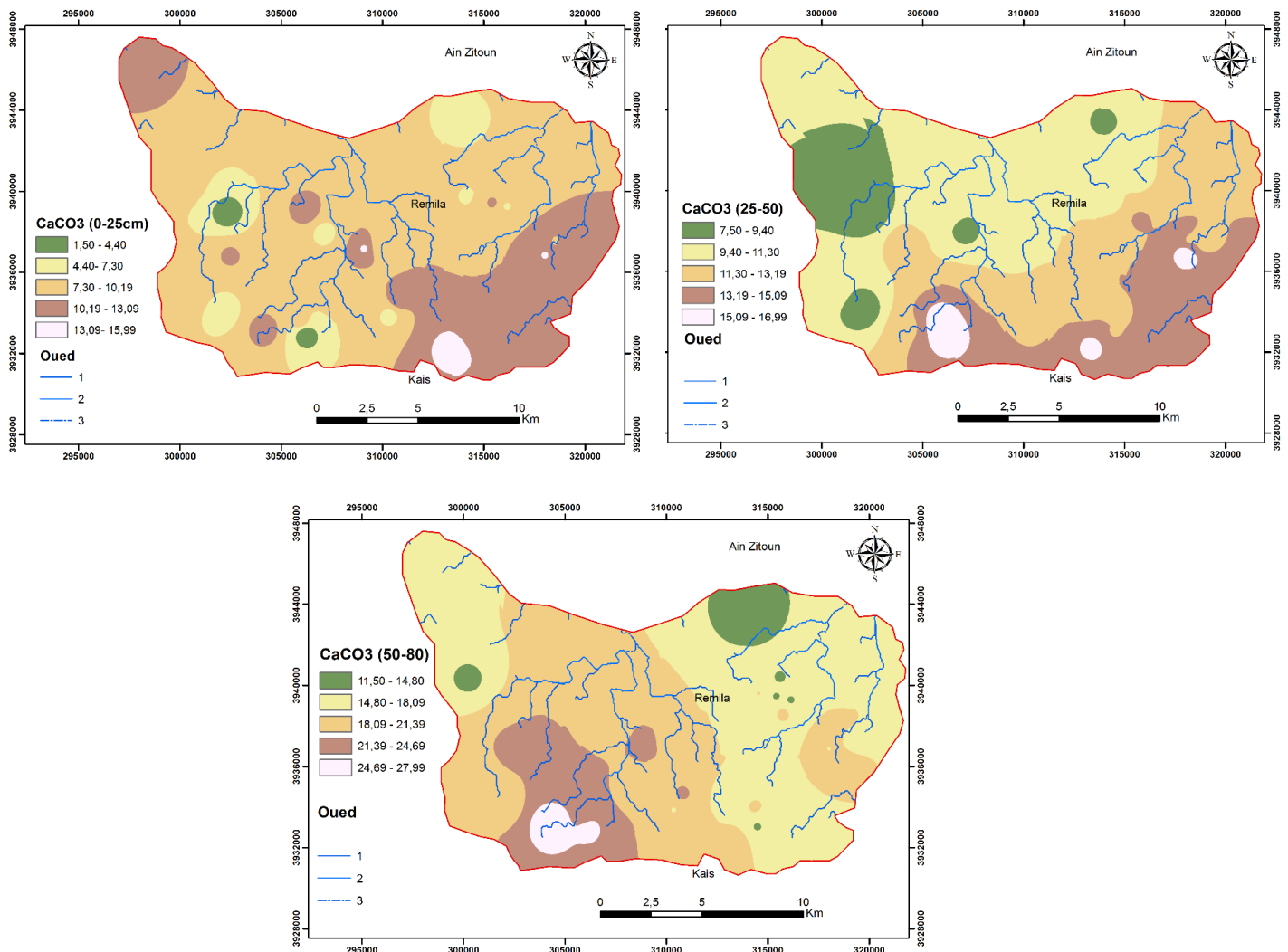


Figure 54. La répartition spatiale de taux de CaCO₃ dans les trois profondeurs ((0-25), (25-50) et (50-80) cm) des sols de Remila.

3.1.4. pH

La mesure de pH (potentiel hydrogène) d'un sol permet de définir son état d'acidité ou d'alcalinité. Le pH du sol a souvent été appelé variable maitre des sols et affecte grandement de nombreuses réactions et processus chimiques du sol (Sparks, 2014).

La lecture des résultats indiquer dans le tableau 22, montrent qu'en ce qui concerne le pH des sols, il se situe autour d'une moyenne de 7.48 avec un minimum de 6.8 et un maximum de 8.03 dans la couche superficielle du sol (0 à 25 cm), alors que dans la couche moyennement profonde

(25 à 50 cm), le pH varie de 6.75 à 7.93 avec un pH moyen de 7.50. La troisième couche la plus profonde (50 à 80 cm) présente un pH qui varie de 6.5 à 7.9 avec un moyen de 7.27. Les valeurs moyennes de pH des échantillons sont comparables d'un niveau à l'autre (H1 : 7,48 ; H2 : 7,50 et H3 : 7, 27) traduisant un pH légèrement alcalin pour les deux niveaux superficiels (0 à 25 et 25 à 50 cm) par contre le niveau le plus profond (50 à 80 cm) présente une tendance d'être des sols légèrement acides à neutre.

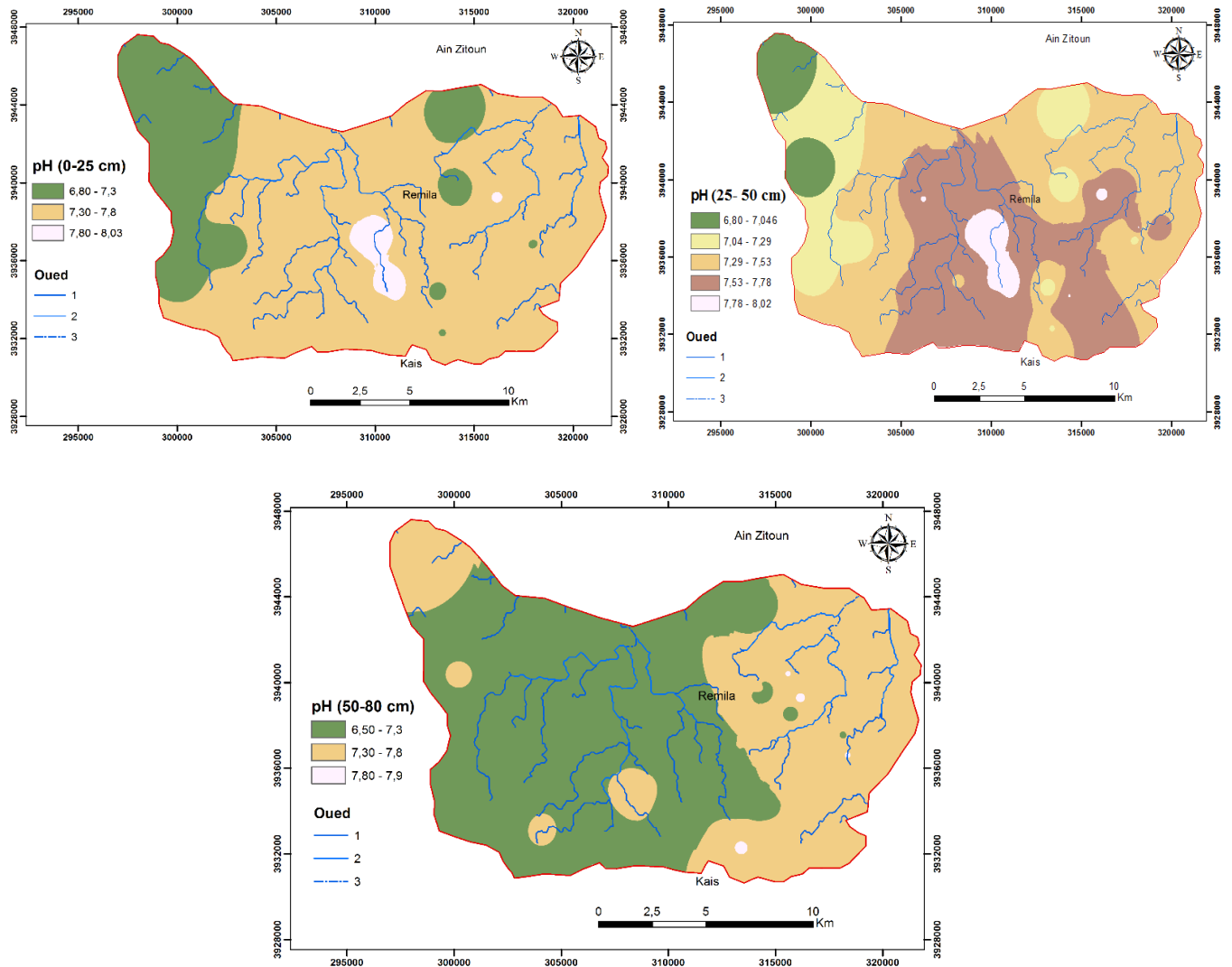


Figure 55. Répartition spatiale de pH en trois profondeurs ((0-25), (25-50) et (50-80) cm) des sols de Remila.

L'examinassions des résultats de répartition spatiale et verticale du pH déduire l'existence de deux zones : la zone nord, Est et Ouest de la région caractérisé par l'élévation de pH avec la profondeur par contre la zone sud est caractérisée par un légère baissement de pH avec la

profondeur. Cela peut s'expliquer par le taux de matière organique élevé dans la partie superficielle du sol qu'en profondeur et surtout la zone sud est caractérisée par une intensification agricole « ancienne zone agricole » par apport au d'autre zone « mise en valeur ».

3.1.5. Salinité (CE)

Le degré de la salinité des sols est déterminé par la conductivité électronique « CE », d'après Guessoum (2001). La conductivité électrique définit la quantité totale en sels solubles correspondant à la salinité globale du sol, elle dépend de la teneur et de la nature des sels solubles présents dans ce sol.

Les résultats obtenus (tableau 22), montrent une variabilité importante de CE dans la couche arable des sols (0-25 cm), car les valeurs oscillent entre 0,81 à 8,63 mS/cm avec un moyen de 2,42 mS/cm, la deuxième couche de prélèvement (25-50 cm) présente des valeurs oscillent entre 0.75 à 9.72 mS/cm et un moyen de 2.63 mS/cm, la couche profonde présente des valeurs oscille entre 0.71 à 9.04 mS/cm avec un moyen pour tous les échantillons de 3.18 mS/cm. Selon les travaux de USSL (1954) ont mis un échelle dite agronomique, exprimée en termes de la conductivité électronique de l'extrait de la pâte saturé, nous classons nos sols en quatre classes ; des sols non salés présentent la majorité des sols avec un taux de 61% ($CE < 2$ mS/cm), en deuxième position des sols faiblement salés présentent 20% ($CE < 4$ mS/cm), des sols modérément salés 17% ($CE < 8$ mS/cm) et des sols salés sont très limité avec un taux de 2% ($CE < 16$ mS/cm).

Les prélèvements sont faits durant deux campagnes avant l'activité agricole (octobre 2013) et après une activité agricole (septembre 2014). Les résultats montrent une augmentation de la salinité des sols après une campagne agricole et surtout en profondeur, cela déduire l'effet de l'activité agricole par l'utilisation des engrais et l'irrigation, aussi nous remarquons une diminution de la salinité à l'horizon (0-25) et en suite une augmentation en profondeur qui confirme le phénomène de migration et accumulation des sels en profondeur (Fig. 56). La texture lourde des sols, le manque de système de drainage et le climat (irrigation) de la région vont influencer à long terme sur la salinisation de nos sols.

Afin d'identifier les zones vulnérables, on a réalisé des cartes de la répartition spatiale des valeurs CE pour les trois niveaux du sol de Remila (Fig. 57). Nous remarquons régulièrement un gradient de salinité qui augmente du sud vers le Nord et aussi au centre de la région d'étude dans le sens de l'écoulement des eaux. Concernent la variabilité spatiale de la CE entre les deux campagnes pour les trois niveaux une augmentation de la salinité surtout en profondeur.

On peut conclure que la zone la plus affectée par le sel est située dans la partie Nord-ouest et nord-est de la région de Remila pour les deux compagnes. Les valeurs les plus élevées de CE sont principalement enregistrées dans les sites d'échantillonnage proches de la zone des cultures pluviale démontrant une association de CE avec une zone qui se caractérise par l'absence d'activités agricoles et de pratiques d'irrigation. Ceci suggère que les valeurs de CE sont bien associées à la dissolution des minéraux qui sont présents dans les dépôts de Sabkha qui existe au Nord. Ajoutant à cela, l'augmentation de la salinité en profondeur peut s'explique par la migration et l'accumulation des sels en couche profonde du sol, cela par le biais de lessivage et le mauvais drainage des sols de la région. Cependant, l'accumulation progressive de sels notée était encore très évidente.

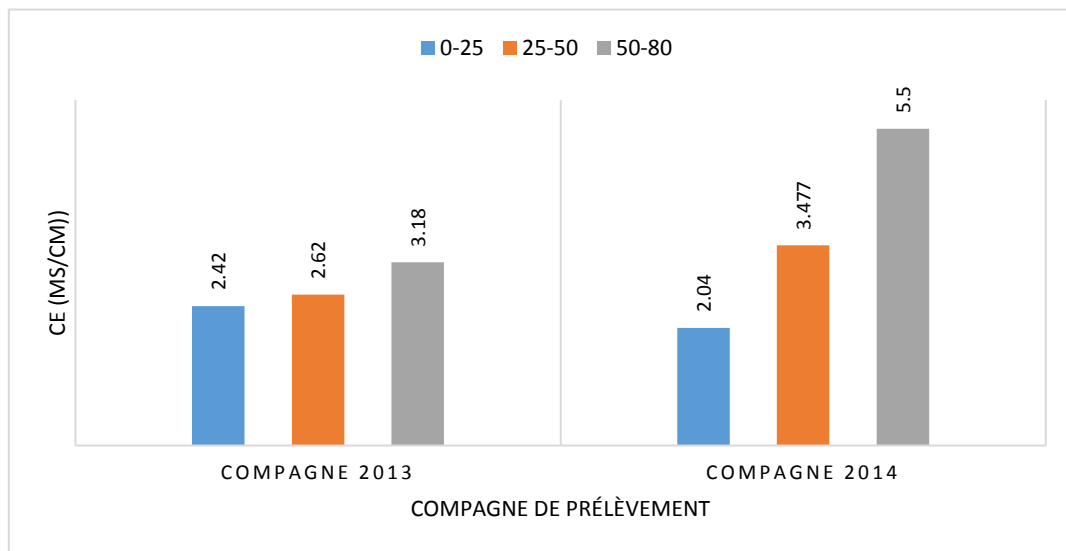


Figure 56. Les valeurs moyennes de la conductivité électrique des sols de Remila durant deux compagnes et pour trois niveaux (0-25, 25-50 et 50-80).

3.1.6. Taux de Sodium Adsorbé (SAR)

Un indice largement accepté pour caractériser la sodicité du sol, qui décrit la proportion de sodium à calcium et de magnésium dans la solution du sol. Le SAR a été utilisé avantageusement pour diagnostiquer des problèmes de sodicité (US Salinity Laboratory Staff, 1954 ; Sposito, 2008 ; Lesch Suarez, 2009). Le SAR reflète les conditions du sol qui peuvent prévaloir sur le terrain seulement après l'irrigation. Par conséquent, la SAR est peut-être la meilleure valeur pour relier l'état de sodium du sol à la croissance des plantes (Nadler et Magaritz, 1981).

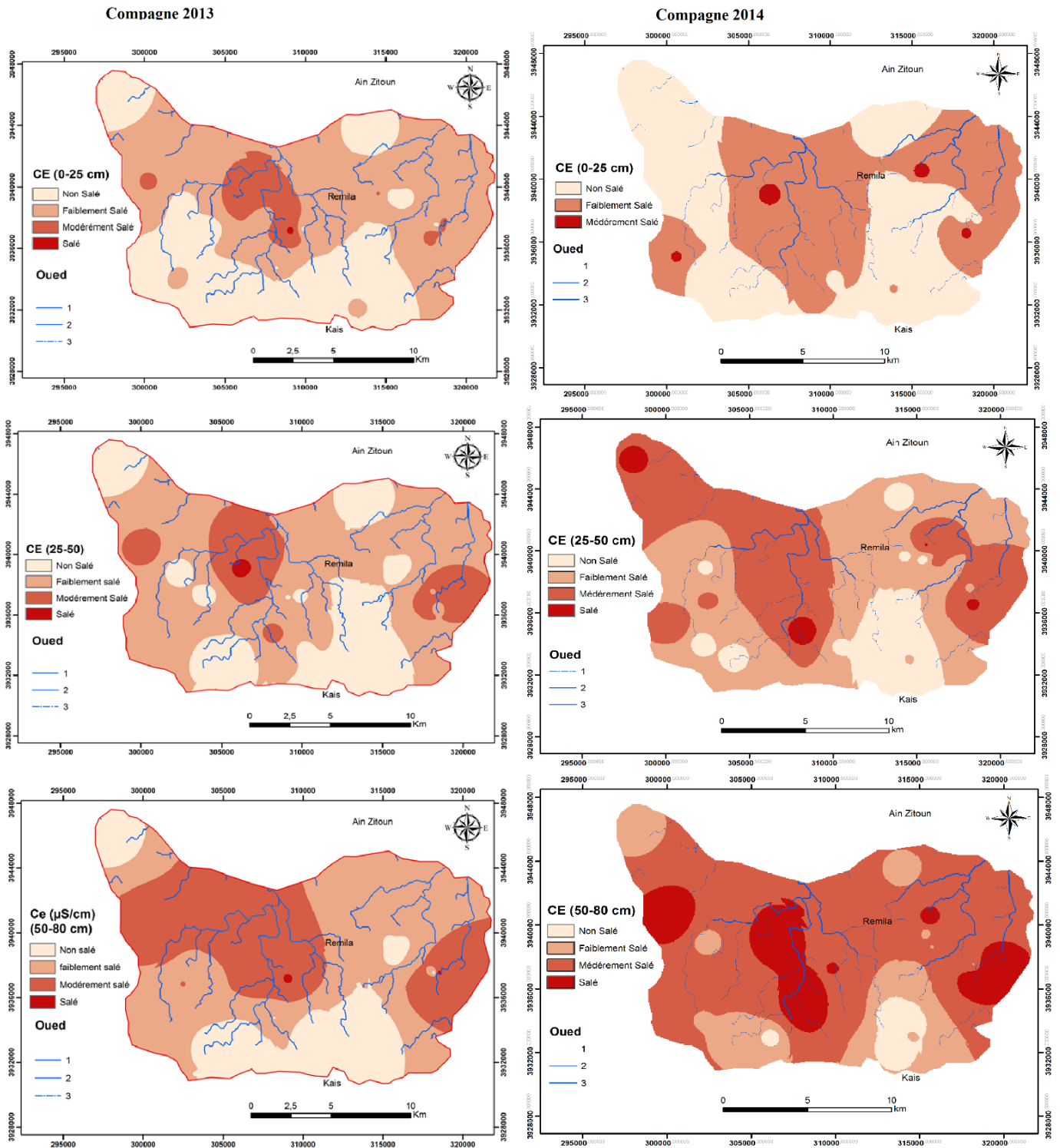


Figure 57. Carte de répartition de la salinité des sols de Remila dans les trois niveaux (0-25, 25-50 et 50-80 cm).

Les résultats de tableau 22. Indiquent une grande variabilité des valeurs de SAR et que ces variations révèlent une augmentation d'une campagne à l'autre après une activité agricole surtout dans la couche superficielle du sol par contre dans les couches profond (25-50 et 50-80) sa diminuent. Ajoutant à cela, nous remarquons une augmentation des valeurs de SAR avec la profondeur dans la première campagne de prélèvement 2013 par contre dans la deuxième campagne après une activité agricole présente une diminution des valeurs de SAR avec le profondeur (Fig. 58). D'après les valeurs de SAR, ont classe nos sols comme des sols non-sodique, car les valeurs de SAR ne dépassent pas dix (<10) dans tous les échantillons pour les trois niveaux qui oscillent entre 0.29 à 5.65.

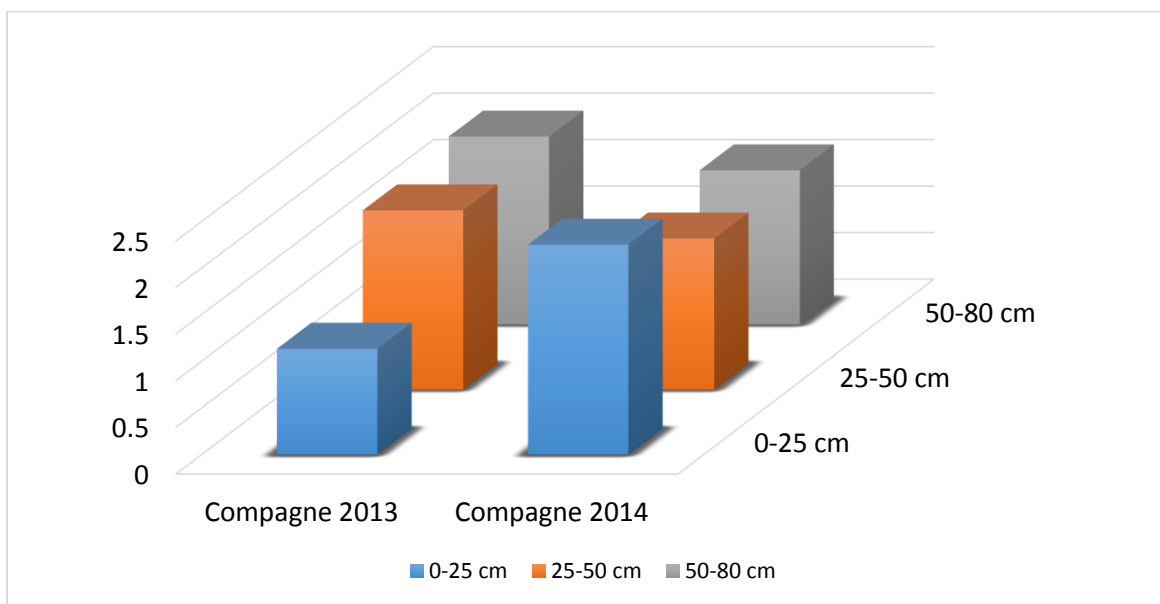


Figure 58. Les valeurs moyennes de SAR des sols de Remila durant deux campagnes et sur trois niveaux (0-25, 25-50 et 50-80 cm).

Dans le cadre d'identifier les zones les plus touché par le risque de sodisation une carte de répartition spatiale des valeurs de SAR a été réalisée, montre un gradient descendant du Sud au Nord avec quelques poches des valeurs élevées au Centre et au sud de la région, cela peut s'expliquer par la stagnation des eaux riche en Na^+ après des pluies et avec l'évaporation et précipitation de Na^+ (Fig. 59).

La droite de régression linéaire ajustée à SAR vs CE dans les trois niveaux et durant les deux campagnes de prélèvement (Fig. 60), suggère que la cause de salinité dans ces sols n'était pas seulement une concentration élevée d'ions de sodium, mais aussi est influencé par d'autres ions.

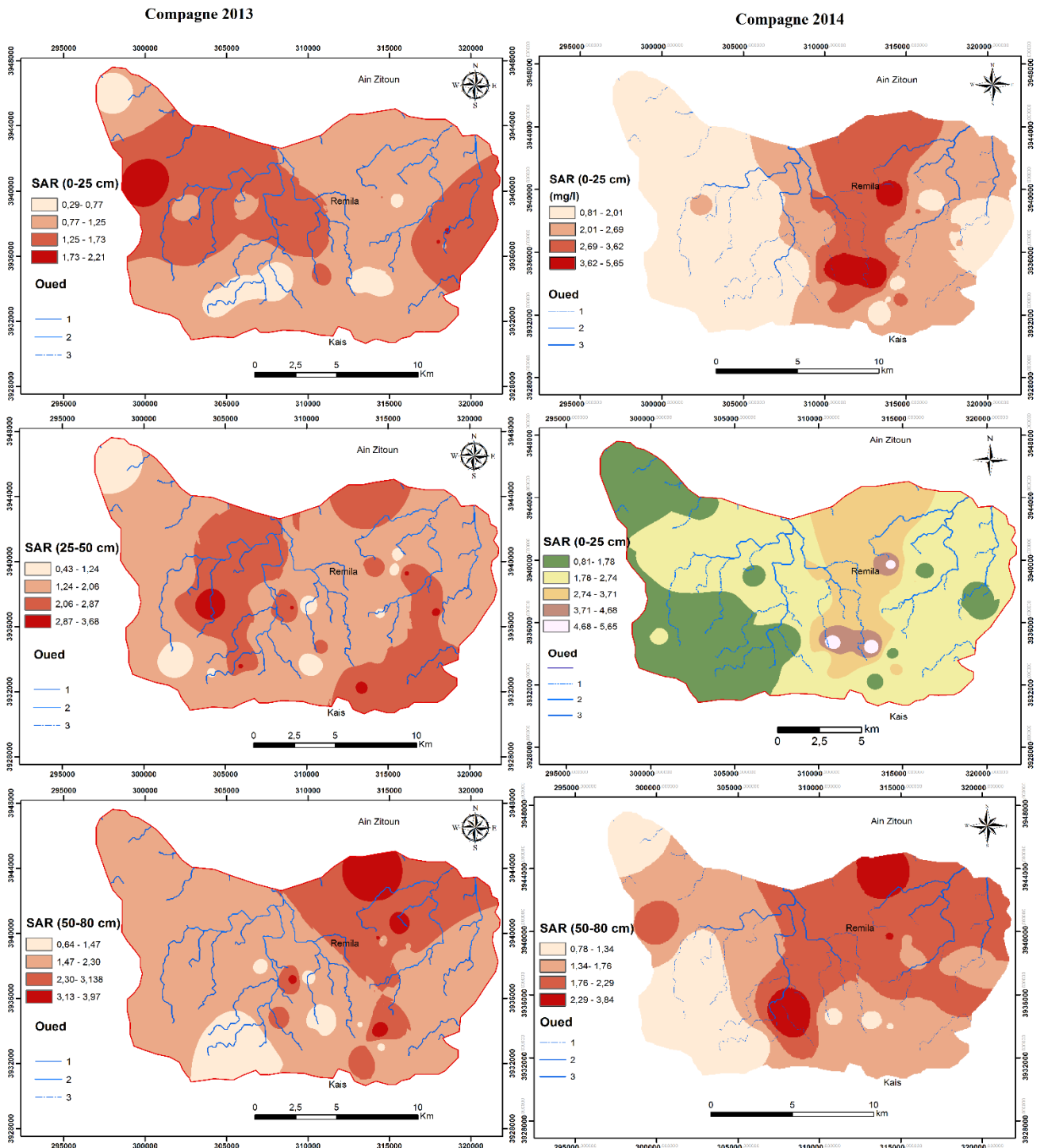


Figure 59. Cartes de répartition spatiale des valeurs de SAR durant deux campagnes et pour les trois niveaux des sols de Remila.

Nous remarquons une corrélation linéaire moyenne (SAR vs CE) dans la partie superficielle du sol et surtout les points situés au Nord la plus proche de dépression de Sabkha (origine de salinisation) par contre en profondeur la corrélation est faible en suite elle reprend et légèrement augmente.

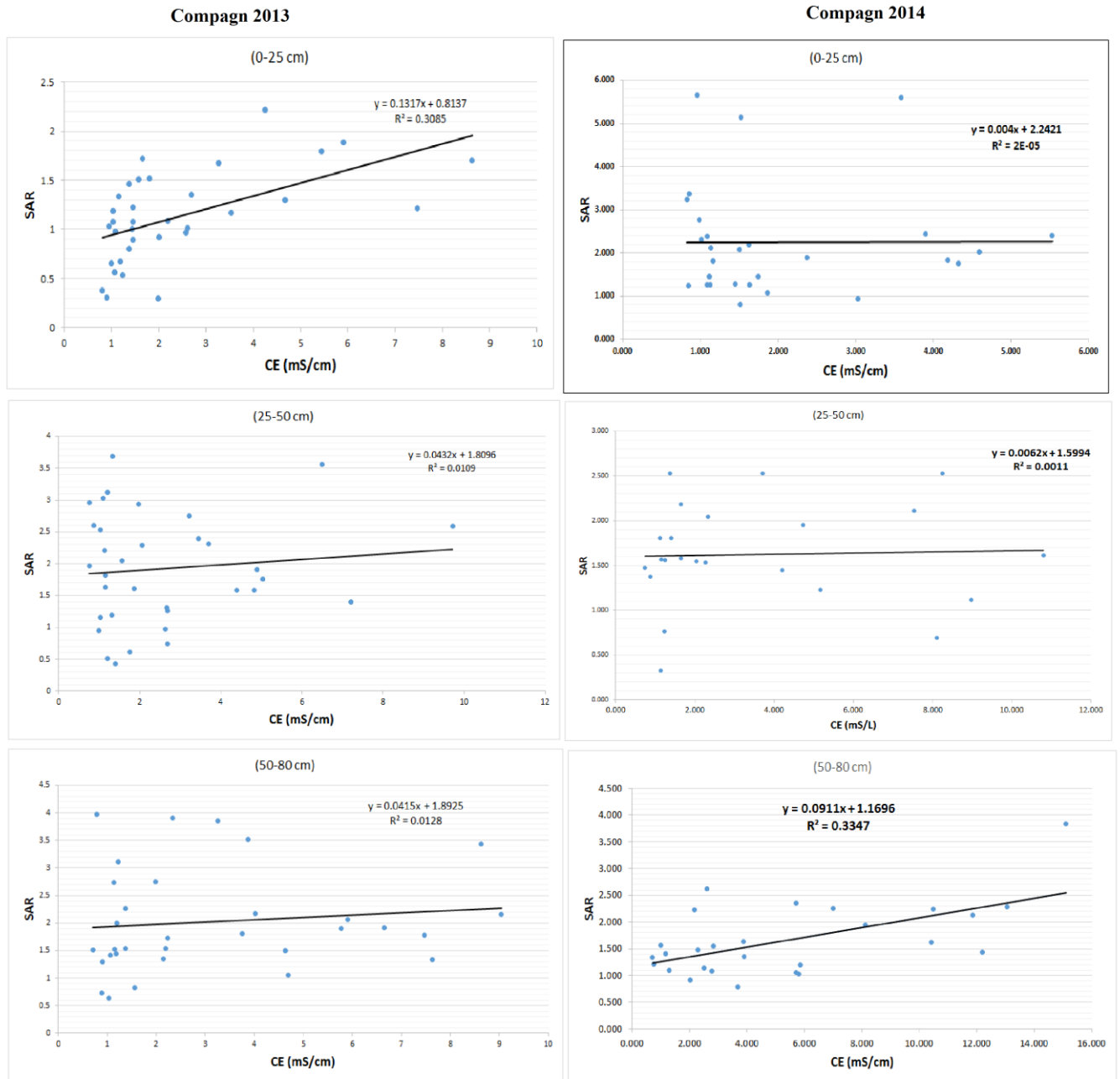


Figure 60. Relation entre la CE et le SAR des sols de Remila pour les trois niveaux (0-25, 25-50 et 50-80 cm).

3.1.7. Taux de sodium échangeable (ESP)

Le pourcentage de sodium échangeable (ESP) est un autre indice utilisé dans la classification des sols salins et alcalins ou pour déterminer s'il existe un risque de sodium (US Salinity Lab Staff, 1954). La présence de quantités excessives de sodium échangeable inverse le processus d'agrégation et provoque des agrégats de sol à se disperser. Ceci est connu comme la défloculation et se produit dans le sol sodique (Pisinaras et al., 2010).

Les données recueillies montrent (tableau 22 et figure 61) des valeurs de ESP de tous les échantillons sont faible qui ne dépassent pas six ($6 <$) en conséquence sont des sols non-sodique. Ajoutant à cela, nous remarquons une augmentation des valeurs de ESP après l'activité agricole avec une situation inverse entre les deux campagnes ; car dans la campagne 2013 les valeurs de ESP ont un gradient ascendant avec la profondeur, tandis que part les valeurs de l'ESP de la deuxième campagne ont un gradient descendant avec la profondeur. Cela confirme l'importance de l'effet de l'activité agricole sur la sodisation des sols à long terme dans la région, malgré les faibles valeurs d'ESP dans la région actuellement ne constituent pas un risque.

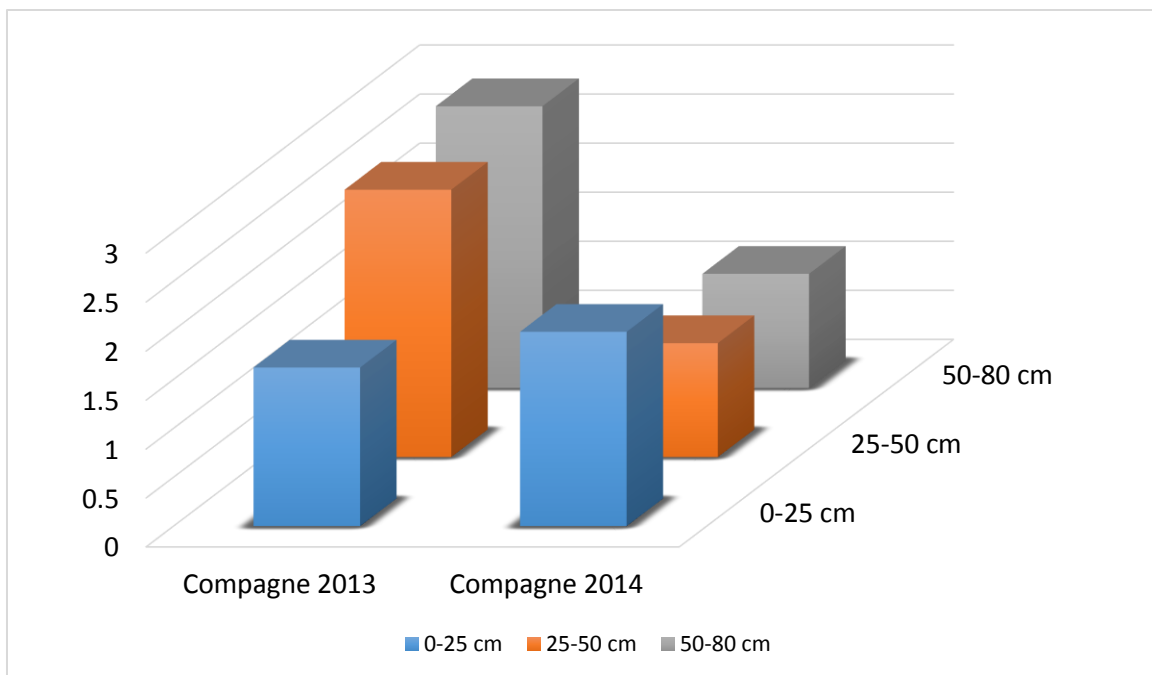


Figure 61. Les valeurs moyennes d'ESP des sols de Remila durant deux campagnes et sur trois niveaux (0-25, 25-50 et 50-80 cm).

Un gradient de classification par l'utilisation de plusieurs paramètres, tels que le pH de la pâte saturée, CE et ESP, a été réalisée par US Salinity Laboratory (1954) classe les sols en trois catégories : des sols salin, alcalin et solution saline-alcali. Cette classification a permis de classer nos sols en deux classes ; des sols normal avec $CE < 4$ mS/cm, $SAR < 13$ et $ESP < 15$ la deuxième classe c'est des sols salins caractérisés par $CE > 4$ mS/cm, $SAR < 13$ et $ESP < 15$.

3.2. Caractérisation chimique des sols

3.2.1. Composition ionique des échantillons du sol

Le tableau 22, montre la description des résultats de la composition ionique des extraits de la pâte saturée pour les deux périodes d'échantillonnage et en trois niveaux (0-25, 25-50 et 50-80 cm). Les ions ; chlorure, le sodium, le calcium, le magnésium et le potassium, présentant des concentrations plus élevées dans la deuxième campagne après une activité agricole par apport la première campagne d'échantillonnage, tandis que les concentrations de nitrate et de sulfate sont diminuées passent de premières campagnes à la deuxième campagne. Tous les ions pour la première campagne (2013) à l'exception de K^+ et de NO_3^- ont montré une augmentation de concentration avec la profondeur cela suggère une migration et accumulation des sels en profondeur par l'influence de l'irrigation ou la remonté capillaire des eaux de la nappe par contre le NO_3^- présente des valeurs élevées à la partie superficielle du sol, Cela peut être attribué à l'influencé de l'activité anthropique (Amendements). Concernent la deuxième campagne (2014), après une activité agricole « saison agricole » on a remarqué à l'échelle de profile du sol une variation importante dans la répartition des concentrations d'ions, le Ca^{2+} , Mg^{2+} et SO_4^{2-} présentent une augmentation de concentration avec la profondeur, tandis que Na^+ et HCO_3^- montrent une basse de concentration avec la profondeur, seulement le Cl^- présentent une basse des concentrations ensuite une augmentation (Fig. 62). Cette observation suggère que la stratification de la texture du sol pourrait être une cause de salinisation du sol. On a observé des taux de salinité lixiviée (salinité maximale dans la couche superficielle du sol) et hétérogène du sol. Les propriétés chimiques du sol à l'échelle du profil du sol ont confirmé les résultats antérieurs observés à des échelles plus importantes sur l'impact favorable du drainage naturel sur le transfert de soluté. Les concentrations les plus élevées sont observées dans les échantillons de la partie Nord et Centre de la région d'étude qu'est proche de la dépression de Sabkha ou la partie centre souffre d'inondation et stagnation des eaux à cause de la construction d'une route qui joue un rôle de barrage contre l'évacuation d'excès d'eau des pluies.

La gestion des sols irrigués nécessite souvent un suivi fréquent des changements dans la salinité des sols, tandis que la dynamique des sels solubles, dépend de la quantité et du type de sels solubles. Le type de sel prédominant est important en raison de l'effet des ions individuels sur les propriétés du sol et la possibilité qu'ils peuvent être toxiques pour les plantes. Les premières investigations ont montré que Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^+ , SO_4^{-2} , HCO_3^- et Cl^- étaient les ions dominants influençant la salinité des sols dans la zone d'étude. Le NO_3^- et K^+ ont été déterminés dans des

échantillons sélectionnés, mais ne sont pas en concentrations significatives, car les concentrations étant extrêmement faibles dans tout le système et on ne s'attend pas à ce qu'elles influencent le développement salin. Cependant les valeurs de K^+ oscillent entre 0.01 à 17.2 mg/l et les valeurs de NO_3^- oscillent entre 2 à 200 mg/l (Fig. 61).

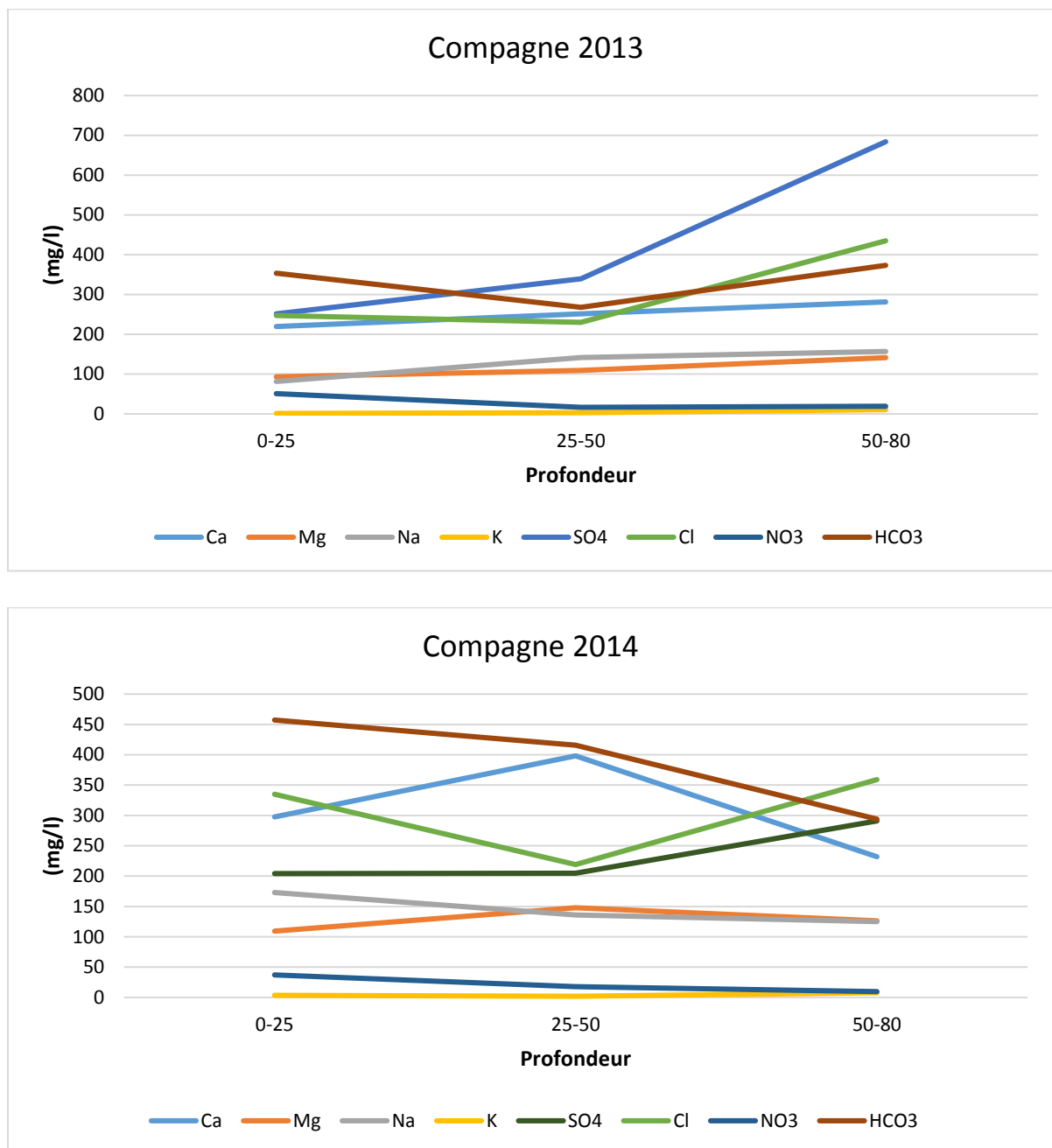


Figure 62. La variation verticale de la concentration des ions durant dans les sols de Remila avant et après une activité agricole.

Dans l'extrait de sol saturé, toutes les concentrations moyennes d'ions ont montré une large gamme (tableau 21), avec Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} , Cl^- et HCO_3^- montrant une variation beaucoup

plus grande. D'après les concentrations moyennes des ions, nous remarquons une dominance des ions par rapport aux autres ions comme suite :

La composition cationique, présente une dominance de calcium qui dépasse 46% dans les trois niveaux du sol durant la première campagne, en deuxième position le sodium avec un taux qui ne dépasse pas 30% pour les trois niveaux et en troisième position le magnésium ne dépasse pas les 25%. La deuxième campagne après une activité agricole présente le même classement avec une légère variation où le calcium domine avec plus de 50%, le sodium ne dépasse pas 30% et le magnésium ne dépasse pas le 21% (Fig. 63). Donc le faciès dominant est calcium et sodique : $Ca > Na > Mg > K$

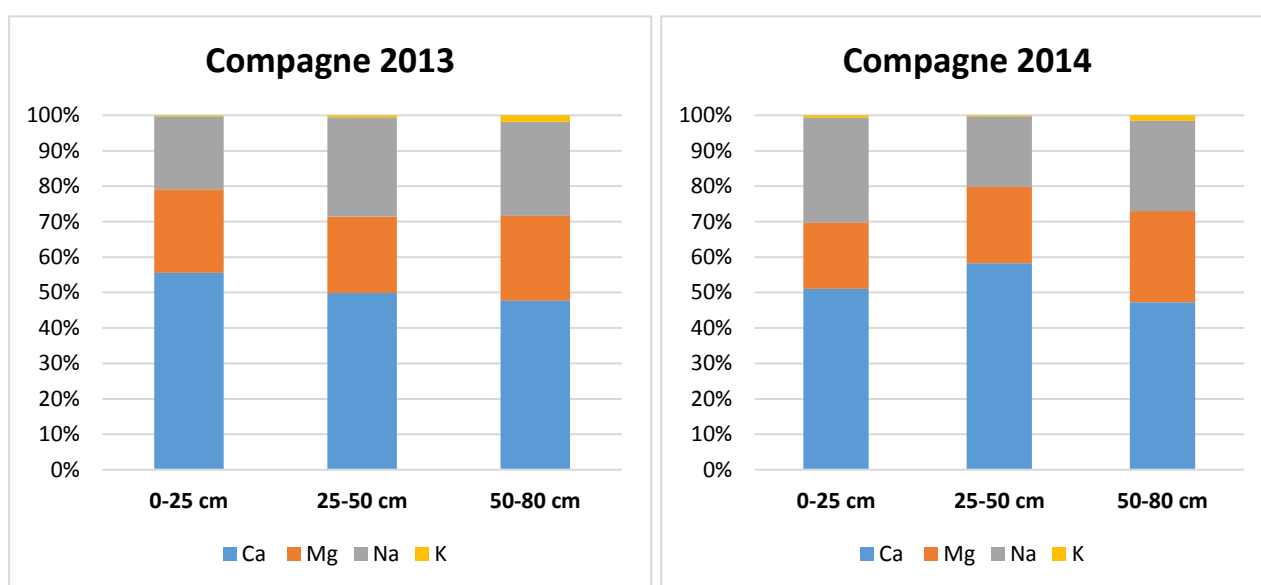


Figure 63. Répartition de composition cationique des sols de Remila durant deux campagnes et dans les trois niveaux (0-25, 25-50 et 50-80 cm).

Le profil de concentration de Ca^{2+} et le Mg^{2+} à un gradient descendant, où les concentrations sont très élevées dans les horizons de profondeur que celle superficielle, tandis que dans les échantillons de la deuxième campagne après une activité agricole les concentrations sont très élevées dans l'horizon (25-50 cm), donc la concentration augmente en suite diminue avec la profondeur.

Le profil de concentration de Na^+ à un gradient descendant dans la première campagne, les concentrations de Na^+ sont élevées dans les deux horizons profonds par rapport à l'horizon superficiel. Tandis que dans la deuxième campagne le profil de concentration de Na^+ à un gradient ascendant, donc les concentrations sont plus élevées à l'horizon superficiel par rapport à deux horizons profonds.

En vue de préciser la nature et le type de salinisation, on est basé sur des rapports cationiques proposés par Ivanova et Rosanov in Massoumi (1968). $[(Na^+ + K^+) / (Ca^{2+} + Mg^{2+})]$ ce rapport à permis de terminer le type de salinisation dominante, car nos résultats déduire que tous les échantillons dans les trois niveaux du sol et durant les deux campagnes présentent un rapport < 1 avec des rapports de (Ca^{2+} / Mg^{2+}) qui dépasse un (> 1), cela classe nos sols comme des sols dominé par une salinisation Calcique et loin d'être sodique.

La composition anionique de la première campagne, présente une dominance de HCO_3^- dans l'horizon superficiel avec un taux de 40% en deuxième position viens le SO_4^{2-} et Cl^- avec 28 et 27%, Tandis que dans les deux niveaux profonds (25-50 et 50-80 cm) le SO_4^{2-} domine avec un taux 46% et en deuxième position le HCO_3^- avec 30% et Cl^- avec 28%. La composition anionique de la deuxième campagne après une activité agricole a présenté un autre classement où HCO_3^- est dominant dans les deux niveaux (0-25 et 25-50 cm) avec un taux qui dépasse 44% et en deuxième position c'est le Cl^- avec un taux de 30% et le SO_4^{2-} avec un taux de 23%, par contre dans le niveau profond (50-80 cm) c'est le Cl^- qui domine avec un taux dé passe 38% et en deuxième position le SO_4^{2-} et HCO_3^- sont similaire présentent un taux successif de 30 et 31% (Fig. 64). Donc les facies dominants dans la partie superficielle du sol sont Bicarbonate et sulfate : $HCO_3^- > SO_4^{2-} > Cl^- > NO_3^-$, et dans les parties profondes du sol sont Sulfate et Bicarbonate : $SO_4^{2-} > HCO_3^- > Cl^- > NO_3^-$.

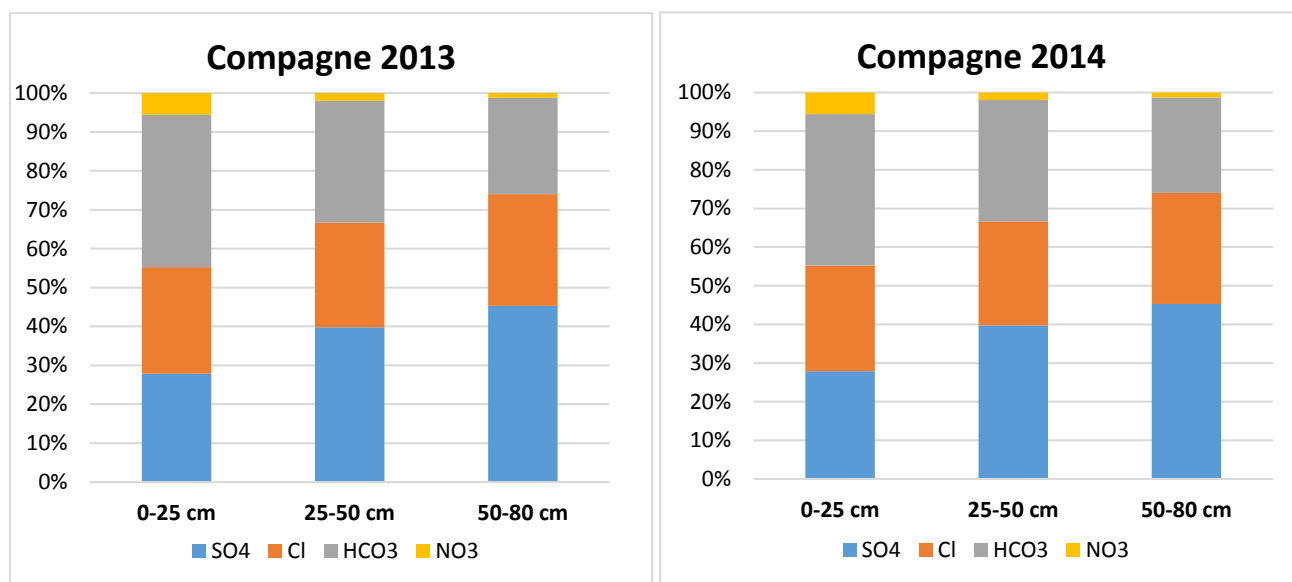


Figure 64. Répartition de composition anionique des sols de Remila durant deux campagnes et dans les trois niveaux (0-25, 25-50 et 50-80 cm).

Le profil de concentration de SO_4^{2-} et le Cl^- dans le sol à un gradient descendant durant les deux campagnes, où les concentrations sont très élevés dans les horizons de profondeur que celle superficielle, tandis que pour le profil de concentration de HCO_3^- dans les échantillons du sol durant les deux campagnes, les concentrations sont très élevées dans l'horizon superficiel (0-25 cm) et le plus profond (50-80 cm), donc la concentration augmente en suite diminue dans l'horizon médian (25-50 cm) pour reprendre les concentrations élevées en profondeur, cela peut s'expliquer théoriquement par l'effet associé de deux facteurs : climatique par le taux d'évaporation et la remonter capillaire des eaux de la nappe avec les sels surtout dans la partie sud de la région où le niveau de la nappe est proche de la superficie.

En vue de préciser la nature et le type de salinisation, on est basé sur le rapport anionique proposé par Sadonikov (1953) in Massoumi (1968). ($\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$) ce rapport a permis de déterminer les caractéristiques et le type de salinisation dominante. Les résultats de ce rapport nous permettent de classer nos sols en trois classes ; une classe des sols ont une salinisation sulfato-chlorurée caractérisée par un rapport $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ entre 0.2 à 1 et qui présente 10% des échantillons, la deuxième classe des sols ont salinisation Chlorurée-sulfatée caractérisée par un rapport $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ entre 1 à 5 et qui présente la majorité des sols avec un taux de 70% et concernent la troisième classe des sols ont une salinisation chlorurée caractérisée par un rapport $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-} > 5$ et qui présente un taux de 20%.

3.2.2. Spéciation des cations et anions dans les solutions extraites des sols

La distribution de masse des espèces anioniques et cationiques a été calculée à partir de la composition de la solution sol de l'extrait de la pâte saturée en utilisant le logiciel Visual MINTEQ (version MINTEQ3.0). Notre intention était de rapporter la spéciation la plus probable d'ions dans des échantillons de solution de sol afin de soutenir l'interprétation des relations observées par analyse multivariable.

Les cations dominants étaient les différentes formes de Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ et Na^+ dans les échantillons de sol (tableau 24). Néanmoins, les espèces de sulfates de calcium et de magnésium ont contribué de manière significative à la teneur totale.

D'après nos résultats (tableau 24). Le calcium a montré une bonne coordination avec SO_4^{2-} et constitue 8.1, 10 et 23% de la teneur totale en Ca^{2+} dans des solutions d'extraits de trois niveaux (0-25, 25-50 et 50-80 cm) dans la première campagne (2013) tandis que dans la deuxième campagne (2014) cette coordination se diminue à 3, 4 et 5% pour les trois niveaux successivement. Alors que les espèces MgSO_4 (aq) constituaient 8, 9 et 9% du Mg total dissout dans la solution extraite des sols dans les trois niveaux (0-25, 25-50 et 50-80 cm) durant la

première campagne, tandis que durant la deuxième campagne constituent le même taux avec 5% pour les trois niveaux du sol.

Cependant, des espèces de sulfates dans le sodium et le potassium étaient présentes en quantités négligeables (< 1%) dans tous les échantillons du sol des trois niveaux et durant les deux campagnes. Il y avait également des quantités mineures (1-2%) de CaCl^+ et MgCl^+ présents dans les solutions de sol extraites, ainsi que des quantités négligeables (<1%) de CaNO_3^- , NaCl (aq), NaNO_3 (aq), KCl (aq), KNO_3 (aq) et KSO_4^- .

Tableau 24. La distribution de la masse des cations et anions dans les différentes spéciations.

Composant	Compagne	2013			2014		
	Profondeur (cm)	0-25	25-50	50-80	0-25	25-50	50-80
	Espèce chimique						
NITRATE	NO_3^-	99	99	99	98	98	99.45
	NaNO_3	0.25	14	0.17	0.08	0.19	0.06
	CaNO_3^+	0.75	0.7	0.3	0.93	0.31	0.44
Calcium	Ca^{+2}	91	89	75	95	93	93.44
	CaCl^+	0.8	1.14	1.06	1.63	1.44	1.25
	CaSO_4	8.1	10	23.6	3.08	4.82	5.29
	CaNO_3^+	0.9	0.024	0.04	0.06	0.025	0.017
Magnésium	Mg^{+2}	93	90	88	92	93.9	93.4
	MgCl^+	1.1	2	2.3	2	0.83	1.25
	$\text{MgSO}_4(\text{qa})$	8.1	9	9.3	5.03	5.19	5.1
Sodium	Na^+	99.2	99	98	99	99.5	99.24
	NaCl (aq)	0.3	0.03	0.27	0.33	0.29	0.37
	NaNO_3 (aq)	0.2	0.02	0.08		0.017	0.017
	NaSO_4^-	0.4	0.3	0.72	0.25	0.2	0.36
Potassium	K^+	99	99	98	99	99.39	99.28
	KNO_3	0.08	0.013	0.015	0.017	0.024	0.018
	KCl	0.3	0.35	0.45	0.25	0.16	0.35
	KSO_4^-	0.4	0.9	0.75	0.17	0.44	0.34
Sulfate	SO_4^-	65	66	61	62	58	63.12
	CaSO_4	22.14	23.1	23.1	24.1	26.2	23.2
	MgSO_4 (aq)	11.5	10.2	15.33	14.3	14.5	13.4
	NaSO_4 (aq)	0.7	0.58	0.38	0.72	1.52	0.62
Chlorure	Cl^-	99	98	98	98	97.54	98.24
	CaCl^+	0.33	0.73	0.87	0.52	1.02	0.75
	MgCl^+	0.15	0.85	0.77	0.84	1.22	0.87
	NaCl (aq)	0.07	0.07	0.17	0.35	0.24	0.12

D'après nos résultats, l'analyse de spéciation a révélé que l'association la plus forte entre cations et anions était la formation d'espèces de sulfate avec Ca^{2+} et Mg^{2+} (tableau 23). En outre, le CaSO_4 constitue 22 à 26% du SO_4^{2-} total dissous dans les trois niveaux et durant les deux

compagnes, ce qui constitue la seconde espèce majeure après SO_4^{2-} de la concentration totale en sulfate. Cependant, en raison de la forte solubilité des composés chlorés, a été le principal contributeur (98%) de la concentration totale de chlorure dans la solution de sol.

Dans autre cas, le programme Visual MINTEQ a été utilisé pour le calcul des IS « indice de saturation », qui permettent de prédire quels sont les minéraux à équilibre ($\text{IS}=0$), en sursaturation ($\text{IS} > 0$) ou en sous-saturation ($\text{IS} < 0$).

Les calculs de l'indice de saturation de nos sols présentent des valeurs ($\text{SI} < 0$) pour les minéraux de Gypse, Halite, Brucite, Epsomite, Mirabilite et Anhydrite, indique que les solutions de nos sols sont sous-saturées vis à vis à ces minéraux. Lorsqu'un minéral se trouve au contact d'une solution sous-saturée par rapport à ce minéral, il se dissout jusqu'à ce que l'équilibre soit atteint. La composition chimique de la solution change au cours de la dissolution. Mais il faut considérer qu'à l'intérieur de la solution les équilibres entre différentes espèces aqueuses simples ou complexes sont respectés.

3.2.3. Diagnostique des sources des ions

De nombreux auteurs ont étudié la relation possible entre la conductivité électrique (CE) et la concentration en sel d'un sol, afin d'évaluer la validité de ce paramètre comme indicateur de la salinité du sol. Richards (1974) a établi une relation linéaire entre la CE et les sels dissouts totaux, tandis que d'autres auteurs ont démontré qu'une corrélation linéaire n'existe pas toujours entre la CE et les espèces ioniques correspondantes (Alvarez et al., 1997 ; Chang et al., 1980, Simon et al., 1994). La formation de paires ioniques, principalement des ions Ca^{2+} , Mg^{2+} et SO_4^{2-} (Timpson et Richardson, 1986), dans des solutions très salines est la principale cause de cette anomalie, car la mobilité ionique dans l'extrait est diminuée (Darab et al., 1980 ; Csillag et al., 1995 ; Sposito, 1984). Par conséquent, les types de sel soluble et leurs niveaux de concentration influent directement sur le modèle de corrélation. Pour cette raison, il est difficile de trouver une équation générale permettant de relier la CE dans tous les cas (Pisinaras et al., 2010).

Dans le cadre d'identifier la relation entre les différents ions dosés dans l'extrait de saturation du sol et leur influence sur les valeurs de CE, une comparaison binaire entre ces éléments et l'indicateur de la salinité a été réalisé, pour les échantillons de la première compagne et de la couche arable (0-25 cm) (Fig. 65). Les résultats montrent que la plupart des ions et surtout SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Cl^- , Na^+ , Mg^{2+} et HCO_3^- démontrent un comportement linéaire avec CE. La linéarité la plus élevée a été observée chez le SO_4^{2-} pour les anions et le Ca^{2+} dans les cations, qui sont les ions principaux des extraits de la pâte saturée des échantillons de sol. Le K^+ et le NO_3^- ne

présentent pas de linéarité avec les autres paramètres. Cela nous indique que la salinité de nos sols est influencée par le SO_4^{2-} et Ca^{2+} et en deuxième lieu le Cl^- et Na^+ , nous déduisons que l'origine de ces sels peut être naturel d'altération des roches gypseuses et des halites. Ajoutant à cela, on a remarqué que cette linéarité entre les ions et la CE ça diminue avec la profondeur pour tous les ions et surtout chez le Cl^- et Na^+ , tandis que chez les SO_4^{2-} on a enregistré une diminution en deuxième niveau (25-50) une suite une augmentation.

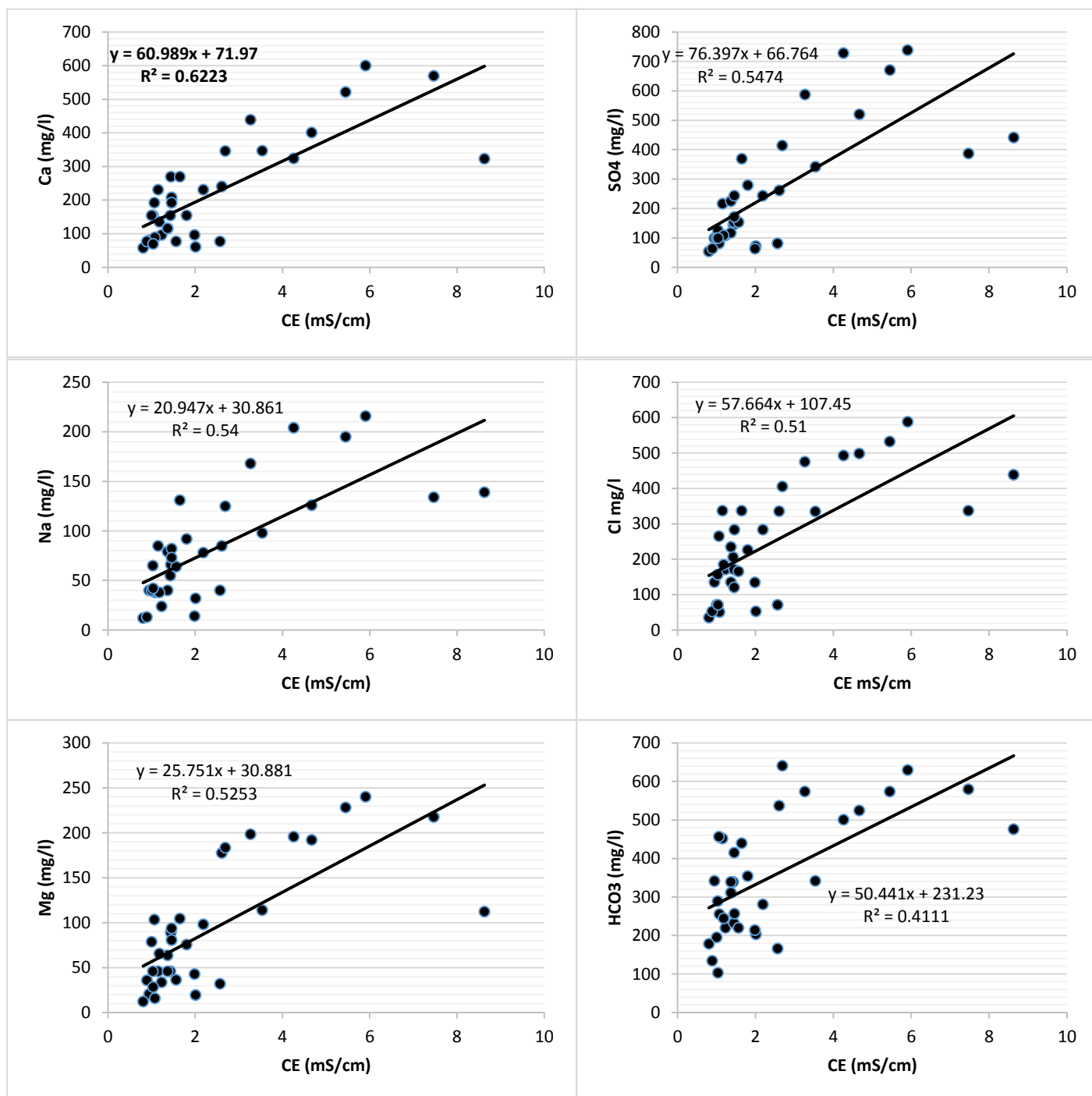


Figure 65. La relation entre les valeurs de CE et les ions mesurés dans les extraits de la pâte saturés des sols (0-25 cm) campagne 2013 de Remila.

Dans la deuxième campagne de prélèvement (2014) (Fig. 66), les résultats montrent que la plupart des ions et surtout SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , Cl^- et Na^+ , démontrent un comportement linéaire avec CE. Le SO_4^{2-} pour les anions et le Ca^{2+} dans les cations présentent une linéarité plus élevée que la première campagne, tandis que le Cl^- et le Na^+ présentent une linéarité plus faible que la première campagne. D'autre part, les ions présentent une linéarité décroissante avec la profondeur, par contre chez le SO_4^{2-} et Cl^- présentent une linéarité croissante avec la profondeur, tandis que le Na^+ présente une diminution en suite une augmentation de la linéarité avec le CE.

La relation entre les valeurs de CE et les ions mesurés dans les extraits de la pâte saturés des sols (0-25 cm) campagne 2013 de Remila.

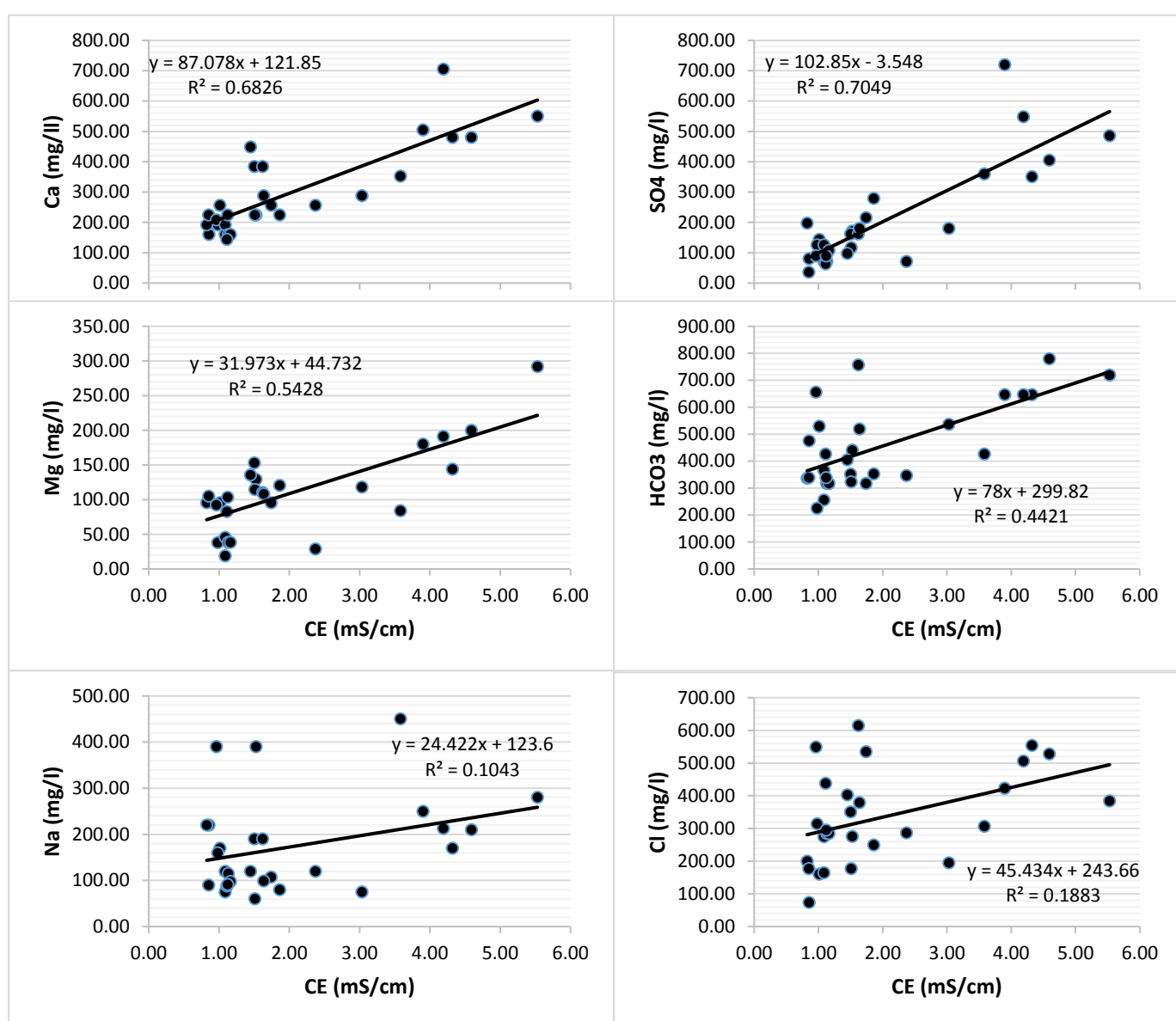


Figure 66. La relation entre les valeurs de CE et les ions mesurés dans les extraits de la pâte saturés des sols (0-25 cm) campagne 2014 de Remila.

Une analyse statistique multivariante a été utilisée aussi comme outil d'identification des sources d'ions. La matrice de corrélation (MC) et l'analyse des composants principaux (ACP) ont été réalisées par STATISTICA7.1. La corrélation entre différents paramètres a été utilisée pour mesurer la relation entre deux variables quantitatives. ACP a été utilisé pour étudier les corrélations entre anions et cations et leur regroupement en quelques facteurs.

Les coefficients de corrélation pour les deux campagnes (2013 et 2014) et au niveau de trois profondeurs sont présentés respectivement dans les tableaux 25. Les résultats indiquent des coefficients de corrélations très élevés des cations et anions avec l'indicateur de salinité CE seulement ce n'est pas le cas de NO_3^- et de K^+ et surtout quand en passe en profondeur la corrélation devient nul. Cela peut indiquer que le Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+ , Mg^{2+} et HCO_3^- sont les principaux ions influencent la salinité de nos sols. Le calcium et sulfate sont les ions qui présente une forte corrélation avec CE, donc la salinité de nos sols est dominée par la sulfate.

Durant les deux campagnes, les ions sulfate étaient fortement associés au magnésium, calcium, chlorure et au sodium, ce qui indique que les sels de sulfate pourraient être présents dans les sols sous forme de CaSO_4 , MgSO_4 et Na_2SO_4 . Cependant, en raison de la saturation du site d'échange avec du calcium, le sel prédominant est probablement CaSO_4 . Ceci est dû à l'effet ion commun ou à une source ionique commune. À l'appui de cette hypothèse, l'analyse de spéciation a révélé que l'association la plus forte entre cations et anions était la formation d'espèces de sulfate avec Ca^{2+} et Mg^{2+} (tableau 25). En outre, CaSO_4 (aq), étant la deuxième espèce principale après SO_4^{2-} de la concentration totale de sulfate. D'une autre part, nous remarquons que cette corrélation sa basse avec la profondeur, cela peut s'expliquer par l'effet de lessivage des ions sulfates en profondeur et la participation des ions comme Ca^{2+} , Na^+ et Mg^{2+} dans des réactions chimiques de précipitation et d'échange ionique.

De même pour la première campagne, la concentration de Cl^- était fortement corrélée avec celle de Na^+ , Mg^{2+} , K^+ , Ca^{2+} et SO_4^{2-} suggérant sa présence sous forme de NaCl , MgCl_2 , CaCl_2 et KCl (tableau 25). Tandis que la corrélation de Cl^- avec ces ions à un gradient décroissant avec la profondeur et surtout avec le Na^+ où dans la partie arable la corrélation entre eu est de 92% en suite elle basse à 48% dans les deux niveaux (25-50 et 50-80 cm). Cependant, en raison de la forte solubilité des composés chlorés, était le principal contributeur de la concentration totale de chlorure dans la solution du sol dans la partie superficielle, mais avec l'irrigation les ions Cl^- migrants en profondeur tandis que le Na^+ participe dans l'adsorption des ions par le complexe argileux humique (échange cationique avec les minéraux argileux).

Tableau 25. Matrice de corrélation des paramètres de salinité dans les trois niveaux (0-25, 25-50 et 50-80 cm) des extraits saturait des sols de Remila (Compagne 2013).

Horizon (0-25 cm)

	Ca	Mg	Na	K	SO4	Cl	NO3	HCO3	pH	CE	ESP	SAR	MO%	Silt	Clay	Sand
Ca	1.00															
Mg	0.93	1.00														
Na	0.88	0.88	1.00													
K	0.79	0.81	0.93	1.00												
SO4	0.87	0.89	0.98	0.94	1.00											
Cl	0.88	0.88	0.92	0.83	0.93	1.00										
NO3	0.15	0.18	0.08	0.24	0.10	0.08	1.00									
HCO3	0.84	0.87	0.82	0.71	0.80	0.87	0.07	1.00								
pH	-0.17	-0.29	-0.25	-0.29	-0.27	-0.24	-0.14	-0.17	1.00							
CE	0.79	0.72	0.73	0.67	0.74	0.71	0.20	0.64	-0.07	1.00						
ESP	0.61	0.61	0.88	0.77	0.83	0.75	-0.08	0.64	-0.18	0.55	1.00					
SAR	0.61	0.61	0.89	0.78	0.83	0.75	-0.08	0.64	-0.18	0.56	1.00	1.00				
MO%	0.26	0.16	0.24	0.31	0.24	0.20	0.44	0.10	0.14	0.17	0.11	0.11	1.00			
Silt	-0.08	-0.19	-0.13	-0.15	-0.16	-0.12	0.07	-0.20	0.20	-0.01	-0.12	-0.12	0.12	1.00		
Clay	0.11	0.09	0.08	0.02	0.07	0.06	-0.10	0.06	0.15	0.01	0.03	0.03	0.11	-0.53	1.00	
Sand	-0.01	0.12	0.06	0.13	0.11	0.07	0.03	0.17	-0.35	0.00	0.09	0.09	-0.24	-0.44	-0.52	1.00

Horizon (25-50 cm)

	Ca	Mg	Na	K	SO4	Cl	NO3	HCO3	pH	CE	ESP	SAR
Ca	1.00											
Mg	0.94	1.00										
Na	0.65	0.66	1.00									
K	0.63	0.65	0.89	1.00								
SO4	0.78	0.74	0.64	0.80	1.00							
Cl	0.84	0.79	0.47	0.48	0.74	1.00						
NO3	-0.10	-0.13	-0.17	-0.09	-0.16	-0.17	1.00					
HCO3	0.80	0.80	0.46	0.49	0.66	0.86	-0.14	1.00				
pH	0.13	0.04	0.16	0.12	0.22	0.24	-0.08	0.19	1.00			
CE	0.72	0.71	0.47	0.41	0.39	0.61	0.00	0.55	0.03	1.00		
ESP	0.15	0.17	0.81	0.59	0.24	0.05	-0.16	0.03	0.18	0.11	1.00	
SAR	0.15	0.17	0.81	0.59	0.24	0.05	-0.16	0.03	0.18	0.10	1.00	1.00

Horizon (50-80 cm)

	Ca	Mg	Na	K	SO4	Cl	NO3	HCO3	pH	CE	SAR	ESP
Ca	1.00											
Mg	0.93	1.00										
Na	0.37	0.34	1.00									
K	0.38	0.37	0.94	1.00								
SO4	0.64	0.54	0.62	0.56	1.00							
Cl	0.26	0.18	0.48	0.41	0.43	1.00						
NO3	-0.17	-0.14	-0.11	-0.19	-0.25	-0.06	1.00					
HCO3	0.16	0.25	0.53	0.43	0.25	0.42	0.00	1.00				
pH	0.05	0.04	0.40	0.32	0.16	0.55	0.20	0.31	1.00			
CE	0.67	0.58	0.52	0.52	0.84	0.45	-0.20	0.16	0.11	1.00		
SAR	-0.21	-0.20	0.79	0.75	0.22	0.35	-0.05	0.45	0.37	0.11	1.00	
ESP	-0.21	-0.20	0.80	0.76	0.22	0.35	-0.05	0.46	0.37	0.12	1.00	1.00

Dans la deuxième campagne après une saison d'irrigation, les ions Cl^- ont été moyennement corrélés à Ca^{2+} et SO_4^{2-} et faiblement corrélés avec Na^+ , K^+ et Mg^{2+} dans la partie superficielle (tableau 26). Cela suggère que les ions Na^+ solubles dans la solution du sol sont adsorbés par les minéraux argileux avec la libération de Ca^{2+} dans la solution du sol et la concentration des ions Cl^- sont diminués par l'effet de lessivage en profondeur. La concentration de Cl^- a été corrélée avec le Ca^{2+} dans les échantillons de sol prélevés dans la saison après-irrigation suggérant la présence de sel de CaCl_2 dans le sol. Par contre nous remarquons que la corrélation de Cl^- avec les ions Na^+ augmente avec la profondeur cela suggère que les ions Cl^- sont accumulés en profondeur et c'est la même chose pour le SO_4^{2-} à une forte corrélation avec Cl^- avec la profondeur nous déduisons que ces deux ions suivent le même processus de migration et accumulation en profondeur à cause de mauvais drainage dans la région.

Les résultats de l'analyse des composants principaux (ACP) pour les deux campagnes et les trois niveaux du sol sont présentés dans la figure 67. Pour les échantillons prélevés dans la première campagne, l'ACP a révélé que la salinité est fortement influencée par SO_4^{2-} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ , K^+ et Cl^- dans la partie superficielle du sol, tandis que dans le deuxième niveau (25-50 cm) la salinité est fortement influencée par Mg^{2+} , Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Cl^- et HCO_3^- , mais en troisième niveau (50-80 cm) la salinité est fortement influencée par Mg^{2+} , Ca^{2+} et SO_4^{2-} seulement. Concernant les échantillons prélevés dans la deuxième campagne, l'ACP a révélé que la salinité est fortement influencée par Mg^{2+} , Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Cl^- et HCO_3^- dans la couche arable, dans les deux couches profondes (25-50 et 50-80 cm) la salinité est fortement influencée par SO_4^{2-} , Cl^- et HCO_3^- . Nous concluons que la salinité de nos sols est fortement influencée par le SO_4^{2-} durant les deux campagnes et dans les trois profondeurs, cela indique que le sulfate est originaire de matière parentale de la région « altération de gypse ».

D'après les résultats de l'analyse ACP présentée dans la figure 68 on peut classer nos sols en différents :

Commencent par l'analyse des données de la première campagne, les sols de la couche arable on peut les classer en trois classes : (I) des sols non salins avec $\text{CE} < 1$ mS/cm caractérisés par des concentrations très élevées de Ca^{2+} et de HCO_3^- , (II) sont des sols faiblement salins avec CE de 1 à 2 mS/cm caractérisés par des concentrations élevées en Ca^{2+} , Cl^- et HCO_3^- et (III) classe des sols modérément salins et qui présente des concentrations élevées en Ca^{2+} et SO_4^{2-} . Les sols de deuxième niveau (25-50 cm) sont classés en quatre classes : (I) sols modérément salins avec CE (4-8 mS/cm) présente des concentrations en Ca^{2+} , SO_4^{2-} et Cl^- , (II) des sols avec CE (1 à 2 mS/cm) caractérisés par des concentrations élevées en Ca^{2+} , SO_4^{2-} et Cl^- , (III) des sols

avec $CE < 1$ caractérisé par des concentrations élevées en Na^+ et Cl^- et des faibles en SO_4^{2-} , et (IV) classe des sols salins avec $CE > 8$ mS/cm et présente des concentrations très élevées en SO_4^{2-} .

Tableau 26. Matrice de corrélation des paramètres de salinité dans les trois niveaux (0-25, 25-50 et 50-80 cm) des extraits saturés des sols de Remila (Compagne 2014).

Horizon (0-25 cm)

	Ca	Mg	Na	K	SO ₄	Cl	NO ₃	HCO ₃	CE	SAR	ESP
Ca	1.00										
Mg	0.79	1.00									
Na	0.28	0.31	1.00								
K	0.36	0.40	0.92	1.00							
SO ₄	0.80	0.71	0.39	0.51	1.00						
Cl	0.56	0.36	0.24	0.29	0.40	1.00					
NO ₃	-0.03	-0.27	-0.11	-0.18	-0.30	-0.18	1.00				
HCO ₃	0.69	0.69	0.42	0.44	0.60	0.58	-0.32	1.00			
CE	0.83	0.74	0.32	0.40	0.84	0.43	-0.15	0.66	1.00		
SAR	-0.07	-0.04	0.93	0.82	0.08	0.07	-0.04	0.16	0.00	1.00	
ESP	-0.06	-0.04	0.93	0.83	0.09	0.07	-0.04	0.16	0.01	1.00	1.00

Horizon (25-50 cm)

	Ca	Mg	Na	K	SO ₄	Cl	NO ₃	HCO ₃	CE	SAR	ESP
Ca	1.00										
Mg	0.93	1.00									
Na	0.45	0.50	1.00								
K	-0.30	-0.16	-0.08	1.00							
SO ₄	0.57	0.66	0.38	-0.11	1.00						
Cl	0.53	0.64	0.20	-0.13	0.61	1.00					
NO ₃	-0.36	-0.31	-0.19	0.65	-0.38	-0.42	1.00				
HCO ₃	0.82	0.84	0.65	-0.32	0.69	0.54	-0.44	1.00			
CE	-0.22	-0.08	-0.11	0.99	0.01	-0.04	0.61	-0.26	1.00		
SAR	-0.32	-0.18	-0.12	1.00	-0.12	-0.15	0.65	-0.35	0.99	1.00	
ESP	-0.32	-0.18	-0.12	1.00	-0.12	-0.15	0.65	-0.35	0.99	1.00	1.00

Horizon (50-80 cm)

	Ca	Mg	Na	K	SO ₄	Cl	NO ₃	HCO ₃	CE	SAR	ESP
Ca	1.00										
Mg	0.92	1.00									
Na	0.34	0.43	1.00								
K	0.02	0.07	0.54	1.00							
SO ₄	0.56	0.56	0.80	0.47	1.00						
Cl	0.53	0.50	0.49	0.14	0.66	1.00					
NO ₃	-0.42	-0.44	-0.36	-0.12	-0.41	-0.18	1.00				
HCO ₃	0.30	0.35	0.48	0.26	0.47	0.30	-0.39	1.00			
CE	0.60	0.58	0.76	0.44	0.95	0.65	-0.48	0.53	1.00		
SAR	0.00	0.11	0.93	0.55	0.62	0.34	-0.23	0.39	0.58	1.00	
ESP	0.00	0.11	0.94	0.55	0.62	0.34	-0.23	0.39	0.58	1.00	1.00

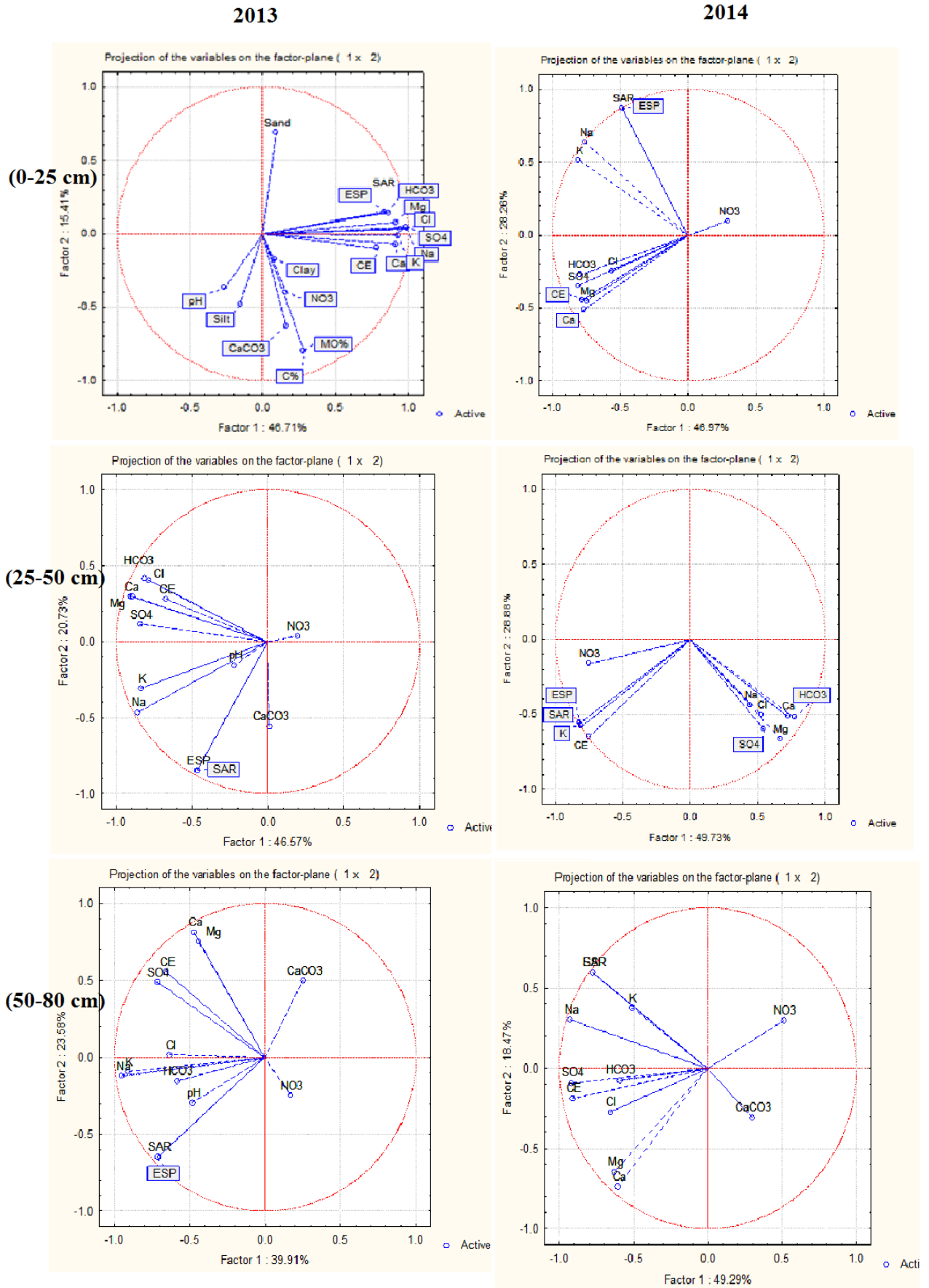


Figure 67. Analyse en composantes principales des variables des sols de Remila (Khenchela).

Les sols de troisièmes niveaux (50- 80 cm) sont classés en trois classes : (I) des sols modérément salins avec CE (4 à 8 mS/cm) présente des concentrations en SO_4^{2-} très élevés, (II) des sols avec CE (4 à 8 mS/cm) caractérisé par des concentrations très élevées en Cl^- , (III) des sols avec CE (1 à 2 mS/cm) caractérisé par des concentrations élevées en Na^+ et Cl^- .

L'analyse ACP des données de la deuxième campagne après une activité agricole, a permis de classe nos sols en différentes classes ; les sols de la couche arable on réussir de les classer en trois classes : (I) des sols modérément salins avec CE (4 à 8 mS/cm) présente des concentrations en Cl^- et Na^+ très élevés, (II) des sols avec CE <2 mS/cm caractérisé par des concentrations très élevées en Cl^- et Na^+ , (III) des sols avec CE (4 à 8 mS/cm) caractérisé par des concentrations élevées en Ca^{2+} et SO_4^{2-} . Les sols de deuxième niveau (25-50 cm) sont classés en deux classes : (I) sols faiblement salins avec CE (2 à 4 mS/cm) présente des concentrations élevées en Ca^{2+} et SO_4^{2-} , (II) des sols avec CE < 2 mS/cm caractérisé par des concentrations élevées en Ca^{2+} et HCO_3^- , les sols de troisième niveau (50 à 80 cm) en les classe en trois classe ; (I) des sols modérément salins avec CE (4 à 8 mS/cm) sont caractérisés par des concentrations élevées de Ca^{2+} et SO_4^{2-} , (II) classe des sols faiblement salins avec CE (2 à 4 mS/cm) et caractérisées par des concentrations élevées en Ca^{2+} et Cl^- , et (III) classe des sols salins avec CE dépasse 8 mS/cm et caractérisés par des concentrations très élevées en Ca^{2+} et Cl^- .

D'après les analyses de composants principales, nos sols sont classés en trois classes des sols avec salinité élevée et dominée par des concentrations de Ca^{2+} et SO_4^{2-} et qui présente une partie importante de Sud et Nord-ouest, la deuxième classe des sols avec salinité faible dominée par des concentrations Ca^{2+} et HCO_3^- et la troisième classe avec une salinité élevée et dominée par des concentrations en Cl^- et Na^+ en est limité dans la partie nord-est de la région sont influencé par le Sabkha ou des lagunes formés après des pluies au centre de la région d'étude.

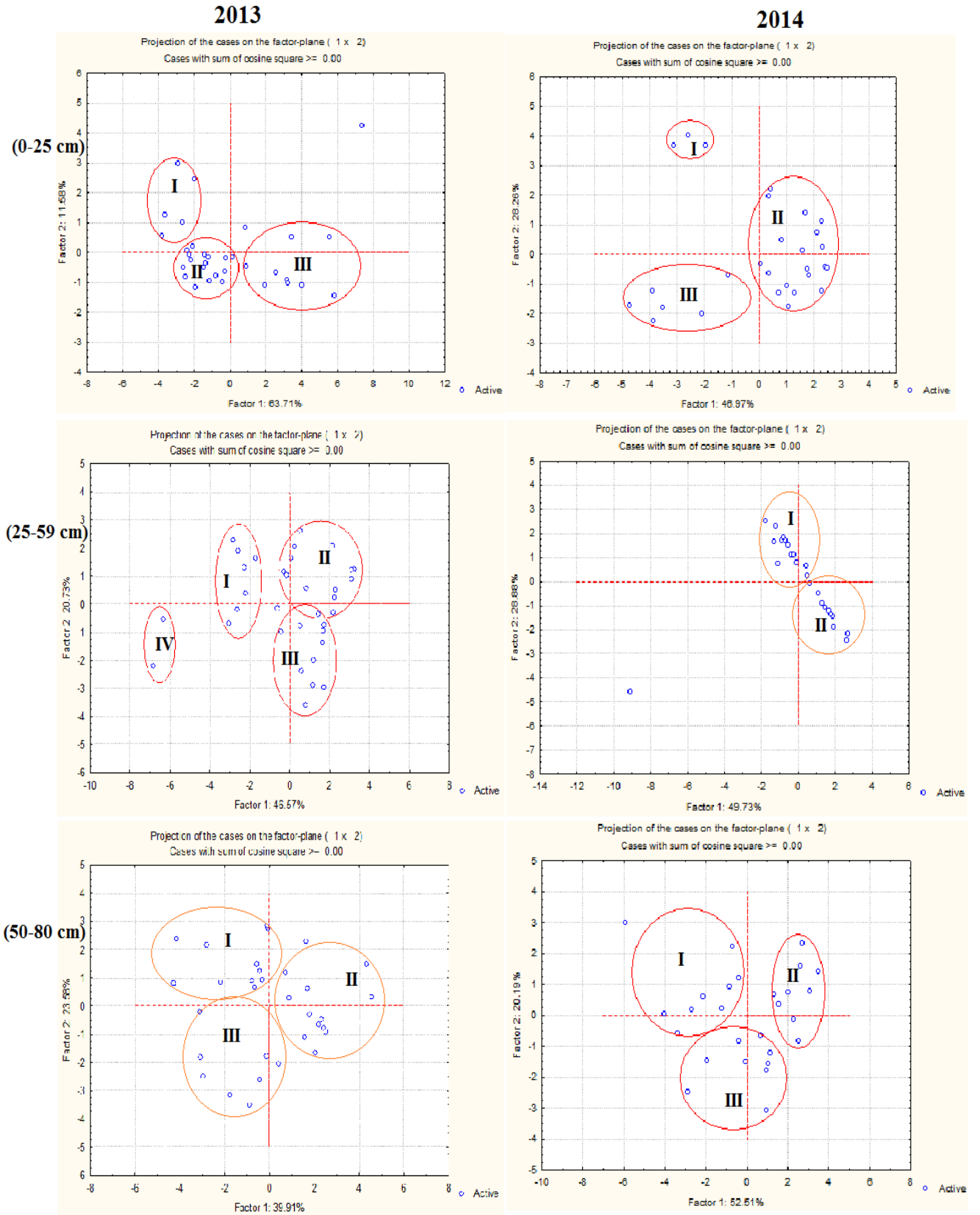


Figure 68. Analyse en composantes principales des individus des sols de Remila (Khenchela).

3.3. Analyse géostatistique des données

3.3.1. Théorie et littérature de la géostatistique

En analyse statistique classique, le coefficient de variation est souvent utilisé pour décrire et étudier la variabilité des propriétés physicochimiques des sols. Il ne rend toutefois pas compte de la nature de la loi de distribution dont la connaissance est essentielle pour traiter des données en termes de valeurs moyennes ou de probabilité d'avoir une valeur inférieure à une certaine limite (Vauclin, 1982). Pour définir la structure des variables, les traitements statistiques permettant la description de la distribution des données (loi de distribution et moyenne), et leur dispersion (coefficient de variation) (Hachicha et al., 1997). La géostatistique comme nous le savons maintenant, il a développé à partir de Matheron (1963) de fondement théorique cohérent d'observations empiriques de Krige (Goovaerts, 1997). David Mulla était la première personne à appliquer géostatistique explicitement dans l'agriculture de précision (Mulla et Hammond, 1988). L'approche géostatistique fournit un outil moderne pour comprendre le modèle de variabilité spatiale des sols en analysant la dépendance spatiale ou temporelle des échantillons (Trangmar et al., 1985). La géostatistique est préoccupée par la détection, l'estimation et la cartographie de la répartition spatiale des variables régionales, et est centrée sur la modélisation et l'interprétation du variogramme. Cet outil distingue variation des mesures séparées par des distances données (Goovaerts, 1997 ; Isaaks et Srivastava, 1989 ; Journel et Huijbregts, 1978 ; Rossi et al., 1992). La variabilité spatiale des sols de la couche cultivée présente un intérêt particulier, car ce sont surtout les propriétés physicochimiques de cette couche qui guident les décisions de gestion spécifique au champ.

Dans la culture de la pomme de terre, la variabilité spatiale de certaines propriétés du sol comme le contenu en matière organique, en sable et en argile, le pH, le phosphore et le potassium ont été identifiés comme des causes de la diminution des rendements et de la qualité des tubercules (Kunkel et al., 1971, Redulla et al., 2002). López-Granados et al. (2002), ont calculé les statistiques descriptives de quelques propriétés d'un sol agricole du sud-ouest de l'Espagne. Pour les variables teneur en sable (%), teneur en limon (%), teneur en argile (%), teneur en phosphore (ppm) et teneur en potassium (ppm), l'utilisation des statistiques classiques a produit des coefficients de variation élevés (15-55%). Les variables matière organique et pH présentaient des coefficients de variation faibles (1 et 6% respectivement). Kunkel et al. (1971) ont obtenu des coefficients de variation élevés (> 20%) pour les variables teneur en phosphore et en potassium disponible d'un sol sous culture de pomme de terre. Lorsque l'on obtient un C.V. faible, il est inutile d'augmenter le nombre d'observations pour mieux définir la loi de

distribution, car l'erreur commise est faible. En revanche, pour un C.V. élevé, la détermination de la loi de distribution est impérative puisque l'on ne peut à priori assimiler mode et moyenne (Vauclin, 1982).

3.3.1.1. Le semi-variogramme

Le semi-variogramme est couramment utilisé pour analyser la dépendance des observations spatiales (Nolin et al., 1997). Il permet de déterminer si la distribution du ou des paramètres étudiés est régionalisée (i.e. possède une structure spatiale), aléatoire ou périodique. La figure 69 présente un modèle théorique de semi-variogramme où la semi-variance $\gamma(h)$ est fonction de l'intervalle d'échantillonnage (h) et dont l'équation est donnée par :

$$\gamma(h) = 1/2 \text{ var } (Z(x) - Z(x+h))$$

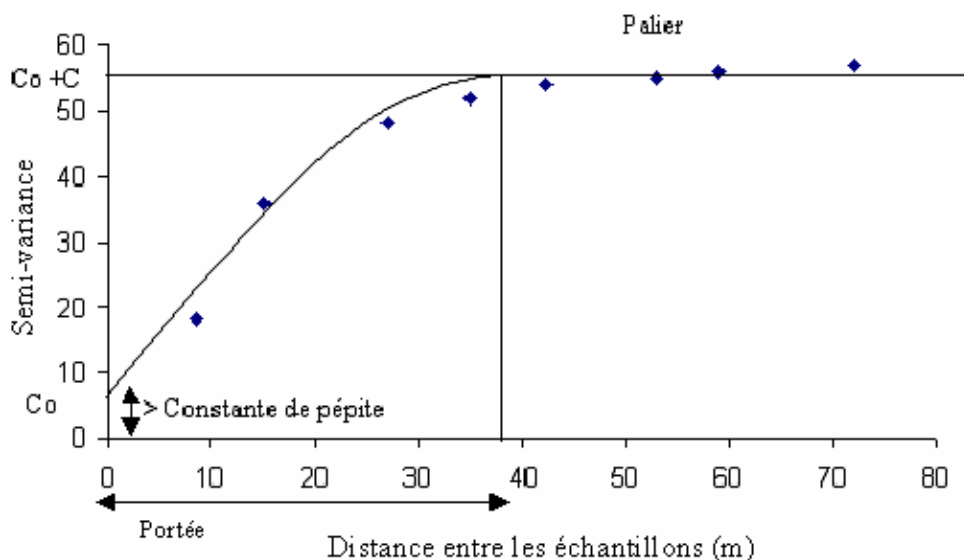


Figure 69. Exemple d'un semi-variogramme théorique (modèle sphérique).

Il existe trois propriétés liées à ce graphique, soit la constante de pépité, le palier et la portée (Smith, 1993). La constante de pépité représente la valeur de $\gamma(h)$ pour $h=0$ qui s'apparente à l'erreur d'échantillonnage et à la variabilité présente à une distance inférieure à l'intervalle d'échantillonnage. Le palier, si présent, est caractérisé par l'atteinte d'un plateau où $\gamma(h)$ devient constant avec l'évolution de h . Si les échantillons sont reliés les uns aux autres, le semi-variogramme prend une allure linéaire dans sa phase initiale pour ensuite atteindre le palier (Nolin et al., 1997). Enfin, la valeur de h pour laquelle $\gamma(h)$ atteint le palier s'appelle la portée. Celle-ci s'avère très utile pour fixer l'intervalle optimale d'échantillonnage puisque les échantillons prélevés à une distance inférieure à la portée sont spatialement dépendants (Nolin et al., 1997).

L'utilisation du semi-variogramme est soutenue par l'hypothèse intrinsèque stipulant que l'espérance mathématique ($E[Z(x)]$) existe et prend la même valeur à tous les points x , que la

fonction de covariance est finie et qu'elle est une fonction unique de la distance h séparant les observations (stationnarité du second-ordre). Le semi-variogramme peut-être de type sphérique (figure 67), exponentiel, gaussien, linéaire, etc. (Isaaks et Srivastava, 1989). Il revient à l'utilisateur de choisir le modèle théorique qui s'adapte le mieux à ses données.

La plupart des variables environnementales varient d'une manière spatialement continue ; nous devrions donc nous attendre $\gamma(h)$ passer par l'origine à $h = 0$ (Fig. 70(a)). Cependant, le variogramme semble souvent approcher l'ordonnée à une certaine valeur positive h approches 0 ($|h| \rightarrow 0$), (Fig. 70(b)), ce qui suggère que le processus est discontinu. Pour les propriétés qui varient en permanence, la variance de pépite comprend généralement une erreur de mesure, mais il comprend principalement la variation qui se produit sur des distances inférieures à la plus courte période d'échantillonnage. Un variogramme pépite pure qui indique généralement que l'intervalle d'échantillonnage est trop grand pour résoudre le ressenti de variation (Fig. 70 (c)). Les petites valeurs de $\gamma(h)$ et la courte lag distances indique que les valeurs de $Z(x)$ sont similaires, mais que la lag distance augmente, ils deviennent de plus en plus dissemblables en moyenne. Un variogramme avec une pente croissante monotone indique que le processus est spatialement dépendant ou corrélé.

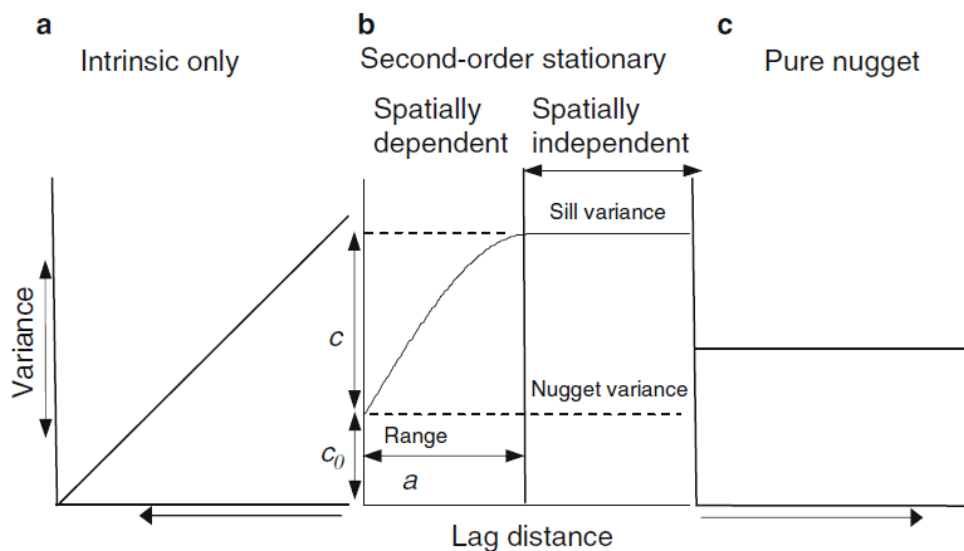


Figure 70. Différents semi-variogrammes possibles de rencontre.

Enfin, il est possible que les données présentent de l'anisotropie, c'est-à-dire que la semi-variance évolue dans un espace bidimensionnel selon une direction précise (Fig. 71). La carte variographique permet de détecter cette anisotropie. Il est important de l'inclure dans la modélisation du semi-variogramme.

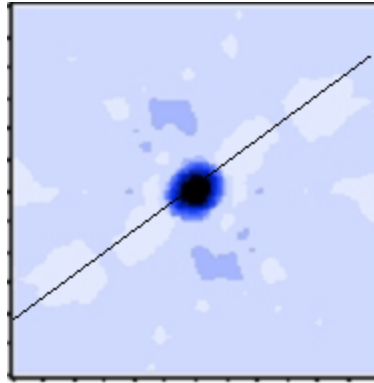


Figure 71. Exemple d'une carte variographique présentant une anisotropie à 50° dans l'axe nord-est (López-Granados et al., 2002).

3.3.1.2. L'interpolation par krigeage

L'analyse du semi-variogramme est à la base de la technique d'interpolation par krigeage. Celle-ci est définie comme une méthode d'estimation linéaire optimale et non-biaisée (BLUP), elle est une méthode de prédiction optimale ou d'une estimation dans un espace géographique, d'une variable régionalisée à des points non-échantillonnés en utilisant les propriétés structurales du semi-variogramme et les données initiales des paramètres à l'étude (Trangmar et al, 1985). Le krigeage ponctuel est probablement la procédure d'interpolation la plus utilisée en sciences du sol (Trangmar *et al*, 1985) et en caractéristiques de l'environnement (atmosphère, les minerais, la végétation, l'eau et les océans) (Oliver et al, 2000). Le krigeage ordinaire est basé sur l'hypothèse que le moyen est inconnu. Considérer qu'une variable aléatoire, Z , a été mesurée dans des points d'échantillonnage, x_i , $i = 1; \dots, N$. Nous utilisons ces informations pour estimer sa valeur à un point x_0 par krigeage ponctuelle avec le même support que les données par ;

$$\hat{Z}(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i z(x_i),$$

Où n représente habituellement les points de données dans le voisinage local, V , et elle est beaucoup plus petit que le nombre total dans l'échantillon, N , et λ_i sont les coefficients de pondération. Pour veiller à ce que l'estimation est biaisée les coefficients de pondération sont faits pour une somme à un,

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1,$$

et la seule combinaison pour laquelle la variance minimale peut être obtenue est la suivante:

$$\sum_{j=1}^n \lambda_j \gamma(x_i, x_j) - \mu = \gamma(x_i, x_0)$$

Les valeurs $\gamma(x_i, x_j)$ représentent les semi-variances à la distance h_{ij} entre les points x_i et x_j . Cette dernière équation permet d'exprimer le krigeage en termes de semi-variogramme ou d'autocorrélogramme (Isaaks et Srivastava, 1989). La quantité μ correspond au multiplicateur de Lagrange associé à la minimisation de σ_k^2 . La solution des n+1 équations du système est obtenue sous la forme matricielle de la façon suivante :

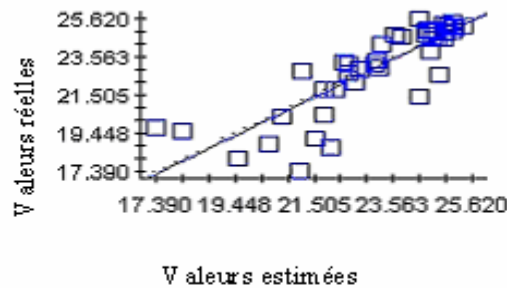
$$A\lambda = b$$

Où

$$A = \begin{bmatrix} \gamma(x_1, x_1) & \gamma(x_1, x_2) & \dots & \gamma(x_1, x_n) & 1 \\ \gamma(x_2, x_1) & \gamma(x_2, x_2) & \dots & \gamma(x_2, x_n) & 1 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \gamma(x_n, x_1) & \gamma(x_n, x_2) & \dots & \gamma(x_n, x_n) & 1 \\ 1 & 1 & \dots & 1 & 0 \end{bmatrix}, \lambda = \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \vdots \\ \lambda_n \\ \mu \end{bmatrix}, b = \begin{bmatrix} \gamma(x_1, x_0) \\ \gamma(x_2, x_0) \\ \vdots \\ \gamma(x_n, x_0) \\ 1 \end{bmatrix}$$

3.3.1.3. La validation croisée

La validation croisée permet de valider les paramètres de l'analyse spatiale (Isaaks et Srivastava, 1989). Avec cette procédure, chaque point échantillonné est exclu et estimé. Un graphique des valeurs estimées par rapport aux valeurs réelles est alors construit (Fig. 72).



Coefficient de régression= 1,004 (ES= 0,102 ; $r^2=0,703$; ordonnée = -0,228 ;
ES prédiction= 1,258)

Figure 72. Exemple de la validation croisée

Le coefficient de régression à la figure 71 est une mesure de l'ajustement du modèle aux données. Une valeur de 1 indique que le modèle de régression passe par la première bissectrice à 45° et que les valeurs estimées correspondent aux valeurs réelles. Le terme « ES » réfère à l'erreur de la moyenne du coefficient de régression. La valeur « r^2 » correspond à la proportion de la variation expliquée par l'ajustement des données au modèle. Lorsque cette valeur est plus grande que 0,2, la variable étudiée montre une structure spatiale (Gamma Design Software,

2000). Enfin, l'erreur de prédiction (ES prédiction) est définie de la manière suivante : Écart-type des données réelles*($1-r^2$)^{0,5} (Gamma Design Software, 2000).

3.3.2. Résultats et discussions

La distribution et l'ampleur de l'hétérogénéité spatiale des teneurs en salinité des sols au niveau de la région d'étude, ainsi que la chimie du sol les éléments major (Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+ , Mg^{2+} et HCO_3^- ..ect), ont été déterminées par analyse géostatistique. Cette analyse consiste à définir le degré de l'autocorrelation entre les échantillons pour chaque variable mesurée, et à faire une interpolation entre les différents points mesures à l'aide du krigeage (Vieira et al., 1981 ; Trangmar et al., 1985). Ceci permettra d'obtenir une estimation des valeurs pour les points non échantillonnes. L'interpolation entre les mesures est estimée à l'aide de la statistique de semi-variance (y).

Les paramètres qui participent à la salinisation du sol ont été analysés pour identifier les valeurs aberrantes et la réalisation de différentes transformations telles que log racine normale et carrée pour assurer une distribution normale. Ensuite, les paramètres semi-variogramme pour chacun des modèles théoriques tels que sphériques, exponentielle, linéaire et gaussien ont été générés. Sélection du meilleur modèle était basée sur les statistiques de régression telles que Somme minimum résiduelle des carrés (RSS) et coefficient de détermination maximale (R^2). Le rebord, pépite et les valeurs de distance correspondantes du modèle théorique de meilleur ajustement ont été calculés. Après la sélection du modèle théorique approprié et les paramètres de semi-variogramme correspondants, des cartes spatiales de variabilité ont été générées pour ces paramètres de salinisation du sol en utilisant le krigeage ordinaire.

3.3.2.1. Analyse statistique descriptive

L'évaluation statistique descriptive est une étape importante avant toute analyse géostatistique. L'une des statistiques univariées essentielles est la variance, qui est habituellement appliquée pour estimer les paliers (Seuils) de semivariogramme (Hosseini et al., 2014).

L'analyse statistique descriptive des paramètres du sol de la région d'étude est présentée dans le tableau 27. Les valeurs des paramètres mesurés sont caractérisées par une variation très élevée. Le coefficient de variance est le facteur le plus important qui peut décrire la variabilité des propriétés des sols (Yang et al., 2011). Un faible coefficient de variance (<10%) a été calculé pour le pH indique une faible variabilité spatiale dans la région d'étude, un coefficient médium de variance a été observé (de 20 à 50%) pour HCO_3^- , par contre l'argile et limon présentent une variabilité spatiale moyenne, et un coefficient de variance élevé (> 50%) est observé pour Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , CE, M.O et sable et particulièrement le K

présente un coefficient de variance très élevé qui dépasse même les 100%, cela indique une variabilité spatiale très élevée, et que les propriétés du sol sont en général hétérogènes. En générale, le CV des caractéristiques de notre sol diminue avec la profondeur du sol, à l'exception du SO_4^{2-} et Na^+ où la variation spatiale en deuxième niveau est plus élevée (25-50 cm).

Tableau 27. Statistique descriptive et analyse géostatistique des paramètres des sols pour trois profondeurs (0-25, 25-50 et 50-80) de la Remila (Khenchela).

	Depth (cm)	Mean	Median	Mini	Maxi	Range	Std.Dev.	Coef.Var.	Skewn	Kurto
Ca (mg/l)	0-25	219.50	173.10	57.70	600.00	542.30	150.60	68.61	1.088	0.452
	25-50	251.59	192.39	65.40	577.16	511.76	147.81	58.75	0.849	-0.299
	50-80	274.09	240.48	65.40	538.68	473.28	143.00	52.17	0.187	-1.362
Mg (mg/l)	0-25	93.17	76.95	12.00	240.00	228.00	69.21	74.28	0.834	-0.585
	25-50	109.10	90.13	29.88	232.50	202.62	55.30	50.68	0.757	-0.602
	50-80	135.57	116.95	29.88	299.70	269.82	81.31	59.98	0.663	-0.654
Na (mg/l)	0-25	81.53	69.50	12.00	216.00	204.00	55.53	68.10	0.960	0.204
	25-50	141.32	120.00	24.00	400.00	376.00	80.33	56.84	1.151	2.253
	50-80	154.13	132.53	32.40	299.20	266.80	70.50	45.74	0.534	-0.432
K (mg/l)	0-25	1.07	0.48	0.01	6.23	6.22	1.60	148.55	2.135	4.632
	25-50	2.76	1.68	0.01	17.22	17.21	3.91	141.54	2.834	8.271
	50-80	10.10	10.50	0.10	23.50	23.41	7.76	76.78	0.118	-1.349
SO₄ (mg/l)	0-25	251.56	162.00	54.00	738.00	684.00	201.14	79.96	1.205	0.468
	25-50	339.32	166.50	8.00	2430.00	2422.00	463.73	136.66	3.192	12.514
	50-80	650.82	367.50	45.00	2550.00	2505.00	620.28	95.31	1.578	2.176
Cl (mg/l)	0-25	246.93	216.13	35.50	588.00	552.50	157.28	63.69	0.530	-0.737
	25-50	230.25	167.40	35.50	535.60	500.10	186.24	80.89	0.494	-1.448
	50-80	416.22	434.10	35.50	917.40	881.90	206.84	49.70	0.404	0.437
NO₃ (mg/l)	0-25	50.93	30.60	4.00	286.00	282.00	70.67	138.75	2.615	5.979
	25-50	16.50	14.50	4.00	50.00	46.00	11.62	70.42	1.284	1.324
	50-80	18.29	14.00	2.00	100.00	98.00	17.96	98.15	3.200	12.922
HCO₃ (mg/l)	0-25	353.24	339.16	103.00	640.50	537.50	153.24	43.38	0.342	-1.048
	25-50	267.86	217.50	112.90	466.50	353.60	106.68	39.83	0.466	-1.150
	50-80	362.84	372.10	161.60	646.60	485.00	126.97	35.00	0.278	-0.634
pH	0-25	7.48	7.49	6.80	8.03	1.23	0.32	4.24	-0.312	-0.827
	25-50	7.50	7.53	6.75	7.93	1.18	0.31	4.14	-0.647	-0.396
	50-80	7.28	7.25	6.50	7.90	1.40	0.41	5.61	-0.096	-1.049
CE (µS/cm)	0-25	2418.88	1513.00	806.00	8630.00	7824.00	1947.86	80.53	1.837	2.919
	25-50	2626.59	1816.00	756.00	9720.00	8964.00	2105.56	80.16	1.711	2.968
	50-80	3072.12	2065.00	706.00	9040.00	8334.00	2504.91	81.54	1.095	0.012
M.O (%)	0-25	0.83	0.64	0.21	2.96	2.75	0.59	71.02	1.737	4.046
Silt (%)	0-25	31.42	31.61	6.82	51.64	44.82	10.97	34.90	-0.310	-0.307
Clay (%)	0-25	51.68	49.24	27.73	74.83	47.10	11.48	22.21	-0.136	-0.396
Sand (%)	0-25	17.07	13.27	3.70	45.63	41.93	11.13	65.22	1.309	0.991

Le Skewness reflète la distribution sémitique, quand ces valeurs sont sous le 0 la totalité des données sont sous la moyenne. Pour que les données aient une distribution normale, la valeur de skewness égale zéro (Antonio et al., 2013 ; Brovelli et al., 2011). Nos résultats indiquent que

tous les paramètres sont proches de zéro, donc suivent une distribution normale seulement ce n'est pas le cas pour K^+ , SO_4^{2-} , NO_3^- et CE présentent des valeurs > 1 , mais cela ne demande pas de faire une transformation des données. Oliver et al. (2002), Kerry et Olivier (2007) et Oliver, (2010) ont montré que les valeurs de skewness en dehors de l'enveloppe des limites communes de ± 1 ne signifient pas nécessairement un besoin de transformer les données pour une analyse ultérieure en géostatistique linéaires, en particulier lorsque le nombre de données est grand.

D'après les résultats de la totalité des paramètres étudiés pour les trois profondeurs, basons sur la moyenne des valeurs présentent une augmentation progressive en profondeur seulement ce n'est pas le cas pour NO_3^- présente une évolution décroissent en profondeur.

3.3.2.2. La variabilité spatiale des paramètres de salinité du sol.

La dépendance spatiale des paramètres de la salinité du sol a été déterminée par une analyse semi-variance dans le but de quantifier la variabilité spatiale. Les paramètres du semivariogramme inclus sont le type modèle, pépité, seuil et portée effective. Le tableau 28 présente les différents modèles ainsi que les paramètres des semi-variogrammes utilisés.

Toutes les valeurs des paramètres de la salinité du sol présentent une distribution normale seulement les résultats de la conductivité électrique (CE) ont été obtenue après une transformation logarithmique avant la variographie. Les données ont été ajustées en utilisant différents modèles Sphériques, Exponentiels, Gaussienne et Linear. Les modèles qui ont fourni l'erreur quadratique moyenne plus bas ont été choisis comme le meilleur ajustement dans cette étude. Pour la plupart des paramètres, un modèle sphérique a été jugé le plus approprié. Les semi-variogrammes isotropes ont été utilisés pour caractériser la variabilité spatiale des paramètres (Fig. 73 et 74). Un semi-variogramme isotrope peut être considéré comme une moyenne de semi-variogrammes obtenus à partir de différentes directions. L'analyse de la dépendance spatiale de certains paramètres de salinité du sol a montré un comportement isotrope, qui pourrait être causé par une faible variabilité des facteurs de formation du sol, ainsi que des pratiques de gestion des sols. Les modèles de semivariogrammes et les paramètres de modèle les mieux adaptés sont donnés au Tableau 28 et Figures 73 et 74. Nous remarquons, un variogramme pépité pure (pente de semivariogramme est zéro ou proche de zéro) concernent le NO_3^- (dans les trois niveaux), Mg (0-25), SAR (25-50 et 50-80), Limon et Argile, qui indique généralement que l'intervalle d'échantillonnage est trop grand pour résoudre le ressenti de variation et la dépendance spatiale, donc est de préférence d'augmenter le nombre d'échantillons et diminue la distance entre échantillons.

Tableau 28. Les modèles semivariogramme des paramètres de la salinité des sols de Remila.

Paramètres	Profondeur (cm)	Model	Effet Pépit (C0)	Seuil (C0+C)	Portée A0	r ²	RSS	(C0 / (C0+C))
Ca	0-25	Sphérique	25.4	57.52	5810	0.35	1167	0.442
	25-50	Sphérique	2.7	53.56	2550	0.255	1585	0.050
	50-80	Sphérique	0.1	52.16	3820	0.391	2053	0.002
Mg	0-25	Sphérique	0.74	31.82	880	0	476	0.036
	25-50	Sphérique	6.34	21.63	3680	0.263	239	0.293
	50-80	Sphérique	11.1	45.17	3780	0.179	2001	0.246
Na	0-25	Sphérique	2.04	6.175	6050	0.336	17.7	0.330
	25-50	Sphérique	1.11	12.39	770	0	266	0.090
	50-80	Sphérique	0.66	9.84	1510	0.072	41	0.067
SO ₄	0-25	Sphérique	10.19	36.32	41100	0.595	118	0.281
	25-50	Sphérique	0.1	86.3	2850	0.101	14181	0.001
	50-80	Sphérique	75.5	168.4	4520	0.134	25038	0.448
Cl	0-25	Sphérique	6.35	21.19	6210	0.56	118	0.300
	25-50	Sphérique	1.9	29.39	4180	0.266	955	0.065
	50-80	Sphérique	0.23	29.38	760	0	813	0.008
HCO ₃	0-25	Sphérique	2.51	6.457	6460	0.516	11.5	0.389
	25-50	Sphérique	0.01	3.216	3560	0.462	5.24	0.003
	50-80	Sphérique	0.48	4.301	1640	0.069	14.13	0.112
NO ₃	0-25	Sphérique	1.27	1.27	17265.92	0.327	1.7	1.000
	25-50	Sphérique	0.0047	0.0365	1310	0.016	2.62E-03	0.129
	50-80	Sphérique	0.0001	0.0842	1800	0.155	0.0308	0.001
CE	0-25	Sphérique	0.012	0.4	2100	0.261	0.0203	0.030
	25-50	Sphérique	916000	3898000	5130	0.266	1.14E+13	0.235
	50-80	Sphérique	260000	5617000	5850	0.565	1.22E-13	0.046
SAR	0-25	Sphérique	0.0217	0.2324	3900	0.481	1.80E-02	0.093
	25-50	Sphérique	0.713	0.713	15941.54	0.811	0.0335	1.000
	50-80	Sphérique	0.029	0.819	1170	0.031	4.51E-01	0.035
pH	0-25	Sphérique	0.0661	0.1872	26260	0.464	4.26E-03	0.353
	25-50	Sphérique	0.0712	0.2704	41100	0.734	5.43E-03	0.263
	50-80	Sphérique	0.064	0.453	41100	0.715	0.0229	0.141
Sable	0-25	Sphérique	60.1	135.8	7650	0.564	3266	0.442
Limone	0-25	Sphérique	9.9	132.4	2220	0.453	2542	0.075
Argile	0-25	Sphérique	13.1	134.6	1270	0.031	10791	0.097
MO%	0-25	Sphérique	0.04	0.354	950	0	0.102	0.113

MO% Matière organique, SAR Taux de Sodium adsorber,

Chapitre 5 : Origine de Salinisation des sols de Remila.

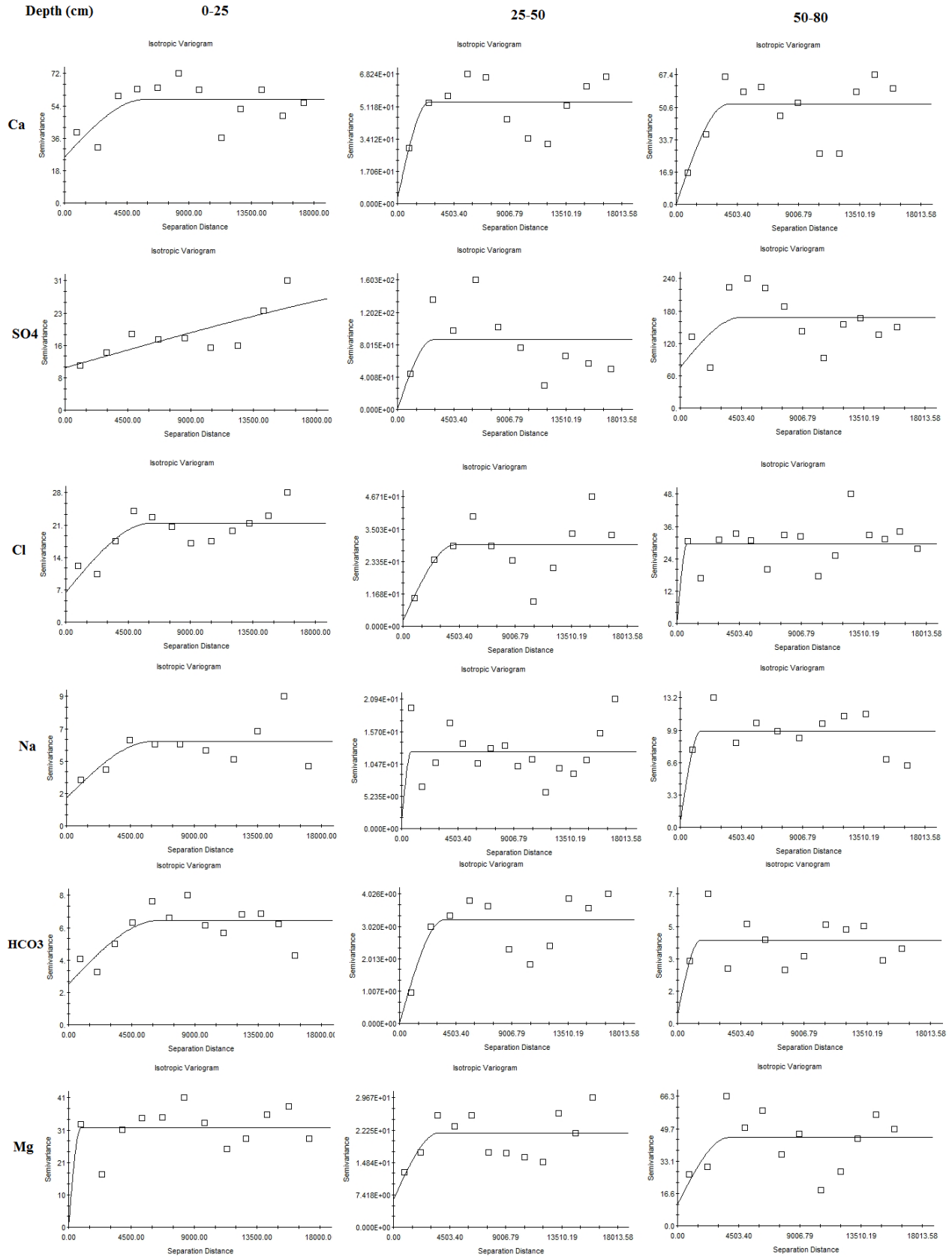


Figure 73. Les modèles de semivariogrammes les plus appropriés des paramètres de salinité Remila ; Ca²⁺, SO₄²⁻, Cl⁻, Na⁺, HCO₃⁻ et Mg²⁺ pour les trois niveaux du sol.

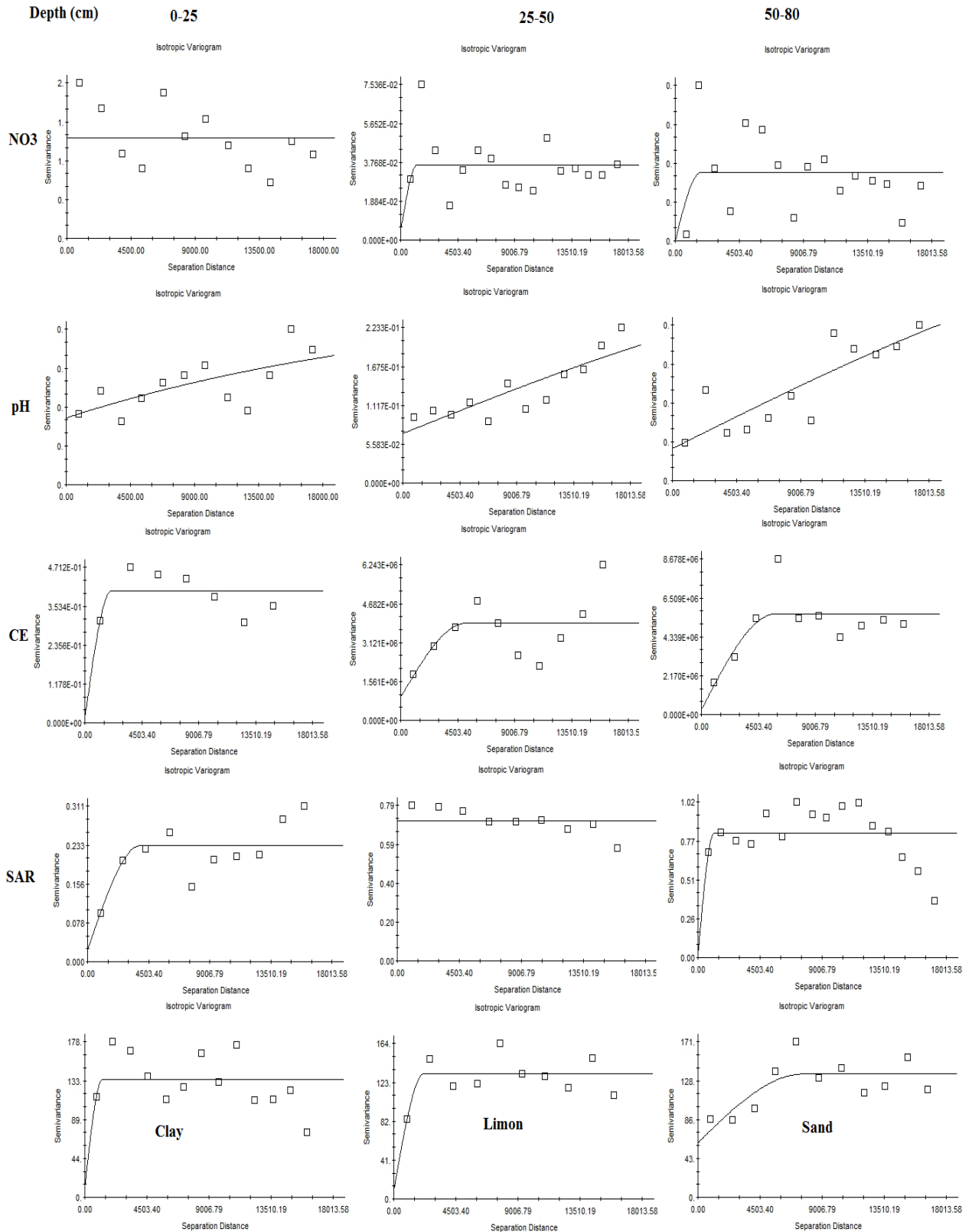


Figure 74. Les modèles de semivariogrammes les plus appropriés des paramètres de salinité des sols de Remila ; NO₃⁻, pH, CE, SAR (en trois niveaux du sol) et Sable, Limone et Argile (0-25).

L'effet de pépité est lié à la variabilité spatiale dans des distances plus courtes que la distance de séparation la plus basse entre des mesures. Par ailleurs, le grand effet pépité suggère qu'un échantillonnage supplémentaire de ces propriétés à des distances plus petites et en plus grand nombre peut être nécessaire pour détecter une dépendance spatiale, et une plus grande densité d'échantillonnage se traduira par une carte plus précise (Webster, 1985 ; Cemek et al., 2007 ; Yang et al., 2011). Les effets de pépité de la CE, HCO_3^- , SO_4^{2-} et Mg^{2+} ont généralement diminué avec la profondeur, mais par contre pour le Ca^{2+} , Na^+ , Cl^- , NO_3^- et SAR présent un effet de pépité qui augmente avec la profondeur, seulement ce n'est pas le cas pour le pH est demeurée relativement inchangée avec la profondeur. D'après les valeurs de l'effet de pépité (C_0) (tableau 27), nous remarquons que l'effet de pépité de SO_4^{2-} , Mg^{2+} , CE, Sable, Limone et Argile était plus important que celui de Ca^{2+} , Na^+ , Cl^- , HCO_3^- , NO_3^- , pH, SAR et MO. Cela indique que SO_4^{2-} , Mg^{2+} , CE, Sable, Limone et Argile ont une variabilité spatiale dans des courtes distances. Les valeurs élevées de l'effet de pépité suggèrent que les intervalles d'échantillonnage ne sont pas appropriés pour évaluer la dépendance spatiale des paramètres et qu'un échantillonnage supplémentaire de ces paramètres à de plus petites distances et en plus grand nombre pourrait être nécessaire pour détecter la dépendance spatiale et une plus grande densité d'échantillonnage permettra d'obtenir une carte de répartition spatiale plus précise. Nous remarquons aussi que les effets de pépité de SO_4^{2-} , Mg^{2+} , CE, SAR et pH était généralement important avec la profondeur, mais par contre l'effet de pépité de Ca^{2+} , Na^+ , Cl^- , HCO_3^- et NO_3^- était démunie ou restée constante avec la profondeur, cela suggère que l'activité agricole pratiquer sur la couche arable a un effet sur la répartition des paramètres de salinité.

La distance de corrélation spatiale (Portée A_0) a été considérée comme étant la distance au-delà duquel les observations ne sont pas spatialement dépendantes. Toutes les valeurs de la portée ont été supérieures à 760 m pour tous les paramètres de salinisation du sol (tableau 27). Les grandes valeurs de la portée indiquent que les valeurs observées des paramètres du sol sont influencées par d'autres valeurs de ces paramètres sur de plus grandes distances. Ainsi, la SO_4^{2-} 0-25cm (41100 m), NO_3^- 0-25 cm (17266 m), SAR 25-50 cm (15942 m) et le pH pour les trois niveaux est de (26260, 41100 et 41100 m) présentent les valeurs les plus grandes par rapport aux autres paramètres, donc montrant un degré plus élevé de continuité. Le semivariogramme des autres paramètres sont inférieur à ces valeurs, représentant que le changement de ces paramètres dans la distance très courte est plus élevé que les autres. D'après Liu et al. (2011) ; Ranjbar et Jalali (2016), les échantillons séparés par des distances plus proches de la portée sont

spatialement liés, tandis que les échantillons séparés par des distances plus grandes ne sont pas spatialement liés.

Généralement le rapport effet de pépite et le seuil ($C_0 / (C_0 + C)$) sont utilisés pour démontrer l'ampleur de la structure spatiale des variables et aussi comme un critère pour classer la dépendance spatiale des paramètres du sol (Cambardella et al., 1994 ; Mousavifard et al., 2013). Si ce rapport est inférieur à $< 0,25$ alors le variable est fortement dépendant spatialement, si est entre $0,25$ et $0,75$ il est modérément dépendant spatialement, et si il est supérieur à $0,75$, est faiblement dépendant spatialement (Jabro et al., 2006 ; Zheng et al., 2009 ; Foroughifar et al., 2013; Reza et al., 2015; Ranjbar et Jalali, 2016). Généralement a attribué une forte dépendance spatiale à des facteurs naturels tels que le matériau parental, la topographie ou le type de sol alors qu'ils considéraient qu'une dépendance spatiale faible était davantage liée à des effets anthropiques, par exemple des pratiques de gestion des sols telles que la fertilisation et les pratiques agricoles (Shi et al., 2007 ; Bilgili., 2013).

Les résultats de tableau 27, montre que le rapport pépite/seuils variait pour tous les paramètres et dans les différents niveaux de $0,001\%$ à 100% , ce qui nous permette de classer les résultats de nos paramètres en trois classes ;

- Une classe des paramètres qui présentent une forte dépendance spatiale Ca^{2+} (sous-sol), Mg^{2+} , Na^+ (sous-sol), SO_4^{2-} (25-50), Cl^- (sous-sol), HCO_3^- (sous-sol), NO_3^- (sous-sol), CE, SAR (0-25 et 50-80), Limon, Argile et MO ce résultat suggère que la majorité des paramètres montrant que leur variation était principalement contrôlée par des facteurs structurels ou internes, y compris le climat, le matériau parental, la topographie et la géologie, et surtout la partie profonde du sol n'a pas soumis sous un effet anthropique.
- La deuxième classe des paramètres qui présentaient une dépendance spatiale modérée celle de Ca^{+2} (0-25), Na^+ (0-25), SO_4^{-2} (0-25 et 50-80), Cl^- (0-25), pH (0-25 et 25-50) et sable indiquant une corrélation spatiale moyenne, résultent principalement des effets combinés des facteurs structurels et stochastiques (irrigation, fertilisation, labourage, systèmes de culture, etc.), prenons le cas du sulfate où présente une dépendance spatiale modérée dans la partie superficielle et profonde du sol, cela peut s'expliquer par l'effet de la qualité des eaux souterraines riche en sulfate qui va agir par irrigation et par la remonter des eaux de la nappe.
- La troisième classe celle des paramètres qui présentent une dépendance spatiale faible pour le SAR (25-50 cm) et NO_3^- (0-25 cm), cela indique que les activités anthropiques telles que le système de culture, la fertilisation et la gestion de l'irrigation peuvent

affaiblir l'autocorrélation spatiale des propriétés du sol, de sorte qu'une faible dépendance spatiale suggère que les facteurs externes prédominent dans le modèle spatial.

Cela implique une forte dépendance spatiale pour la majorité des paramètres de salinité a été remarqué quand la profondeur augmente et une faible dépendance spatiale dans la partie superficielle du sol, donc la région d'étude est contrôlée probablement par des facteurs intrinsèques, y compris les facteurs de formation du sol, tels que les matériaux de base du sol, la topographie, géologie et/ou le climat, sans marginaliser l'effet des facteurs stochastique surtout sur la partie superficielle du sol.

La présentation d'un variogramme expérimental bidimensionnel dans lequel la portée effective varie en fonction des changements de direction. Il montre des semivariances, ombragées de la lumière (petite) à la foncée (grande), qui ont été calculées avec un intervalle unitaire généré avec une fonction exponentielle anisotropie. Lorsque nous avons comparé quatre directions (0°, 45°, 90° et 135°) pour déterminer l'anisotropie. Ainsi, une analyse de la direction d'influence prédominante a été effectuée pour chaque paramètre de salinité étudié (Figure 75 et 76). Les semi-variogrammes des paramètres à l'étude n'ont pas montré de différence spatiale selon la direction en deuxième niveau du sol (25-50 cm), taux de sable, taux d'argile, taux de Limon et le pH dans les trois niveaux.

Par conséquent les deux autres niveaux (0 à 25 et 50 à 80 cm) l'anisotropie de leurs paramètres on peut les regrouper en deux. Le premier groupe est celui des paramètres qui présentent un semivariogramme omnidirectionnel ; la matière organique, CE (25 à 50 cm) et Mg (0 à 25 et 25 à 50 cm) ne suivaient pas un axe précis d'une distribution spatiale soit la même dans toutes les directions, ce qui signifie que l'activité anthropique a affecté la distribution de ces paramètres du sol et aussi l'intensité d'échantillonnage qu'est faible, donc il nécessite une augmentation du nombre d'échantillons pour décrire la direction anisotrope dépendant. Le deuxième groupe est celle des paramètres présentent de l'anisotropie selon une direction, la direction de recherche était cohérente avec celle des voies d'écoulement, qui ont acquis une meilleure concordance. Une influence directionnelle que le grand axe se situe approximativement dans la direction de la Nord-est (NE) a été observée dans la surface du semivariogramme, démontrant une anisotropie zonale du CE (0-25 et 50-80 cm) direction 45°, Ca²⁺ (0-25 et 50-80 cm) direction 55°, Cl⁻ (0-25 et 50-80 cm) direction 56°, SO₄²⁻ (0-25 cm) direction 56° et Na⁺ (50 à 80 cm) direction 36° en raison des effets du paysage, ce qui signifie

que la distance de Sabkha et la qualité des eaux souterraines (remonter et irrigation) ont affecté la salinité du sol.

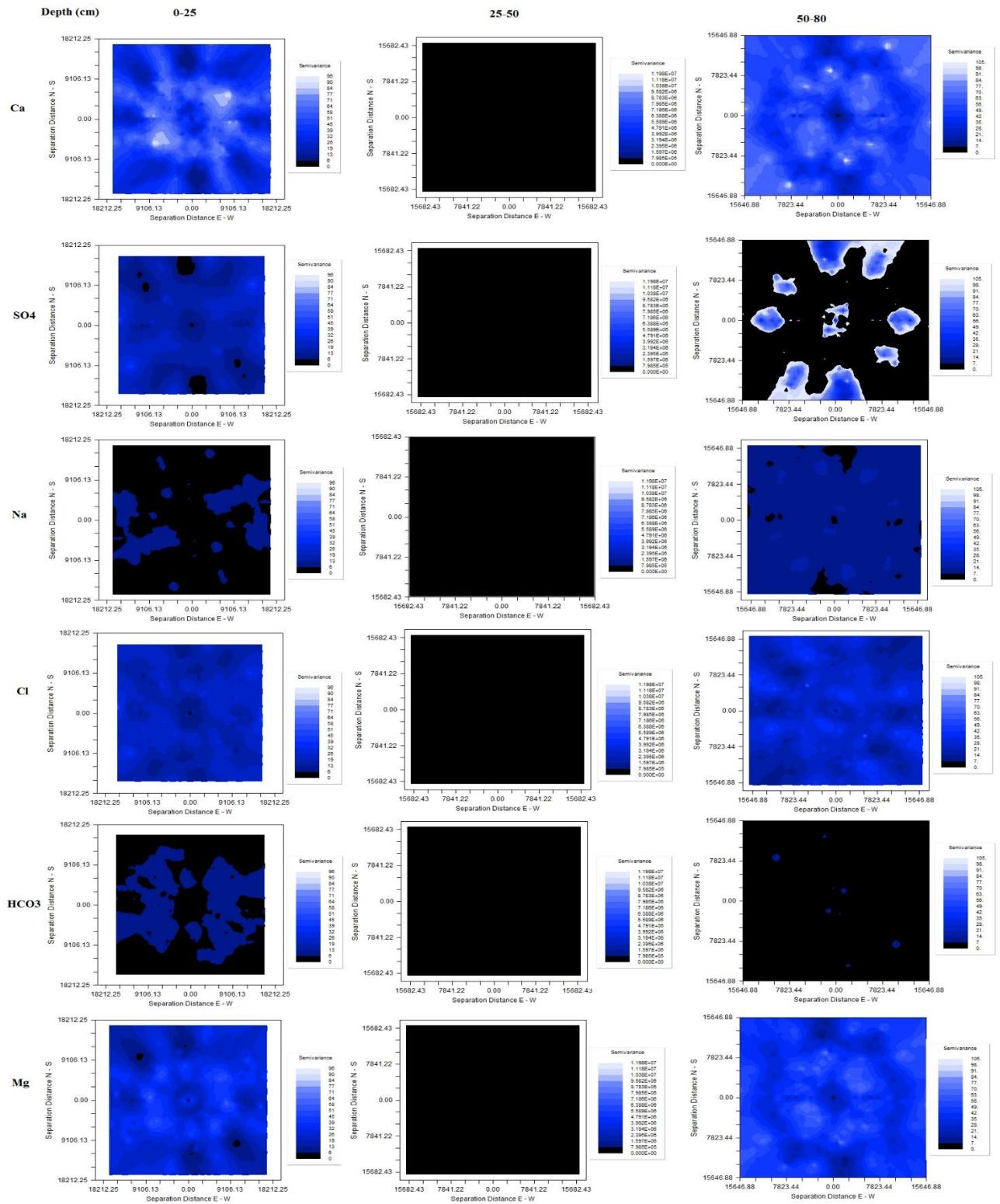


Figure 75. Cartes variographiques présentant l'anisotropie de Ca²⁺, SO₄²⁻, Na⁺, Cl⁻, HCO₃⁻ et Mg²⁺ dans trois niveaux du sol de la région de Remila.

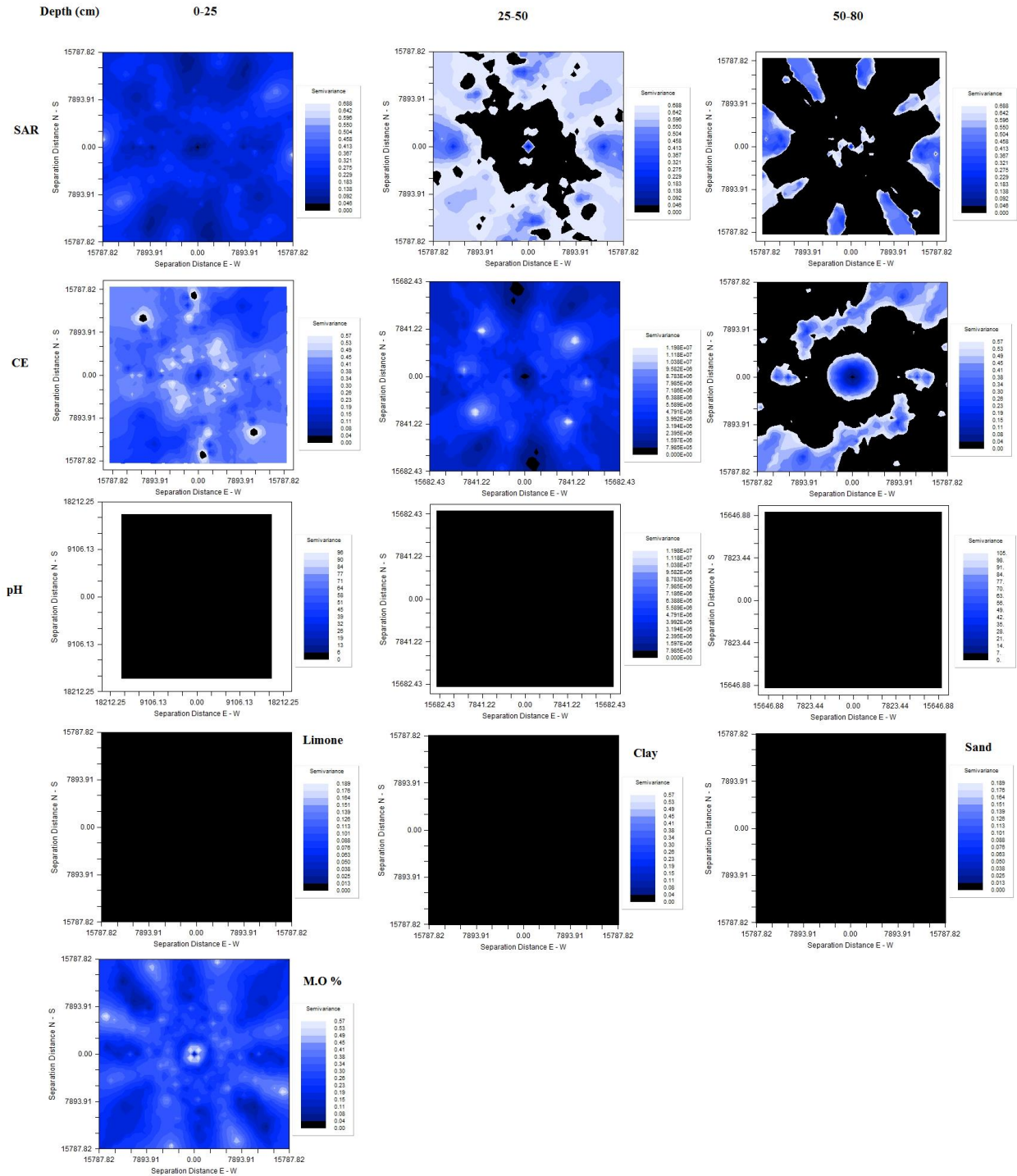


Figure 76. Cartes variographiques présentant l’anisotropie de SAR, CE, pH, Limone Argile, Sable et la matière organique dans les sols de la région de Remila.

Donc nos résultats, confirment que les paramètres de salinité des sols augmentent vers les parties nord et nord-est jusque-là dépression de Sabkha, ce qui explique son autocorrélation spatiale. Néanmoins, les pratiques agricoles et surtout l’irrigation qui lessive les solutés du sol

dans la zone insaturée plus profonde surtout (25 à 50 cm) affaiblissent l'autocorrélation spatiale des paramètres de salinisation comme suggérée par le semivariogramme empirique directionnel. Une influence directionnelle que le grand axe se situe approximativement dans la direction de la NE (50 °) a été observée dans la surface du semivariogramme. Cependant, la partie nord-est de la région d'étude a des sols salins en raison de facteurs importants de la formation des sols ; La présence de marnes tertiaires et d'argiles à haute teneur en sulfates de calcium (gypse ou $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, anhydrite ou CaSO_4), de l'halite (NaCl) et de l'existence de Sabkha saline comme celle de Chat Temarganin et de Gaat El Tarf.

La principale application de la géostatistique dans la science du sol a été d'estimer et de cartographier les propriétés chimiques et physiques dans le sol des zones non échantillonnées. Les cartes pour chacune des propriétés du sol peuvent être obtenues en utilisant une interpolation de krigeage ordinaire (OK) basée sur le modèle de semivariogramme calculé.

La cartographie des paramètres de la salinité est une étape préliminaire vers la prise de décision, comme la délimitation des zones contaminées et l'identification des zones qui nécessitent des mesures d'assainissement ou une gestion adaptée.

Des cartes de répartition spatiale ont été construites pour les paramètres chimiques des extraits de sol et des paramètres physiques de sol en utilisant une interpolation (KO) krigeage ordinaire. Il s'agit d'une méthode d'interpolation géostatistique largement utilisée qui suppose qu'aucune tendance régionale n'existe dans les données.

Les cartes krigées pour les propriétés physiques du sol qui ont montré une structure spatiale développée (Fig. 77). Une distribution spatiale considérable du nord au sud de la région a été clairement observée pour les cinq paramètres. En général, le sol de la région présente une dominance argileuse au le taux d'argile dépasse les 50% et montre une augmentation de Nord au Sud et c'est la même chose pour le limon, cette variation des quantités d'argile peut être attribuée au matériau parental et à la pente. En conséquence, la distribution du taux de sable montre une diminution du Nord au Sud, s'expliquer par l'écoulement des cours d'eau qui balayent la partie ouest et centre pour épandu leur contenue dans la partie nord-est de la région. La répartition spatiale de calcaire actif monte une augmentation progressive du Nord au Sud pour les deux niveaux (25 à 50 et 50 à 80 cm) par contre la partie superficielle (0 à 25 cm) présente une répartition anarchique s'explique l'effet anthropique sur la partie superficielle du sol.

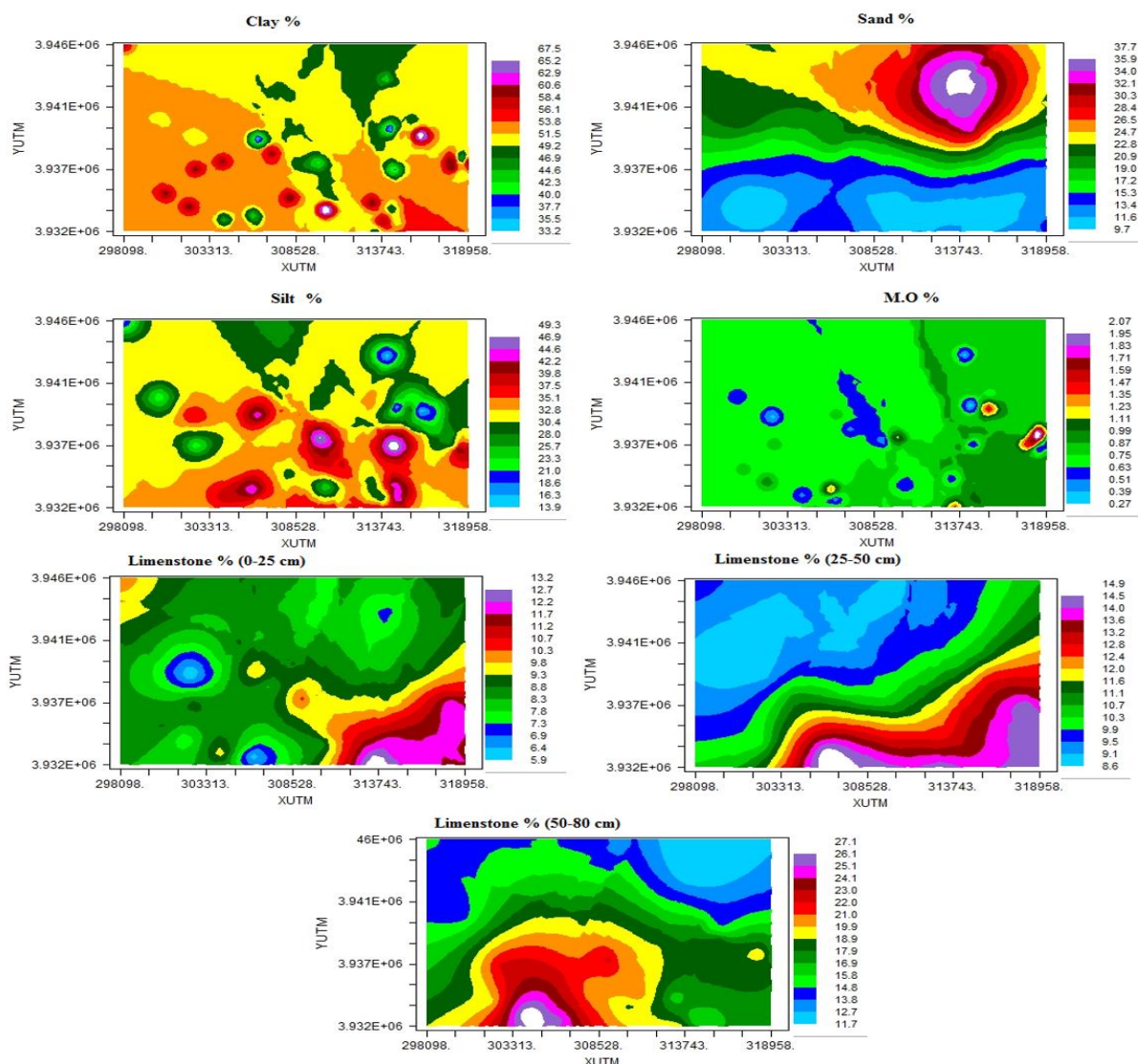


Figure 77. Cartes de répartition des paramètres Argile, limon, sable, calcaire actif sol de Remila.

Les prédictions spatiales par le krigeage des paramètres chimiques de l'extrait des sols de surface et le sous-sol de la zone d'étude sont présentés à la Figure 78. Les cartes de prévision spatiale ont montré que les concentrations des éléments Ca^{2+} , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Mg^{2+} , Na^+ et Cl^- dans la partie superficielle du sol (0-25) montrent une augmentation progressive du sud au nord, par contre dans le deuxième niveau (25-50) présentent une répartition aléatoire, suggère que les éléments sont mis sous l'effet de lessivage qui diffère d'une zone à l'autre. Concernent la répartition spatiale des concentrations de ces éléments dans en profondeur (50-80), montrent une augmentation des concentrations avec le sens d'écoulement du sud au nord.

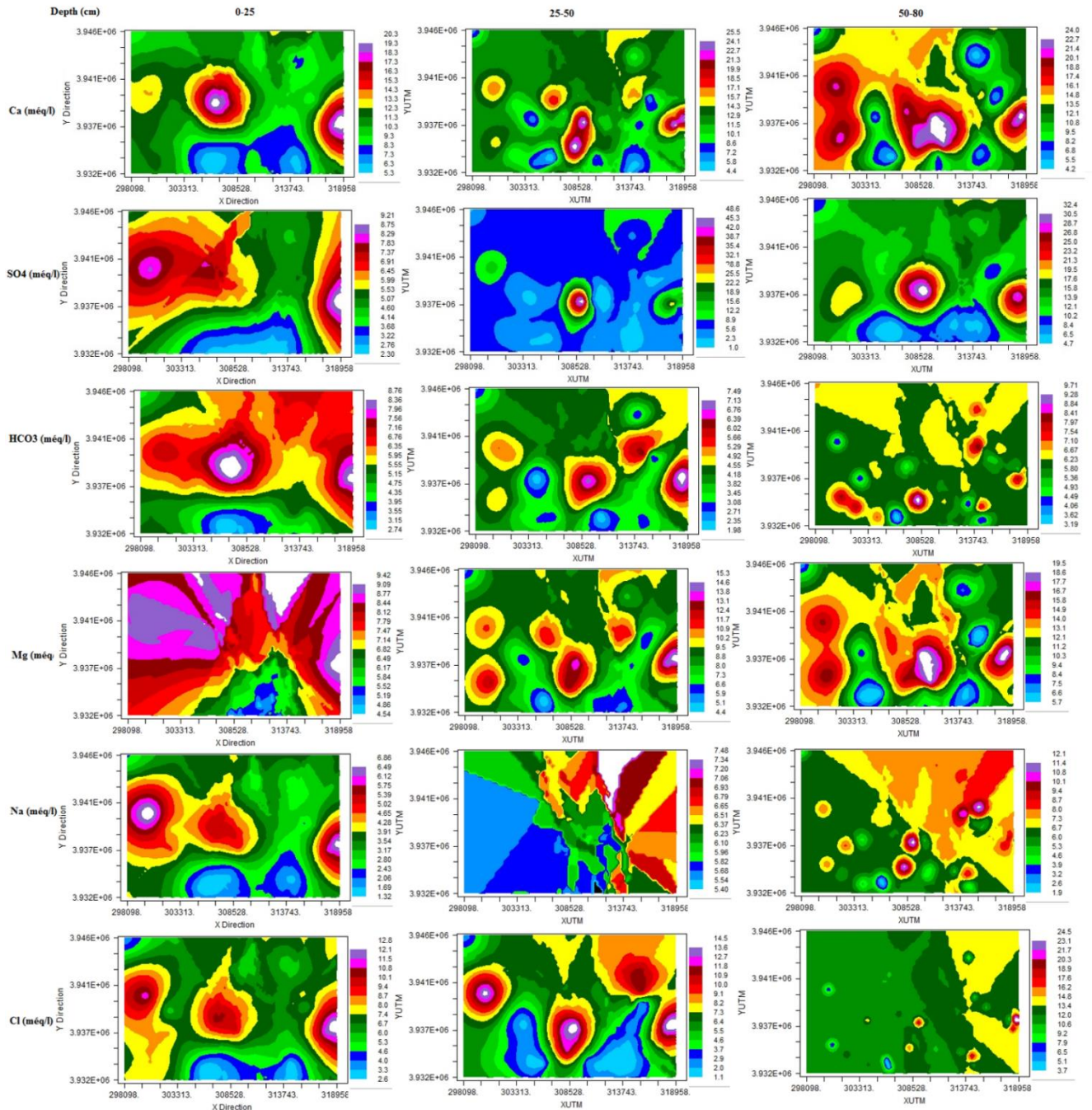


Figure 78. Carte de répartition des paramètres chimiques des sols de Remila.

Quand on compare la répartition spatiale des concentrations de Na^+ et Cl^- confirmant une corrélation entre ces deux paramètres, et c'est la même remarque pour la répartition spatiale des concentrations de Ca^{2+} et SO_4^{2-} , nous déduisons que la variation des concentrations de ces paramètres peut être attribuée à l'origine géogénique.

Les distributions spatiales des paramètres de salinité du sol CE, ESP, SAR et pH pour les trois niveaux sont présentées dans les Figure 79. En général, la salinité de nos sols augmente avec la

profondeur avec une augmentation progressive du sud vers la partie nord de la région, sont classes comme des sols modérément salins à salin, par contre l'alcalinité ESP et le SAR étions plus élevée dans le niveau superficiel du sol (0-25) et en profondeur (50-80), avec des concentrations les plus élevées on les rencontre au centre pour la partie superficielle du sol s'explique par l'effet d'évaporation et accumulation des sels après submersion, pour la partie profonde (50-80) les concentrations les plus élevées on le rencontre dans la partie nord-est de la région s'explique par l'effet des eaux de Sabkha qu'est proche de cette zone.

Les valeurs de pH sont neutres qui valions de 6.80 à 7.75 avec une répartition spatiale au les valeurs de pH augmentent du nord au sud dans les trois niveaux du sol.

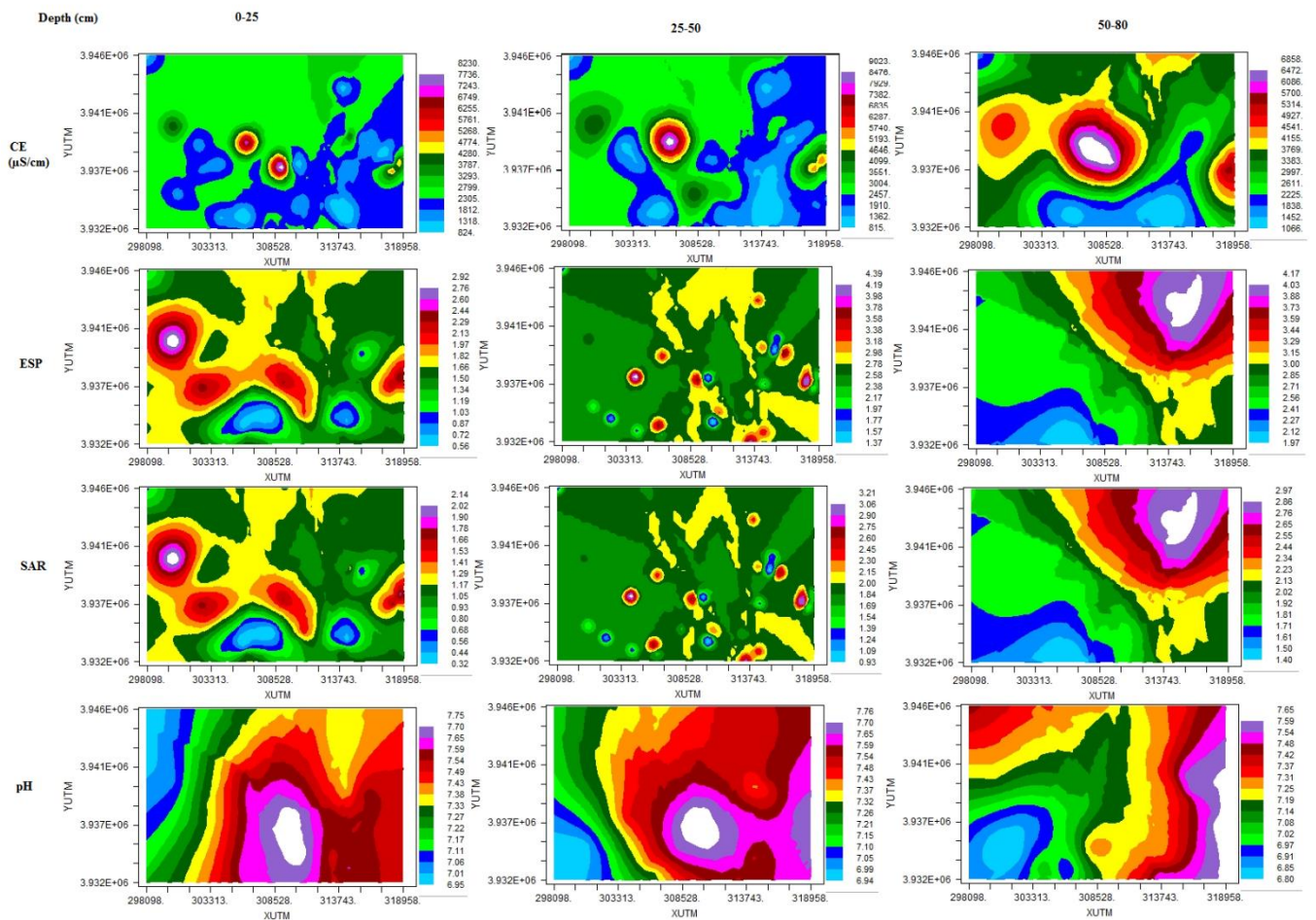


Figure 79. Carte de répartition des paramètres de salinisation CE, SAR, ESP et pH.

Comme on le voit dans les résultats des paramètres, physiques Argile, Limon, Sable, Matière organiques, les quantités totales de sel, pH, EC, SAR, ESP et les concentrations de Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Na^+ , Cl^- , K^+ , Mg^{2+} , HCO_3^- et NO_3^- étaient relativement plus élevés lorsqu'en se rapproche de la dépression de Sabkha qui limite la zone au nord et nord-est. Les modèles spatiaux de ces

paramètres ont une répartition géographique significative avec leur occurrence primaire dans l'nord-est, du nord et du centre des zones, qui étaient plus élevés que dans d'autres parties de la région d'étude. Cela prouve encore l'effet des facteurs intrinsèques de la topographie, les facteurs formant le sol et le type de sol, et les facteurs extrinsèques des pratiques de gestion des sols, comme la fertilisation, l'utilisation d'engrais organique, l'irrigation et de la gestion des terres dans les exploitations agricoles, sur la distribution spatiale des propriétés chimiques du sol. La salinité du sol a tendance à augmenter à partir du centre au nord dans la zone d'étude, où la stagnation des eaux chargée en sels dans la période d'averses et l'intense évaporation va augmenter la salinité du sol.

Il est clair que la salinisation des sols importants a eu lieu dans ces régions en raison des effets de la gestion des terres, l'agriculture et les conditions climatiques, tels que les précipitations et une forte évaporation. Les résultats présentés suggèrent aussi que des facteurs extrinsèques tels que le niveau de l'eau souterraine, le drainage et les systèmes d'irrigation seraient des facteurs importants affectant la forte dépendance spatiale des propriétés du sol étudiées. Cela montre que plus d'attention devrait être accordée à ces domaines pour prévenir les problèmes futurs. Les zones actuellement non affectées par la salinité, mais à proximité des zones salines, sont des zones potentielles pour le développement de la salinité dans l'avenir, surtout si elles sont aussi basses. À cet égard, il est important de prendre les précautions nécessaires et de mettre en œuvre correcte des plans d'utilisation des terres et des pratiques culturales.

Conclusion

Bien que l'environnement général des sols soit sain dans la plaine de Remila (Khenchela), l'activité humaine, comme le pompage excessif des eaux souterraines et les activités agricoles, a eu des effets négatifs en induisant une salinisation du sol dans la plaine endoréique. Cette question mérite une attention accrue. Cette étude peut être considérée comme un alerte précoce sur la salinisation du sol et l'alcalinisation dans la plaine de Remila. Il peut également fournir une référence pour les politiques de protection de l'environnement et pour l'utilisation rationnelle des ressources foncières dans la région semi-aride, ainsi que pour l'identification de l'origine de salinisation et dégradation des sols.

Les sols dans la plaine de Remila avaient un pH proche de neutralité, mais présente une légère tendance à la basicité avec la profondeur. Les résultats granulométriques montrent la dominance de la fraction argileuse dans la majorité des sols de la région d'étude et surtout dans la partie ouest, tandis que la matière organique signale des taux très faibles. La salinité du sol est

caractérisée par une forte variabilité spatiale, en profondeur et saisonnière dans la zone d'étude, car les résultats montrent une augmentation de la salinité des sols après une campagne agricole et surtout en profondeur, cela déduit l'effet de l'activité agricole par l'utilisation des engrais et l'irrigation, qui confirme le phénomène de migration et accumulation des sels en profondeur. La texture lourde des sols, le manque de système de drainage et le climat (irrigation) de la région vont agir sur la dégradation des sols à long terme. D'après les valeurs de SAR et ESP calculées, ont classé nos sols comme des sols non-sodique, car les valeurs de SAR <10 et les valeurs d'ESP sont <6 dans tous les échantillons pour les trois niveaux. Les types de salinité du sol peuvent être divisés en deux groupes : des sols normaux avec CE <4 mS/cm, SAR<13 et ESP<15 la deuxième classe c'est des sols salins caractérisés par CE >4 mS/cm, SAR< 13 et ESP<15.

Basés sur les résultats de régression linéaire des ions avec la CE, nous déduisons que les anions et les cations responsables de la salinité sont les chlorures et les sulfates, ainsi que le calcium, le magnésium et le sodium. La linéarité la plus élevée a été observée chez le SO_4^{2-} pour les anions et le Ca^{2+} dans les cations. Ces résultats sont confirmés par l'analyse statistique des données (ACP et MC), l'ACP a révélé que la salinité est fortement influencée par Mg^{2+} , Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Cl^- et HCO_3^- dans la couche arable, tandis qu'est influencé par Mg^{2+} , Ca^{2+} , SO_4^{2-} en profondeur. Le calcium et sulfate sont les ions qui présente une forte corrélation avec CE, donc la salinité de nos sols est dominée par la sulfate. À l'appui de cette hypothèse, l'analyse de spéciation a révélé que l'association la plus forte entre cations et anions était la formation d'espèces de sulfate avec Ca^{2+} et Mg^{2+} . En outre, CaSO_4 (aq), étant la deuxième espèce principale après SO_4^{2-} de la concentration totale de sulfate.

Du point de vue géostatistique, on peut spéculer l'existence de trois classes des paramètres : Classe des paramètres possédaient une forte dépendance spatiale tel que Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , SO_4^{2-} , Cl^- , HCO_3^- , NO_3^- , CE, SAR, Limon, Argile et MO des couche profondes, ce résultat suggère que la majorité des paramètres montrant que leur variation était principalement contrôlée par des facteurs structurels ou internes, naturel. La deuxième classe des paramètres qui présentaient une dépendance spatiale modérée celle de Ca^{2+} , Na^+ , SO_4^{2-} , Cl^- (0-25), pH et sable de la couche arable indiquant une corrélation spatiale moyenne, résultent principalement des effets combinés des facteurs structurels et stochastiques (irrigation, fertilisation, labourage, systèmes de culture, etc.). La troisième classe celle des paramètres qui présentent une dépendance spatiale faible pour le SAR et NO_3^- de la couche arable, cela indique que les activités anthropiques telles que le système de culture, la fertilisation et la gestion de l'irrigation peuvent affaiblir l'autocorrélation spatiale des propriétés du sol.

Chapitre 5 : Origine de Salinisation des sols de Remila.

Nos résultats suggèrent un besoin urgent de gérer l'irrigation en tenant compte du fait que, dans la plaine de Remila (les régions semi-arides), la haute évapotranspiration, les faibles précipitations et l'irrigation sont responsables sur la mobilité des sels.

*CONCLUSION
GENERALE*

CONCLUSION GÉNÉRALE

À la lumière de ce travail de recherche présenté dans ce manuscrit de thèse qui a pour but principal de définir des indicateurs de dégradation ainsi que le suivi du processus et l'origine de salinisation des sols et des eaux dans la région semi-aride Remila (Khenchela). Nous avons essayé d'aborder les problèmes par plusieurs approches indépendantes espérant converger vers un même résultat. Néanmoins nous avons pu obtenir quelques résultats et fait des constats qui peuvent contribuer à améliorer l'état de connaissance sur les ressources en eau et sol de la région d'étude.

La région d'étude de Remila se situe dans un bassin versant endoréique au nord-est de l'Algérie sur une superficie de 250 km². Il est limité au sud par les versants nord des Aurès ; au Nord par la chaîne des montagnes du Djbel Fdjoudj et au Nord-est la dépression Sabkha (Gareat et Tarf). Elle est caractérisée par sa topographie plaine (800 à 1000 m d'altitude). Elle est classée dans l'étage bioclimatique semi-aride où la précipitation annuelle ne dépasse pas 400 mm avec une température moyenne annuelle est de 17°C. Les températures les plus basses sont notées en janvier (6°C), tandis que les plus élevés sont observés en août (30°C). Concernant l'évapotranspiration potentielle annuelle est de 1050 mm. Le climat semi-aride de la région est caractérisé par un été chaud et sec et un hiver doux et humide. La combinaison de ces facteurs rend cette zone exposée au phénomène de salinisation.

La géologie de la région forme une vaste dépression de 50 à 60 km de long sur 20 km de large en moyenne, comblée de dépôts Plio-quaternaires, et des Miocènes profonds. La région est encadrée par : des massifs essentiellement des Crétacés les formations s'étagent du crétacé moyen (Aptien) au Crétacé supérieur (Cénomaniens, Turonien et Sénonien). Dans le Synclinal Sud est venu se déposer le Miocène marin marno-gréseux (Burdigalien) en discordance sur le Crétacé, et les marnes rouges du Pontien. L'ensemble de la plaine est partiellement recouvert par des dépôts de Quaternaire d'épaisseur variable. La plaine est occupée à l'Est par un Chott de 200 Km². Donc la lithostatigraphie de la plaine de Remila forme un seul ensemble, celle de Quaternaire encadré par des autres formations lithostratigraphiques.

Le contexte hydrogéologique de la région d'étude est caractérisé par un réseau hydrographique bien développé où la totalité des Oueds ont un écoulement temporaire : Oued Boulefraï à l'Ouest, Oued Baghai à l'Est, traversent la plaine et aboutissent dans la dépression salée, et Oued Marouf, Oued Gueiss qui coupent la zone d'étude du Sud au Nord. La nappe se développe dans des terrains dont la nature et la texture sont variables : des formations détritiques du plio-quaternaire (formations gréseuses du Néogène et des Marnocalcaires du Turonien), les

formations miocènes s'allongent le long de la bordure sud du bassin avec une allure synclinale délimitée sous le recouvrement quaternaire et les terrains quaternaires sont le lieu de bonnes circulations d'eau l'épaisseur saturée de cette formation est suffisante (il est formé de plusieurs niveaux grossiers, sables, graviers, conglomérats bien développés, dans la partie ouest et centre de la plaine).

Cette étude se focalise sur les eaux souterraines de la région d'étude, car est la source d'eau la plus sollicitée dans la région. Dans le cadre de réalisé nos objectifs une étude hydrogéochimique et isotopique des eaux souterraines de la région a été menée. Les données chimiques ont montré des variations spatiotemporelles significatives de la salinité globale où elle est dominée par la sulfate, ajoutant à cela, la typologie de nos eaux se résume en trois faciès. : $\text{SO}_4\text{-Cl-Ca}$, $\text{SO}_4\text{-Cl-Ca-Mg}$ et $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$, par contre les eaux de Sabkha au nord de la région d'étude ont un faciès Chloruré Sodique. Le couplage entre les différents techniques rapports géochimiques, analyse statistique et les diagrammes géochimiques ont montré que l'évolution géochimique des eaux souterraines est dominée par plusieurs processus: (I) la dissolution des roches évaporitiques, (II) les réactions d'échange cationique dues l'interaction avec les minéraux argileux (III) la dissolution de carbonate congruent minéraux (calcite, dolomite) couplé à la dissolution du gypse et des réactions de précipitation de calcite, et (VI) quelques points présentent un cas spécifique où elles dévoilent une réduction du sulfate par des bactéries sous des conditions anaérobiques.

L'approche utilisée des isotopes stables de l'eau (^{18}O et ^2H) indique l'origine météorique des eaux de la plaine de Remila. La nappe du Plio-Quaternaire est influencée, dans sa partie nord, par l'effet de l'évaporation et l'intrusion saline de Sabkha, alors que dans sa partie sud, elle résulte de l'effet d'une lente infiltration des eaux de pluie où les eaux sont appauvries sous l'effet de l'altitude continentalisée et la température de versant nord d'Aurès zone d'alimentation de la nappe en eau.

CoDa (Compositional Data Analysis) une nouvelle méthode de traitement des données a été appliquée sur nos valeurs. Les analyses statistiques ont été effectuées à l'aide des transformations Log-ratio isométrique (*ilr*) dans un simplexe de D Composants, pour minimisé l'erreur dans l'utilisation des concentrations brutes ou des rapports binaires qui sont intrinsèquement biaisés, due aux propriétés importantes des données compositionnelles telles que la redondance, la distribution non normale, et la dépendance à l'échelle. En ignorant ces propriétés et les fausses corrélations (*spurious correlations*) peuvent conduire à des analyses multivariées biaisées des données géochimiques. Cette nouvelle technique (*ilr*) d'après différentes études (Pawlowsky et Glahn Egozcue, 2001 ; Filzmoser et al., 2009 ; Buccianti,

2011, 2013 et 2014) est la solution à tous ces problèmes, car la projection des données est orthogonale dans l'espace réel, de sorte que les statistiques classiques peuvent être appliquées à de différentes fins.

L'analyse discriminante des balances (*ilr*) entre différentes compositions ioniques des eaux montre que l'origine principale de la minéralisation des eaux est vraisemblablement liée à la dissolution des minéraux évaporitiques et l'échange cationique. Cependant, les teneurs en éléments chimiques particulièrement élevées dans la partie Nord-est sont en relation avec un processus de mélange avec l'eau salée de la nappe de Sabkha suite à la diminution intensive du niveau piézométrique.

Les résultats physicochimiques des sols dans la plaine de Remila, présentent un pH proche de neutralité, mais présente une légère tendance à la basicité avec la profondeur. Les résultats granulométriques montrent la dominance de la fraction argileuse dans la majorité des sols de la région d'étude et surtout dans la partie ouest, tandis que la matière organique signale des taux très faibles. La salinité du sol est caractérisée par une forte variabilité spatiale, en profondeur et saisonnière dans la zone d'étude, car les résultats montrent une augmentation de la salinité des sols après une campagne agricole et surtout en profondeur, cela déduire l'effet de l'activité agricole par l'utilisation des engrais et l'irrigation, qui confirme le phénomène de migration et accumulation des sels en profondeur. La texture lourde des sols, le manque de système de drainage et le climat (irrigation) de la région sont des facteurs favorisant la dégradation des sols à long terme. D'après les valeurs de SAR et ESP calculées, ont classé nos sols comme des sols non sodiques, car les valeurs de SAR <10 et les valeurs d'ESP sont <6 dans tous les échantillons pour les trois profondeurs. Les types de salinité du sol sont divisés en deux groupes : des sols normal avec CE <4 mS/cm, SAR<13 et ESP<15 la deuxième classe c'est des sols salins caractérisés par CE >4 mS/cm, SAR< 13 et ESP<15.

Basés sur les résultats de régression linéaire des ions avec la CE, nous déduisons que les anions et les cations responsables de la salinité sont les chlorures et les sulfates, ainsi que le calcium, le magnésium et le sodium. La linéarité la plus élevée a été observée chez le SO_4^{2-} pour les anions et le Ca^{2+} dans les cations. Ces résultats sont confirmés par l'analyse statistique des données (ACP et MC), l'ACP a révélé que la salinité est fortement influencée par Mg^{2+} , Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Cl^- et HCO_3^- dans la couche arable, tandis qu'est influencé par Mg^{2+} , Ca^{2+} , SO_4^{2-} en profondeur. Le calcium et sulfate sont les ions qui présente une forte corrélation avec CE, donc la salinité de nos sols est dominée par la sulfate. À l'appui de cette hypothèse, l'analyse de spéciation a révélé que l'association la plus forte entre cations et anions était la formation

d'espèces de sulfate avec Ca^{2+} et Mg^{2+} . En outre, CaSO_4 (aq), étant la deuxième espèce principale après SO_4^{2-} de la concentration totale de sulfate.

Du point de vue de l'étude spatiale des paramètres de salinité une nouvelle technique a été utilisée la géostatistique, on peut spéculer l'existence de trois classes des paramètres : Classe des paramètres possédaient une forte dépendance spatiale telle que Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , SO_4^{2-} , Cl^- , HCO_3^- , NO_3^- , CE, SAR, Limon, Argile et MO des couche profondes, ce résultat suggère que la majorité des paramètres montrant que leur variation était principalement contrôlée par des facteurs structurels ou internes, naturels. La deuxième classe des paramètres qui présentaient une dépendance spatiale modérée celle de Ca^{+2} , Na^+ , SO_4^{-2} , Cl^- (0-25), pH et sable de la couche arable indiquant une corrélation spatiale moyenne, résultent principalement des effets combinés des facteurs structurels et stochastiques (irrigation, fertilisation, labourage, systèmes de culture, etc.). La troisième classe celle des paramètres qui présentent une dépendance spatiale faible pour le SAR et NO_3^- de la couche arable, cela indique que les activités anthropiques telles que le système de culture, la fertilisation et la gestion de l'irrigation peuvent affaiblir l'autocorrélation spatiale des propriétés du sol.

RECOMMANDATIONS

Les recommandations ci-dessous visent à élucider certains problèmes qui ont été observés, à préciser les incertitudes résultant de l'étude actuelle et à proposer des interventions en conséquence :

Ressources en eau

Installer un réseau de piézomètres à travers la région d'étude, pour contrôler la fluctuation de la surface piézométrique et l'évolution de la qualité des eaux, pour prendre les mesures de gestion conservatoires et appropriées de la nappe et évaluer les risques.

Rentabiliser et équiper les infrastructures d'observation et de mesure des paramètres climatiques de la station la plus proche de la région d'étude, et ce en évitant les ruptures durant les observations mensuelle et annuelle.

Vu la pression qui est en augmentation perpétuelle sur la nappe Mio-Plio-Quaternaire de Remila, car elle constitue la seule réserve hydrique actuelle pour la région, il est recommandé de la recharger artificiellement avec les eaux de surface et les eaux non conventionnelles. Ceci ne pourrait avoir lieu qu'après la programmation d'études approfondies de géologie, de géophysique et d'hydrogéologie et la possibilité de réaliser un barrage d'eau destinée à l'irrigation des superficies agricoles qui sont augmentation, car le seul barrage (Foum El Geus) est en état d'envasement total.

Arrêter le déversement direct des rejets urbains et industriels au niveau de la plaine, en réalisant des stations de traitement préalable de ces effluents avant qu'ils atteignent les oueds et surveiller en permanence la qualité des eaux au niveau de l'oued.

Nous recommandons, un changement d'analyse classique des résultats en utilisant les données brutes de concentration qui véhiculent des biais par une méthode robuste d'analyse des données compositionnelles telles que *ilr* dans la géochimie des eaux souterraines.

Ressources en Sol

Bien que l'environnement général des sols soit sain dans la plaine de Remila (Khenchela), l'activité humaine, comme le pompage excessif des eaux souterraines et les activités agricoles, a eu des effets négatifs en induisant une salinisation du sol dans la plaine endoréique. Cette question mérite une attention accrue. Cette étude peut être considérée comme une alerte précoce sur la salinisation du sol et l'alcalinisation dans la plaine de Remila. Il peut également fournir une référence pour les politiques de protection de l'environnement et pour l'utilisation rationnelle des ressources foncières dans la région semi-aride, ainsi que pour l'identification de l'origine de salinisation et dégradation des sols.

Nos résultats suggèrent un besoin urgent de réaliser un plan de gestion d'irrigation dans la région en tenant compte du fait que des caractéristiques de la région semi-aride, la haute évapotranspiration, les faibles précipitations et l'irrigation sont responsables sur la mobilité des sels. Réalisation d'un système de drainage qui draine la région pour un bon gestionnement d'irrigation.

Encourager les agriculteurs à améliorer leurs pratiques agricoles, puisqu'un lien significatif a été établi entre quelques paramètres de salinité. Ce résultat est en soi un avertissement, puisque le seuil qui a été révélé atteste de l'influence indéniable des activités anthropiques sur la salinisation de nos ressources.

La participation des autorités dans la sensibilisation des agricultures, sur la maitriser de stockage et l'utilisation des matières organiques résultant de l'élevage animal et végétale. Et son effet sur l'amélioration de texture du nos sols.

PERSPECTIVES

Pour Plus d'information et compréhension du fonctionnement des ressources en eau et sol de la région d'étude Remila, diverses perspectives semblent être nécessaires :

Sur le plan sédimentologique et minéralogique, le manque de connaissances récentes et détaillées sur la sédimentologie et minéralogie des formations géologiques constitue un handicap majeur à la compréhension des processus géochimiques qui régissent les sols et les

eaux. En plus de l'étude sédimentologique et minéralogique de la région, un échantillonnage plus dense des sédiments du Quaternaire recouvrant l'ensemble de cette plaine de Remila est nécessaire pour déterminer à la fois les processus sédimentologiques qui ont contribué à la mise en place des différentes couches, la perméabilité de ces différentes couches et la géochimie des différents sédiments rencontrés.

L'étude hydrochimique et isotopique réalisée dans ce travail a permis de définir les interactions entre les eaux et les roches encaissantes et aussi d'aborder la question de l'origine de la minéralisation et de la salinité des eaux. Cependant, il serait très intéressant de compléter cette étude par des études isotopiques utilisant en plus des traceurs environnementaux classiques les isotopes du strontium ou du sulfate pour une meilleure compréhension du temps de transit des eaux dans l'aquifère et les sources susceptibles de recharger la nappe et les sources de salinisation des eaux souterraines par les sulfates.

Enfin pour une un traitement des données plus poussé, et vu la connaissance de la particularité compositionnelle de nos données. Les résultats statistiques présentés par Cade-Menun et al. (2010), Buccianti (2013, 2014 et 2015) et Parent et al. (2011, 2013 et 2014) et ceux rapportés dans cet article appellent à un changement urgent de l'analyse classique en utilisant des données brutes de concentration qui transmettent le comportement erreur à des techniques d'analyse de données de compositionnelle bien comportées telles que *ilr* dans l'étude des fractions et processus biogéochimiques des ions dans les eaux ou la solution du sol.

Nous signalons aussi, qu'il serait souhaitable de poursuivre cette recherche par une analyse critique des études pédologiques et des pratiques agricoles dans la région d'étude pour mieux valoriser nos documents cartographiques et mieux gérer notre ressource lentement renouvelable « le sol ».

Références Bibliographiques

- Abdel Kawy W.A., Darwish K.M., 2013. Assessment of optimum land use and water requirements for agricultural purpose in some soils South Paris Oasis, Western Desert, Egypt. Arab J Geosci. doi:10.1007/s12517-013-1054-7.
- Abdi D., Cade-Menun B.J. Ziadi N. Parent L.E., 2015. Compositional statistical analysis of soil 31P-NMR forms. Geoderma 257–258/2015. Pp 40–47.
- Acosta J.A., Faz A., Jansen B., Kalbitz K., Martínez-Martínez S., 2011. Assessment of salinity status in intensively cultivated soils under semiarid climate, Murcia, SE Spain. Journal of Arid Environments 75 (2011) 1056e1066. Doi:10.1016/j.jaridenv.2011.05.006.
- Ahmed M.A., Samie A.S.G., Badawy H.A., 2013. Factors controlling mechanisms of groundwater salinization and hydrogeochemical processes in the Quaternary aquifer of the Eastern Nile Delta, Egypt. Environ Earth Sci (2013) 68. Pp 369-394.
- Ahoussi E.K. Soro N., Kouassi A.M., Zade S.P., 2011. Application des méthodes d'analyses statistiques multivariées à l'étude de l'origine des métaux lourds (Cu²⁺, Mn²⁺, Zn²⁺ et Pb²⁺) dans les eaux des nappes phréatiques de la ville d'Abidjan. Int. J. Biol. Chem. Sci. 4(5), October 2010 ISSN 1991-8631. Pp 1753-1765. DOI : 10.4314/ijbcs.v4i5.65537
- Aissoug M., 1973. Étude agro-pédologique de la plaine de Remila. Institut National des Ressources Hydraulique Constantine.
- Aitchison, J., 1986. The Statistical Analysis of Compositional Data. Monographs on Statistics and Applied Probability. Chapman and Hall Ltd (reprinted 2003 with additional material by The Blackburn Press), London (UK). 416 p.
- Aitchison, J., 1990. Relative Variation Diagrams for Describing Patterns of Compositional Variability I. Mathematical Geology, Vol. 22, No. 4, 1990. Pp 487-511.
- Aitchison, J., 1994. Principles of Compositional Data Analysis. Lecture Notes-Monograph Series, Vol. 24, Multivariate Analysis and Its Applications 1994. Pp 73-81.
- Aitchison, J., Greenacre, M., 2002. Biplots of Compositional Data. Appl. Statist. (2002) 51, Part 4, pp. 375-392.
- Al Majou H., Bruand A., Duval O., Cousin I., 2007. Comparaison de fonctions de pédotransfert nationales et européennes pour prédire les propriétés de rétention en eau des sols. Étude et Gestion des Sols 142. 103-116.
- Allison L.E., 1964. Salinity in relation to irrigation. Advances Agron. 16: 139-180.
- Allison, G.B., Barnes, C.J. and Hughes, M.W., 1983. The distribution of deuterium and 18O in dry soils. Journal of Hydrology n°64, p. 377-397, n°60. Pp 141-146.
- Al-Rawahi S.A., Stroehlein J.L., Pessaraki M., 1992. Dry-matter yield and Nitrogen-15, Na⁺, Cl⁻ and K⁺ content of tomatoes under sodium chloride stress. J. Plant Nut., 15 (3): 341-358.
- Alvarez J., Hernandez J.A., Ortiz R., 1997. Patterns of spatial and temporal variations in soil salinity: Example of a salt marsh in a semiarid climate. Arid Soil Research and Rehabilitation, 11, 315–329.
- Amezketta E., 2006. An integrated methodology for assessing soil salinization, a pre-condition for land desertification. Journal of Arid Environments 67 (2006): 594–606. doi:10.1016/j.jaridenv.2006.03.010.
- Amezketta E., 2006. An integrated methodology for assessing soil salinization, a precondition for land desertification. Journal of Arid Environments 67, 594e606.
- Amzallag G.N., 1994. Influence of parental NaCl treatment on salinity tolerance of offspring in *Sorghum bicolor* (L.) Moench. New Phytol. 128: 715-723.

- Antonio F.G., Gabriel M.R., Walter S.E., Wang L., 2013. Tests for skewness and kurtosis in the one-way error component model. *J. Multivar. Anal.* 122. Pp 35-52.
- Appelo C.A.J., 1994. Cation and proton exchange, pH variations, and carbonate reactions in a freshening aquifer. *Water resources research*, Vol. 30, N°. 10, October 1994. Pp 2793-2805.
- Appelo C.A.J., Postma D., 1993. *Geochemistry, groundwater and pollution*, 2nd edn. Balkema, Rotterdam, p 321.
- Appelo C.A.J. et al, 2014. Equations for calculating hydrogeochemical reactions of minerals and gases such as CO₂ at high pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 125 (2014). Pp 49–67.
- Appelo, C.A.J., Postma, D., 2005. *Geochemistry, Groundwater and Pollution*, second Edi. Leiden A.A., Balkema, Rotterdam, the Netherlands, 649 p.
- Aragüés R., Medina E.T., Clavería I., Martínez-Cobb A., Facia J., 2014. Regulated deficit irrigation, soil salinization and soil sodification in table grape vineyard drip-irrigated with moderately saline waters; *Agricultural Water Management* 134 (2014) 84-93. doi.org/10.1016/j.agwat.2013.11.019.
- Archie G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans. Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng.* 146, 54-62.
- Atteia O., 1992. *Origines et modes d'acquisition des caractéristiques hydrochimiques d'aquifères-types situés le long d'un transect Jura--Alpes*. - Thèse de doctorat, no 1031, Ecole polytechnique fédérale de Lausanne (Suisse).
- Ayers, R. S., and Westcot, D. W. (1976). "Water Quality for Agricultural," *Irrig. Drain. Pap.* 29. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.
- Ayers, R.S., Westcot, D.W., 1985. *Water quality for agriculture*. Food and Agriculture Organization of the United Nations Rome, 1985 © FAO. ISBN 92-5-102263-1. 165 p.
- Bacha B. et Bechim L., 2005. Approche bioécologique des zones humides et des oiseaux d'eau de la région Sud-Constantinoise. *Mém. Ing. Eco., Univ. Batna.* 32, 37, 42-43, 75p.
- Bacon-Shone, J., 2011. "A short history of compositional data analysis," in *Compositional Data Analysis: Theory and Applications*, eds V. Pawlowsky-Glahn and A. Buccianti (New York, NY: John Wiley and Sons). Pp 3–11.
- Bathurst G.C., 1971. Carbonate sediments and their diagenesis. In *Development in Sedimentology*-No. 12 Elsevier. 658 p.
- Bechtel, 1975. *Développement des ressources en eau et de l'agriculture. Étude préliminaire et conditions de réalisations*. Bechtel. Incorporated, USA. 4 volumes.
- Bein A., Dutton A.R, 1993. Origin, distribution, and movement of brine in the Permian Basin (U.S.A.): A model for displacement of connate brine. *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, June 1993. Pp 695-707.
- Bel Hadj Salem S., Ben Moussa A., Chkir N., Zouari K., Cognard-Plancq A.L., Marc V., Valles V., 2011. Geochemical and isotopic investigation of groundwater mineralization process in the Zeroud basin, central Tunisia. *Carbonates Evaporites* (2011) 26. 301–315.
- Ben Alaya M., Zemni T., Mamou A., Zargouni F., 2014. Acquisition de salinité et qualité des eaux d'une nappe profonde en Tunisie: approche statistique et géochimique. *Journal des Sciences Hydrologiques*, 59 (2) 2014. Pp 395-419.
- Ben Cheikh N., Zouari K., Abidi B., 2012. Application des outils chimiques et isotopiques à l'étude de la relation hydrodynamique entre les aquifères profonds de Sfax et de la Djeffara de Gabès Nord (Sud-Est tunisien), *Hydrological Sciences Journal*, 57:8, 1662-1671, DOI: 10.1080/02626667.2012.717699.

- Ben Hamouda M.F., Leduc C., Tarhouni J., Zouari K., 2009. Origine de la minéralisation dans l'aquifère plio-quadernaire de la côte orientale du cap Bon (Tunisie). *Sécheresse* 2009 ; 20 (1). Pp 78-86.
- Ben Hamouda, M.F., 2008. Approche hydrogéochimique et isotopique des systèmes aquifères côtiers du cap bon : Cas des nappes de la côte orientale et d'El Haouaria. Thèse de doctorat. Institut National Agronomique de Tunisie. 257 p.
- Benchokroun T., 2008. Ressources en eau et notions de base. *Revue HTE* N°140 • Septembre 2008.
- Bilgili A.V., 2013. Spatial assessment of soil salinity in the Harran Plain using multiple kriging techniques. *Environ Monit Assess* (2013) 185:777–795. DOI 10.1007/s10661-012-2591-3
- Blagojević P.D., Radulović N.S., 2013. Multivariate statistical treatment of plant extract compositional data: average mass scan of the total ion chromatogram (AMS) approach. *Physics, Chemistry and Technology* Vol. 11, No 1, 2013. Pp 85 – 99.
- Bohn H.L., McNeal B.L., O'Connor G.A., 1979. Sait affected soils. In: *Soil chemistry*. Bohn, J.W. and Sons, New York: 217-246.
- Boivin P., Brunet D., Job J.O., 1988. Conductivité électromagnétique et cartographie automatique des sols salés. Une méthode rapide et fiable. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.* 24 (1): 39-48.
- Bolt G.H., Bruggenwert M.G.M., 1978. *Soil chemistry, A. Basic Elements*. Second Revised Edition. Elsevier scientific publishing company Amsterdam - Oxford New York 1978.
- Boualla N., Benziane A., Derrich Z., 2012. Origine de la salinisation des sols de la plaine de M'léta (bordure sud du bassin sebkha Oran). *Journal of Applied Biosciences* 53: 3787-3796.
- Bouchaou L., Michelot J.L., Vengosh A., Hsissou Y., Qurtobi M., Gaye C.B., Bullen T.D., Zuppi G.M., 2008. Application of multiple isotopic and geochemical tracers for investigation of recharge, salinization, and residence time of water in the Souss-Massa aquifer, southwest of Morocco. *Jou of Hydrology* (2008) 352. Pp 267-287.
- Bouderbala A., 2015. Groundwater salinization in semi-arid zones: an example from Nador plain (Tipaza, Algeria). *Environ Earth Sci* (2015) 73:5479–5496.
- Bouhlassa S. Aiachi A., 2004. Origin of Salinity of the Shallow Aquifer of Guelmime, South Morocco: Hydrogeochemical Study. *Water Qual. Res. J. Canada*, 2004 • Volume 39, No. 2, Copyright © 2004, CAWQ. Pp 119–128.
- Bouzourra H., Bouhlila R., Elango L., Slama F., Ouslati N., 2015. Characterization of mechanisms and processes of groundwater salinization in irrigated coastal area using statistics, GIS, and hydrogeochemical investigations. *Environ Sci Pollut Res* (2015) 22: Pp 2643–2660.
- Boyer J., 1970. Essai de synthèse des connaissances acquises sur les facteurs de fertilité des sols en Afrique Inter-tropicale Francophone. Comité des sols tropicaux, Londres. 175p.
- Bresler E., 1985. Two-dimensional transport of solutés during non-steady infiltration from a trickle source. *Soil Sd.* 39: 675-682.
- Bresler E., McNeal B.L., Carter D.L., 1982. *Saline and Sodic Soils: Principles--Dynamics--Modeling by Advanced Series in Agricultural Sciences* 10, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1982, 78 figs., x + 236 pp. ISBN 3-540-11120-4.
- Breukelena V.B.M., Appelo C.A.J., Olsthoorn T.N., 1998. Hydrogeochemical transport modeling of 24 years of Rhine water infiltration in the dunes of the Amsterdam Water

- Supply. *Journal of Hydrology* 209 (February 1998). Pp 281–296. [doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00105-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00105-X)
- Briggs L.J., 1899. Electrical instruments for determining the moisture, temperature, and soluble salts content of soils. USDA Div. Soils Bull. 10, U.S. Gov. Print. Office, Washington, DC.
- Brovelli A., Carranza-Diaz O., Rossi L., Barry D.A., 2011. Design methodology accounting for the effects of porous medium heterogeneity on hydraulic residence time and biodegradation in horizontal subsurface flow constructed wetlands. *Ecol. Eng.* 37 (5). Pp 758-770.
- Bryssine, 1961. La salinité des sols et ses problèmes. *Les cahiers de la recherche Agronomique* 12 : 37-56.
- Buccianti A., 2011. Natural laws governing the distribution of the elements in geochemistry: the role of the log-ratio approach. In *Compositional Data Analysis: Theory and Applications*, eds V. Pawlowsky-Glahn and A. Buccianti (New York, NY: John Wiley and Sons). Pp 255–266.
- Buccianti A., 2013. Is compositional data analysis a way to see beyond the illusion. *Computers & Geosciences* 50/2013. Pp 165–173.
- Buccianti A., Egozcue J.J., Pawlowsky-Glahn V., 2008. Another Look at the Chemical Relationships in the Dissolved Phase of Complex River Systems. *Math Geosci* 2008/40. Pp 475–488.
- Buccianti A., Magli R., 2011. Metric concepts and implications in describing compositional changes for world river's water chemistry. *Computers & Geosciences* 37/2011. Pp 670–676.
- Buccianti A., Pawlowsky-Glahn V., 2005. New Perspectives on Water Chemistry and Compositional Data Analysis 1. *Mathematical Geology*, Vol. 37, No. 7, October 2005. Pp 703-727.
- Burton M., 2010. *Irrigation management: principles and practices*. CABI North American Office. Cambridge, MA. 375p.
- C.G.G., 1969. *Prospection Géophysique de la plaine de Remila (Khenchela). Coupes transversales*. Compagne Générale of Géologie. Direction Département des Travaux Publique de Batna. 1969. 35 p.
- C.P.H., 1977. Proposition de réalisation d'étude et projets d'aménagement hydro agricole de la plaine de Rémila. *Rapport de Consortium Projectum-HIDROESB, Rio de Janeiro Janvier (1977)*. 100 p.
- Cambardella C.A., Moorman T.B., Novak J.M., Parkin T.B., Karlen D.L., Turco R.F., Konopka A.E., 1994. Field-scale variability of soil properties in Central Iowa soils. *Soil Science Society of America Journal*, 58, 1501–1511.
- Cardenal J., Benavente J., Cruz-Sanjulifin J.J., 1994. Chemical evolution of groundwater in Triassic gypsum-bearing carbonate aquifers (Las Alpujarras, southern Spain). *Journal of Hydrology* 161 (1994). Pp 3-30.
- Carre J., 1975. *Géochimie du strontium dans les eaux de nappe et de surface de la région parisienne*. Thèse Doct. 3ème cycle, Univ. Paris VI.
- Cemek B., Güler M., Kiliç K., Demir Y., Arslan H., 2007. Assessment of spatial variability in some soil properties as related to soil salinity and alkalinity in Bafra plain in northern Turkey. *Environ. Monit. Assess.* **2007**, 124, 223-234.

- Chang C., Sommerfeldt T.G., Carefoot J.M., Schaalje G.B., 1983. Relationships of electrical conductivity with total dissolved salts and cation concentrations of sulfate dominant soil extracts. *Canadian Journal of Soil Science*, 63, 79–86.
- Chaudhuri S., Ale S., 2014. An appraisal of groundwater quality in Seymour and Blaine aquifers in a major agro-ecological region in Texas, USA. *Environ Earth Sci* (2014) 71. Pp 2765-2777.
- Chayes F., 1960. On Correlation between Variables of Constant Sum. *Journal of Geophysical Research*. Volume 65, N° 12 December 1960. Pp 4185-4193.
- Chenini I., Khemiri S., 2009. Evaluation of ground water quality using multiple linear regression and structural equation modeling. *Int. J. Environ. Sci. Tech.* 6(3). Pp 509-519.
- Chkir N., Trabelsi R., Bahir M., Hadj Ammar F., Zouari K., Chamchati H., Monteiro J.P., 2008. Vulnérabilité des ressources en eaux des aquifères côtiers en zones semi-arides ; Etude comparative entre les bassins d'Essaouira (Maroc) et de la Jeffara (Tunisie). *Comunicações Geológicas*, 2008, t. 95. Pp 107-121.
- Cidu, R., et al, 2009. Impact of past mining activity on the quality of groundwater in SW Sardinia (Italy). *Journal of Geochemical Exploration*, 100. Pp 125–132.
- Clark I.D., Fritz P., 1997. *Environmental isotopes in hydrogeology*, CRC press, Boca Raton, Florida, 1997.
- Cook P.G., Herczeg A.L., 2000. *Environmental tracers in subsurface hydrology*, xiv, 529 pp., Kluwer Academic Publishers, Boston.
- Coplen T., 1982. Stable Isotope hydrology: Deuterium and Oxygen-18 in the water Cycle. *EOS*, vol. 63, n°. 45, November 9, 1982. Pp 861-862.
- Corwin D. L., Rhoades J. D., Simunek J., 2007. Leaching requirement for soil salinity control: Steadystate versus transient models. *Agricultural Water Management*, 90, 165–180.
- Corwin D.L., Lesch S.M., Oster J.D., Kaffka S.R., 2006. Monitoring management-induced spatio-temporal changes in soil quality through soil sampling directed by apparent electrical conductivity. *Geoderma*, 131: 369-387.
- Coutinet S., 1965. Méthodes d'analyses utilisables pour les sols salés, calcaires et gypseux, analyses d'eaux, l'Agronomie tropicale, IRAT, n° 12, pp 1242-1253.
- Craig, H., 1961a. Isotopic variation in meteoric waters. *Science*, New Series, Vol. 133, No. 3465 (May 26, 1961). Pp 1702-1703.
- Cruz V.J., Coutinho R., Pacheco D., Cymbron R., Antunes P., Freire P., Mendes S., 2011. Groundwater salinization in the Azores archipelago (Portugal). *Environ Earth Sci* (2011) 62. Pp 1273-1285.
- Csillag J., Toth T., Redly M., 1995. Relationships between soil solution composition and soil water content of Hungarian salt-affected soils. *Arid Soil Research and Rehabilitation*, 9, 245–260.
- Cui B.L., Li X.Y., 2015. Stable isotopes reveal sources of precipitation in the Qinghai Lake Basin of the northeastern Tibetan Plateau. *Science of the Total Environment*. 527–528 (2015). Pp 26-37.
- D.H.W.K., 1984. Schéma Directeur de planification et d'aménagement. Services de production et d'aménagement. Direction de l'Hydraulique de la Wilaya de Khenchela. 27p.
- Dansgaard W., 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16. Pp 436-468.
- Darab K., Csillag J., Pinter I., 1980. Studies on the ion composition of salt solutions and of saturation extracts of salt-affected soils. *Geoderma*, 23, 95–111. doi:10.1016/0016-7061(80)90013-0.

- David L., 1999. User's guide to phreeqc (version 2) a computer program for speciation, Batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. Water-Resources Investigations Report 99-4259. U.S. Department of the interior. U.S. Geological Survey. Denver, Colorado 1999. 327 p.
<http://www.xs4all.nl/~appt/index.html>
- David L., 2013. Description of Input and Examples for PHREEQC Version 3—A Computer Program for Speciation, Batch-Reaction, One-Dimensional Transport, and Inverse Geochemical Calculations. Groundwater, Modeling Techniques. Department of the interior. U.S. Geological Survey. Denver, Colorado 2013. 519 p.
<http://www.hydrochemistry.eu>
- Davis S.N., Whittemore D.O., Fabryka-Martin J., 1998. Uses of chloride/bromide ratios in studies of potable water. *Groundwater* 36 (2). Pp 338–350.
- Demdoum A., 2010. Étude hydrogéochimique et impact de la pollution sur les eaux de la région d'el Eulma. Thèse Doctorat, Univ. Constantine. 5-6, 66p.
- Dietrich A.M. and Gallagher, C.D., 2013. Consumer ability to detect the taste of total dissolved solids. *Journal AWWA / may 2013*. American Water Works Association. Pp 255-263.
- Ding J.Li., WU M.Ch., Tashpolat T., 2011. Study on Soil Salinization Information in Arid region using remote sensing technique. *Agricultural Sciences in China* 2011, 10(3): 404-411.
- Drever J.I., 1988. *The geochemistry of natural waters* second edition. New York: Prentice-Hall ISBN 0-13-351396-3.
- Drever J.I., 1982. *The Geochemistry of Natural Waters*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ, 388 pp.
- Edmunds W.M., 2009. Palaeoclimate and groundwater evolution in Africa implications for adaptation and management, *Hydrological Sciences Journal*, 54:4. Pp 781-792.
- Edmunds W.M., Bath A.H. and Miles D.L., 1982. Hydrochemical evolution of the East Midlands Triassic sandstone aquifer, England. *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol. 46. Pp 2069-2081.
- Edmunds W.M., Guendouz A.H., Mamou A., Moulla A., Shand P., Zouari K., 2003. Groundwater evolution in the Continental Intercalaire aquifer of southern Algeria and Tunisia: trace element and isotopic indicators. *Applied Geochemistry* 18 (2003). Pp 805–822.
- Edmunds W.M., Ma J., Aeschbach-Hertig W., Kipfer R., Darbyshire D.P.F., 2006. Groundwater recharge history and hydrogeochemical evolution in the Minqin Basin, North West China. *Applied Geochemistry* 21 (2006). Pp 2148–2170.
- Egozcue J.J., Pawlowsky-Glahn V., 2006. Simplicial geometry for compositional data. In: Buccianti A., Mateu-Figueras G., Pawlowsky-Glahn V., 2006. *Compositional data analysis in the geosciences: from theory to practice*. Special Publ., 264. Geological Society, London. Pp 145–159.
- Egozcue J.J., Pawlowsky-Glahn V., Mateu-Figueras G., Barceló-Vidal C., 2003. Isometric Logratio Transformations for Compositional Data Analysis1. *Mathematical Geology*, Vol. 35, No. 3, April 2003. Pp 279-300.
- Egozcue, J.J., 2009. Reply to “On the Harker Variation Diagrams; . . .” by J.A. Cortés. *Math Geosci* 2009/41. Pp 829–834.
- El Achheb A., Mania J., Mudry J, 2003. Mécanismes d'acquisitions de la minéralisation des eaux souterraines dans le bassin sahel-doukkala (maroc occidental), approche par des

- traceurs hydro-géochimiques. Tecnología de la intrusión de agua de mar en acuíferos costeros: países mediterráneos. IGME. Madrid 2003. ISBN. 84-7840-470-8. Pp 113-123.
- Eswaran H., Lal R., Reich P.F., 2001. Land degradation: an overview. In: Bridges EM, et al., eds. Responses to land degradation. New Delhi: Oxford Press.
- Eswaran H., Reich P., 2002. A preliminary assessment of the human impact on land systems of the world. Transactions of the 17th WCSS Bangkok, CDrom paper 2128.
- Etcheverry D., 2002. Valorisation des méthodes isotopiques pour les questions pratiques liées aux eaux souterraines Isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène. Berichte des BWG, Serie Geologie – Rapports de l'OFEG, N° 2 – Berne 2002. 72 p.
- European Commission, 2003. Extent, causes, pressures, strategies and actions that should be adopted to prevent and to combat salinization and sodification in Europe. Directorate General Environment, Directorate B, Erosion Working Group (Task 5; Topic: Salinization and Sodification). Draft report, July 31, 2003. 10 pp. Gobierno de Navarra, 2001. Estudio agroclimático de Navarra (Spain). Departamento de Agricultura, Ganadería y Alimentación. Gobierno de Navarra. Pamplona (Navarra, Spain).
- F.A.O., 2002. Crops and Drops: Making the Best Use of Water for Agriculture. FAO (2002) Rome; 22p.
- FAO, 2011. L'état des ressources en terres et en eau pour l'alimentation et l'agriculture dans le monde Gérer les systèmes en danger. Organisation des Nations Unies pour l'Alimentation et l'Agriculture Rome, 2011. 50 p.
- Farid I., Trabelsi R., Zouari K., Beji R., 2013. Geochemical and isotopic study of surface and groundwaters in Ain Bou Mourra basin, central Tunisia. Quaternary International 303 (2013). Pp 210-227.
- Farid I., Zouari K., Rigane A., Beji R., 2015. Origin of the groundwater salinity and geochemical processes in detrital and carbonate aquifers: Case of Chougafiya basin (Central Tunisia). Journal of Hydrology 530 (2015). Pp 508–532.
- Fehdi Ch., Boudoukha R., Rouabhia A., Salameh E., 2009. Caractérisation hydrogéochimique des eaux souterraines du complexe aquifère Morsott-Laouinet (Région Nord de Tébessa, Sud-Est algérien). Revue Afrique Science 05(2) (2009). ISSN 1813-548X. Pp 217 – 231.
- Fernken K., 2005. Irrigation en Afrique en Chiffres, Enquete Aquastat 2005. FAO Division de la mise en valeur des terres des eaux Rome 2005. ISBN: 92-5-205414-6. 79p.
- Filzmoser P., Hron K., Reimann C., 2010. The bivariate statistical analysis of environmental (compositional) data. Science of the Total Environment 408/2010. Pp 4230–4238.
- Filzmoser P., Hron K., Reimann C., 2012. Interpretation of multivariate outliers for compositional data. Computers & Geosciences 39/2012. Pp 77–85.
- Filzmoser P., Todorov V., 2013. Robust tools for the imperfect world. Information Sciences 245 (2013). Pp 4–20.
- Filzmoser P., Hron H., 2013. Robust statistical analysis in Compositional Data Analysis: Theory and Applications, eds V. Pawlowsky-Glahn and A. Buccianti (New York, NY: John Wiley and Sons). Pp 59–72.
- Fisher R.S., Mullican W.F., 1997. Hydrochemical evolution of sodium-sulfate and sodium-chloride groundwater beneath the northern chihuahuan desert, Trans-Pecos, Texas, USA. Hydrogeology Journal, v.5, no. 2, 1997. Pp 4-16.
- Fontes J.C. and Zuppi G.M., 1976. Isotopes and water chemistry in sulphide-bearing springs of central Italy. In Conference on Interpretation of environmental isotope and hydrochemical data in groundwater hydrology, Vienna, Austria, Panel Proceedings Series, IAEA, STI/PUB/429, pp. 143-158.

- Foroughifar H., Jafarzadeh A.A., Torabi H., Pakpour A., Miransari M., 2013. Using Geostatistics and Geographic Information System Techniques to Characterize Spatial Variability of Soil Properties, Including Micronutrients, *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 44:8, 1273-1281, DOI: 10.1080/00103624.2012.758279.
- François R. (2008), *Dictionnaire encyclopédique des sciences de la nature et de la biodiversité*, Edition DUNOD, Paris, 1152p.
- Franzen D., 2013. Managing Saline Soils in North Dakota. SF1087 (Revised), NDSU Extension services: 12p. (<https://www.ag.ndsu.edu/pubs/plantsci/soilfert/sf1087.pdf>).
- Franzen, D.W., Richardson J.L., 2000. Soil factors affecting iron chlorosis of soybean in the Red River Valley of North Dakota and Minnesota. *Journal of Plant Nutrition*. 23:67-78.
- Gagnard J., Huguet C., Ryser J.P., 1988. L'analyse du sol et du végétal dans la conduite de la fertilisation, le contrôle de la qualité des fruits., Secrétariat générale OILB/SROP, Edition - Diffusion ACTA., 87 P.
- Galloa M., Buccianti B., 2013. Weighted principal component analysis for compositional data: application example for the water chemistry of the Arno river (Tuscany, central Italy). Copyright © 2013 John Wiley & Sons, Ltd. *Environmetrics* 2013/24. Pp 269–277.
- Garcia M.G., De Hidalgo M., Blesa M.A., 2001. Geochemistry of groundwater in the alluvial plain of Tucuman province Argentina. *Journal of Hydrology*, 9, 597–610.
- George A.I. 1977. Evaluation of sulphate water quality in the north central Kentucky karst. *Hydrologic problems in karst regions*. - Western Kentucky University, p. 340-356.
- Ghassemi F., Jakeman A.J., Nix HUMAN H.A., 1991. Induced salinisation and the use of quantitative methods. *Environment international*, Vol. 17 : 581-594.
- Gibbs R.J., 1970. Mechanisms controlling world water chemistry. *Sci J* 170. Pp 795-840.
- Gkioungkis I., Kallioras A., Pliakas F., Pechtelidis A., Diamantis V., Diamantis I, Ziogas A., Dafnis I., 2015. Assessment of soil salinization at the eastern Nestos River Delta, N.E. Greece. *Catena* 128 (2015): 238-251. Doi.org/10.1016/j.catena.2014.06.024.
- Gkioungkis I., Kallioras A., Pliakas F., Pechtelidis A., Diamantis V., Diamantis I, Ziogas A., Dafnis I., 2015. Assessment of soil salinization at the eastern Nestos River Delta, N.E. Greece. *Catena* 128 (2015): 238-251.
- Glick B.R., Cheng Z., Czarny J., Duan J., 2007. Promotion of plant growth by ACC deaminase-producing soil bacteria. *Eur. J. Plant Pathol.* 119. 329–339.
- Goovaerts P., 1997. *Geostatistics for natural resources evaluation*. New York: Oxford University Press.
- Goovaerts P., 1997. *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. Oxford University Press, New York. 483 p.
- Goulet V., 2014. *Introduction à la programmation en R*. École d'actuariat, Université Laval janvier 2014 Québec. 188 p.
- Grillot J.C., Scheoller M., 1989. Exemple d'approche pluridisciplinaire dans la caractérisation des eaux thermales carbo-gazeuses. *Scie de l'eau*, 2 (1989). Pp 211-228.
- Groupe d'Étude des Problèmes de Pédologie Appliquée (GEPPA)., 1981. Synthèse des travaux de la commission de cartographie 1970-1981. INRA-CESPRF. 20 p.
- Grünberger O., 2015. *Dynamiques salines des sols des milieux arides et semi-arides*. Sciences de la Terre. Université de Montpellier, 2015.
- Guiraud R., 1073. Évolution post-Triasique de l'Avant pays de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines, Thèse Sci. Univ. Nice, 114 fig., 12 pl. h.t. 270 p.

- Hachicha M., M'Hiri A., Bouksila F., Bach Hamba I., 1997. Variabilité et répartition de l'argile et de la salinité dans le périmètre de Kalaât Landelous (Tunisie). Application à l'évaluation des risques de salinisation. *Étude et Gestion des Sols*, 4, 1, 1997. Pp 53-66.
- Halitim A., 1988. Sols des régions arides de l'Algérie. O.P.U. Alger : 384p.
- Han D.M., Song X.F., Currell M.J., Yang J.L., Xiao G.Q., 2014. Chemical and isotopic constraints on evolution of groundwater salinization in the coastal plain aquifer of Laizhou Bay, China. *Journal of Hydrology* 508 (2014). Pp 12-27.
- Hanor J.S., 1994. Origin of saline fluids in sedimentary basins. In: Parnell J (ed) *Geofluids: origin, migration and Evolution of fluids in sedimentary basins*. Geol Soc Spec Publ 78: 151-174.
- Hansen E.H., Munns D.N., 1988. Effect of CaSO₄ and NaCl on mineral content of *Leucaena leucocqjhalia*. *Plant Soil*, 107: 131-105.
- Hartani T., Douaoui A., Kuper M., Hassani F., 2007. Stratégies de gestion individuelle de la salinité dans le périmètre irrigué du Bas Cheliff : cas du périmètre de Ouarizane. Troisième atelier régional du projet Sirma, Jun 2007, Nabeul Tunisie. Cirad, 16p. cirad-00259776.
- Henderson J.J., Crum J.R., Wolff T.F., Rogers J.N., 2005. Effects of particle size distribution and water content at compaction on saturated hydraulic conductivity and strength of high sand content root zone materials. *Soil Science* 1705: 315 p.
- Hernandes A., Parent S.É., Natale W., Parent L.É.S., 2012. Balancing guava nutrition with liming and fertilization. *Rev. Bras. Frutic., Jaboticabal - SP*, v. 34, n°4. Pp 1224-1234,
- Hesske S., 1995. Typologie des eaux souterraines de la molasse entre chambéry et linz (france, suisse, allemagne, autriche). Thèse de docteur en sciences N° 1417. École polytechnique fédérale de LAUSANNE (1995). 375 p.
- Hosseini S.Z., Kappas M., Bodaghabadi M.B., Chahouki M.A.Z., Khojasteh E.R., 2014. Comparison of Different Geostatistical Methods for Soil Mapping Using Remote Sensing and Environmental Variables in Poshtkouh Rangelands, Iran. *Pol. J. Environ. Stud. Vol.* 23, No. 3 (2014) : 737-751.
- Houha B., 2007. Étude de fonctionnement hydrogéochimique et salin d'un bassin semi-aride. Remila Khenchela. Thèse doctorat, Département de Géologie, Faculté des sciences de la terre université Annaba (2007). 180 p.
- Houha B., Kherici N., Kachi S., Valles V., 2008. Hydrochemical differentiation of salinization process of the water in endoreic Semi-Arid Basin: Case of Rémila Basin, Algeria. *American Journal of Applied Sciences* 5 (7). Pp 891-895.
- Hsissod Y., Chauve P., Mania J., 1996. The aquifer of Turonian limestones (Tadla Basin, Morocco). Local and remote groundwater recharge from the Atlas. *Journal of Hydrology* 183 (1996). Pp 433-443.
- Hsissou Y., Chauvea P., Maniaa J., Manginb A., Bakalowicz M., Gaiz A, 1996. Caractérisation des eaux de l'aquifère turonien du bassin du Tadla (Maroc) par le rapport des concentrations molaires Sr²⁺/Ca²⁺. *Journal of Hydrology* 183 (1996). Pp 445-451.
- I.R.D., 2008. Les dossiers thématiques de l'Institut de recherche pour le développement. Les sols sont fragiles : 1er partie Salinisation et sodisation des sols. 2ème partie La dégradation des sols par salinisation ou alcalisation. <http://www.mpl.IRD2008.fr/suds-enligne/sols/fragile/salinisation1>. <http://www.mpl.IRD2008.fr/suds-enligne/sols/fragile/dégradation1>.
- Isaaks E.H., Srivastava R.M., 1989. An Introduction to Applied Geostatistics. Oxford University Press, New York: 561 p.

- Jabro J.D., Evans R.G., Kim Y., Stevens W.B., Iversen W.M., 2006. Characterization of spatial variability of soil electrical conductivity and cone index using coulter and penetrometer-type sensors. *Soil Science* Vol. 171, No. 8. Doi: 10.1097/01.ss.0000228037.80270.1d.
- Jennifer L.D., James F.H., Christopher J.E., Barry J.H., William R.H., 2008. Hydrogeologic controls on groundwater recharge and salinization: a geochemical analysis of the northern Hueco Bolson aquifer, Texas, USA. *Hydrogeology Journal* (2008) 16: 281–296.
- Job J.O, 1992. Les Sols Salés de l’Oasis d’El Guettar. Thèse. Université de Montpellier II. 150p.
- John H. Tellam, 1994. The groundwater chemistry of the Lower Mersey Basin Permo-Triassic Sandstone Aquifer system, UK: 1980 and pre-industrialisation-urbanisation. *Journal of Hydrology* 161 (1994). Pp 287-325. [doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)90132-5](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)90132-5)
- Johnson A.I., 1961. *Methods of Measuring Soil Moisture in the Field*. U.S. Geological Survey, Federal Center, Box 25425, Denver, CO 80225: 29p.
- Journel A.G., Huijbregts C.J., 1978. *Mining Geostatistics*. Academic Press. London. 600 p.
- Kallioras A., Pliakas F., Diamantis I., 2006. Conceptual model of a coastal aquifer system in northern Greece and assessment of saline vulnerability due to seawater intrusion conditions. *Environmental Geology*, 51[3]. Springer: 349-361.
- Kelepertsis A., Alexakis D., Kita I., 2001. Environmental geochemistry of soils and waters of Susaki area, Korinthos, Greece. *Environ Geochem Health* 23:117-135.
- Kerry R., Oliver M.A., 2007(b). Determining the effect of asymmetric data on the variogram. I. Underlying asymmetry. *Computers and Geosciences*, 33: 1212–1232.
- Kharroubi A., Tlahigue F., Agoubi B., Azri Ch., Bouri S., 2012. Hydrochemical and statistical studies of the groundwater salinization in Mediterranean arid zones: case of the Jerba coastal aquifer in southeast Tunisia. *Environ Earth Sci* (2012) 67. Pp 2089-2100.
- Khiari L., Parent L.E., Tremblay N., 2001. Critical Compositional Nutrient Indexes for Sweet Corn at Early Growth Stage. Published in *Agron. J.* 93/ 2001. Pp 809–814.
- Kim Y., Lee K-S., Koha D-Ch., Leea D-H., Lee S-G., Park W-B., Koh G-W, Woo N-Ch, 2003. Hydrogeochemical and isotopic evidence of groundwater salinization in a coastal aquifer: a case study in Jeju volcanic island, Korea. *Journal of Hydrology* 270 (2003). Pp 282-294.
- Kraiem Z., Zouari K., Bencheikh N, Agoun A., Abidi B., 2015. Processus de minéralisation de la nappe du Plio-Quaternaire dans la plaine de Segui-Zograta (Sud-Ouest tunisien). *Hydrological Sciences Journal*, 60 ; 3. Pp 534-548.
- Kuldip S., Hundal H.S., Dhanwinder S., 2011. Geochemistry and assessment of hydrogeochemical processes in groundwater in the southern part of Bathinda district of Punjab, northwest India. *Jor Environ Earth Sci.*, 2011/64. Pp 1823–1833.
- Kullin M. and Schmassmann H., 1990. Continental and altitude (temperature) effects on $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ in Switzerland and adjacent regions. *Mémoires of the 22nd Congress of IAH*, vol. XXII/1, 339-346.
- Kumar M., Ramanathan A.L., Rao M.S., Kumar B., 2006. Identification and evaluation of hydrogeochemical processes in the groundwater environment of Delhi, India. *Jor Environ Geol* 2006/50. Pp 1025–1039.
- Labus K., 2005. Origin of groundwater mineralization in coarse-grained lower Badenian aquifer in the Czech part of the Upper Silesian Coal Basin. *Geol Quarterly*, 2005, 49 (1). Pp 75-82.
- Labus K., 2005. Origin of groundwater mineralization in coarse-grained lower Badenian aquifer in the Czech part of the Upper Silesian Coal Basin. *Geological Quarterly*, 2005, 49 (1): 75–82.

- Laffitte R., 1939. Étude géologique de l'Aurès. Bull. Serv. Géol. de L'Algérie. 1^o série.
- Langman J.B., Ellis A.S., 2013. Geochemical indicators of interbasin groundwater flow within the southern Rio Grande Valley, southwestern USA. *Environ Earth Sci* (2013) 68:1285–1303
- Langmuir D., 1997. Aqueous environmental geochemistry (Water chemistry; Environmental geochemistry.). Prentice Hall (Upper Saddle River, N.J.), (600 p).
- Le Houérou H.N., 2009. Bioclimatology and Biogeography of Africa. © 2009 Springer-Verlag Berlin Heidelberg. ISBN 978-3-540-85191-2. 252p.
- Legros J.P., 2009. La salinisation des terres dans le monde. Académie des Sciences et Lettres de Montpellier, 2009. Conférence n°4069, Bull. n°40, pp. 257-269. <http://academie.biu-montpellier.fr/>
- Legros J.P., 2009. La salinisation des terres dans le monde. Conférence n°4069, Bull. n°40. 257-269 Pp.
- Legros J.P., 2012. Major Soil Groups of the World Ecology, Genesis, Properties and Classification. © 2012 by Taylor & Francis Group, LLC. Number-13: 978-1-4665-0243-7 (eBook - PDF): 464p.
- Lesch M., Rhoades J.D., Lund L.J., Corwin D.L., 1992. Mapping soil salinity using calibrated electromagnetic measurements. *Soil Science Society American Journal*, 56, 540–548.
- Lesch S.M., Suarez D.L., 2009. A short note on calculating the adjusted SAR index. *Transactions of the ASABE. American Society of Agricultural and Biological Engineers* ISSN 0001-2351. Vol. 52(2): 493-496 2009.
- Lindsay, W. L. 1979. "Chemical Equilibria in Soils." Wiley, New York.
- Liu B., Guo K., Zhang L. et al., 2016. Kernel Principal Component Analysis in the Application of Geochemical Comprehensive Feature Extraction. Chapter 3. N.J. Raju (ed.), *Geostatistical and Geospatial Approaches for the Characterization of Natural Resources in the Environment*, © Capital Publishing Company 2016. Pp 15-19.
- Liu W., Su Y., Yang R., Yang Q., Fan G., 2011. Temporal and spatial variability of soil organic matter and total nitrogen in a typical oasis cropland ecosystem in arid region of Northwest China. *Environ. Earth Sci.* 64, 2247–2257.
- Lopez J., Parent L.E., Tremblay N., Gosselin A., 2002. Sulfate accumulation and calcium balance in hydroponic tomato culture. *Journal of Plant Nutrition*, 25(7)/2002. Pp 1585–1597.
- Louati D., 2015. Irrigation avec des eaux saumâtres dans le périmètre Zelba 1 (Mahdia), diagnostique, caractérisation et suivi des impacts des eaux saumâtres sur le sol. *Faculté des sciences Sfax, Tunisie* 2015. ISBN : 978-3-8416-2540-03. 225p.
- Louati D., Majdoub R., Abida H., 2013. Dégradation du sol au niveau d'un périmètre irrigué de la région de Sidi-Alouane (gouvernorat de Mahdia). *International Conference on Natural Hazards and Geomatics, ICNHG 2013*: 287-292.
- Loyer J.Y., 1991. Salinité des eaux d'irrigation problèmes et solutions. Conférence IAM. BARI, Italie, 25-26 juillet 1991.
- Lozet J., Mathieu C., 2002. Dictionnaire de science du sol, 4^e édition. Tec et Doc, Lavoisier. Paris. 574 p.
- Ma J., Ding Z., Edmunds W.M., Gates J.B., Huang T., 2009. Limits to recharge of groundwater from Tibetan plateau to the Gobi Desert, implications for water management in the mountain front. *J. Hydrol.*, 364. Pp 128-141.
- Magal E., Weisbrod N., Yakirevich A., Yechieli Y., 2008. The use of fluorescent dyes as tracers in highly saline Groundwater. *Journal of Hydrology* (2008) 358. Pp 124-133.

- Mahjoory R.A., 2011. The salt-land soil system placement (taxonomy) in relation to global changes and challenges. Abstracts and extended abstracts submitted to the Global Forum on Salinization and Climate Change (GFSCC2010), Valencia, 25–29 October 2010. World Soil Resources Reports No. 105. FAO, Rome : 15-16.
- Mandia, Y. 1991. Typologie des aquifères évaporitiques du Trias dans le bassin lémanique du Rhône (Alpes occidentales). - Thèse de doctorat, no 948, Ecole polytechnique fédérale de Lausanne (Suisse), 345 p.
- Marjoua A., Olive PH., Jusserand C., 1997. Apports des outils chimiques et isotopiques à l'identification des origines de la salinisation des eaux : cas de la nappe de la Chaouia côtière (Maroc), Rev. Sci. Eau. 10(4), pp. 489-505.
- Marlet S., Job J.O., 2006. Processus et gestion de la salinité des sols. In : Tiercelin, J.R. Traité d'irrigation, seconde édition. Tec & Doc Lavoisier. ISBN-13: 978-2743009106
- Martianez-Beltran J., Gonzalez-Casillas A., Namuche-Vargas R., 2007. A component of the FAO normative programme on land drainage: Mexico case study on the evaluation of the performance of subsurface drainage systems. Irrig. and Drain. 56: 179-190 (2007). DOI: 10.1002/ird.373.
- Masoud A.A., Koike K., 2006. Arid land salinization detected by remotely-sensed landcover changes: A case study in the Siwa region, NW Egypt. Journal of Arid Environments 66 (2006) 151–167.
- Massoumi A.M., 1968. Caractérisation et amélioration des sols sales et a alcalis. O.R.S.T.O.M. Paris 1968. 39 p.
- Matheron G., 1963. Principles of geostatistics. Economic Geology Vol. 58, 1963, pp. 1246-1266.
- Mathieu C., Lozet J., 2011. Dictionnaire encyclopédique de science du sol. Tec & Doc, Lavoisier. Paris. 733 p.
- Mathieu C., Pielain F., 2003. Analyse chimique des sols ; Méthodes choisies. Tec & Doc, Lavoisier. Paris. 288 p.
- Matinfar H.R., Alavi Panah S.K., Zand F., Khodaei K., 2013. Detection of soil salinity changes and mapping land cover types based upon remotely sensed data. Arab J Geosci 6:913-919.
- Matthess G., 1983. Natural Processes Controlling the Behaviour of Contaminants in Groundwater. GeoJournal 7.5/1983. Pp 435-443.
- McBrateny A.B., De Grujter., Bus D.J., 1992. Spatial prediction and mapping 590 of continuous soil classes. Geoderma 54/1992. Pp 39-64.
- Mehdi Z., Ezzat R., Broder J., Merkel, Nicolai-Alexeji K., 2013. Identifying sources of salinization using hydrochemical and isotopic techniques, Konarsiah, Iran. Environ Earth Sci (2013) 70. Pp 587–604.
- Merkel B.J., Planer-Friedrich B., 2002. Groundwater geochemistry a practical guide to modeling of natural and contaminated aquatic systems. Edited by Darrell Kirk Nordstrom. ISBN 3-540-24195-7. Springer Berlin Heidelberg New York (2002). 208 p.
- Mondal N.C., Singh V.P., Singh V.S., Saxena V.K., 2010. Determining the interaction between groundwater and saline water through groundwater major ions chemistry. J Hydrol (2010) 388: 100–111.
- Morabito D., Mills D., Prat D., Pierre D., 1994. Response of clones of *Eucalyptus microtheca* to NaCl *in vitro*. Tree Physiol. 14: 201-210.

- Morell I., Gimhez E., Esteller M.V., 1996. Application of principal components analysis to the study of salinization on the Castellon Plain (Spain). *The Science of the Total Environment* 177 (1996). Pp 161-171.
- Mousavifard S.M., Momtaz H., Sepehr E., Davatgar N., Sadaghiani M.H.R., 2013. Determining and mapping some soil physico-chemical properties using geostatistical and GIS techniques in the Naqade region, Iran, *Archives of Agronomy and Soil Science*, 59:11, 1573-1589, DOI: 10.1080/03650340.2012.740556
- Mulla D.J., Hammond M.W., 1988. Mapping soil test results from large irrigation circles. In J. S. Jacobsen (Ed.), *Proceedings of the 39th Annual Far West Regional Fertilizer Conference* (pp. 169–171). Pasco, WA: Agricultural Experimental Station Technical Paper No. 8597.
- Nadler A., 1980. Chemical reactions of seawater with rocks and freshwater: experimental and field observations on brackish waters in Israel. *Geochimica et Cosmochimica. Acta*, Vol. 44. Pp 879-886.
- Nadler A., Magaritz M., 1981. Expected deviations from the ESP-SAR empirical relationships in calcium and sodium-carbonate-containing arid soils: field evidence. *Soil Science*. 131: 220-225.
- Nahon D., 2008. *L'épuisement de la Terre. L'enjeu du XXIème siècle*. Odile Jacob, 235 p.
- Nemes A., Rawls W.J., 2006. Evaluation of different representations of the particlesize distribution to predict soil water retention. *Geoderma* 132:1-2. pp. 47
- Oldeman L.R., Hakkeling R.T.A., Sombroek W.G., 1991. World map of the status of human-induced soil degradation. An explanatory Note. *Global Assessment of Soil Degradation*. Wageningen : International Soil Reference and Information Centre (ISRIC) ; United Nations Environment Program (UNEP).
- Oliver M.A., Loveland P.J., Frogbrook Z.L., Webster R., McGrath S.P., 2002. Statistical and geostatistical analysis of the national soil inventory of England and Wales (MAFF project SPO124, available on CD ROM from National Soil Resources Institute, Cranfield University, UK).
- Oliver M., 2010. *Geostatistical Application sfor Precision Agriculture*. The effects of brief mindfulness intervention on acute pain experience: An examination of individual difference (Vol. 1). <http://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Oliver M.A., Webster R., Slocum K., 2000. Filtering SPOT imagery by kriging analysis. *International Journal of Remote Sensing*, 21. Pp 735-752.
- Olivier A., 2015. *Chimie et pollution des eaux souterraines*. Edition ©Lavoisier, Paris 2015. ISBN: 978-2-7430-2009-5
- Ortega-Guerrero A., 2003. Origin and geochemical evolution of groundwater in a closed-basin clayey aquitard, Northern Mexico. *Journal of Hydrology* 284 (2003). Pp 26–44.
- Palmer C., 1911. The geochemical interpretation of water analyses. *US Geol Surv Bull* 749: 5-31.
- Papadopoulou-Vrynioti K., Alexakis D., Bathrellos G.D., Skilodimou H.D., Vryniotis D., Vassiliades E., 2014. Environmental research and evaluation of agricultural soil of the Arta plain, western Hellas. *J Geochem Explor* 136:84-92.
- Parent L.E., Cissé E.S., Tremblay N., Bélair C., 1997. Row-centred log ratios as nutrient indexes for saturated extracts of organic soils. *Canadian journal of soil science*, 77. Pp 571-578.
- Parent L.E., Dafir M., 1992. Theoretical concept of compositional nutrient diagnosis. *Journal of the American Society for Horticulture Science* 117. Pp 239-242.

- Parent L.E., Natale W., Ziadi N., 2009. Compositional nutrient diagnosis of corn using the Mahalanobis distance as nutrient imbalance index. *Canadian Journal of Soil Science*. Pp 382-390.
- Parent L.E., Parent S.É., Ziadi N., 2014. Biogeochemistry of soil inorganic and organic phosphorus: A compositional analysis with balances. *Journal of Geochemical Exploration* 141/2014. Pp 52–60.
- Parent L.E., De Almeida C.X., Hernandez A., Egozcue J.J., Gülser C., Bolinder M.A., Kätterer T., Andrén O., Parent S.E., Anctil F., Centurion J.F., Natale W., 2012. Compositional analysis for an unbiased measure of soil aggregation. *Geoderma* 179-180 (2012). Pp 123–131.
- Parent S.É., Parent L.E., Rozane D.E., Natale W., 2013. Plant ionome diagnosis using sound balances: case study with mango (*Mangifera Indica*). *Frontiers in Plant Science | Crop Science and Horticulture*. November 2013/Volume 4/Article 449. Pp 1-12.
- Pawlowsky-Glahn, V.; Egozcue, J. J., 2001. Geometric approach to statistical analysis on the simplex. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* October 2001, Volume 15, Issue 5, pp 384-398
- Pazand K., Hezarkhani A., Ghanbari Y., Aghavali N., 2012. Geochemical and quality assessment of groundwater of MarandBasin, East Azarbaijan Province, northwestern Iran. *Environ Earth Sci* (2012) 67. Pp 1131-1143.
- Pearson K., 1897. *Mathematical Contributions to the Theory of Evolution. On a Form of Spurious Correlation Which May Arise When Indices Are Used in the Measurement of Organs*. *Proceedings of the Royal Society of London*, Vol. 60 (1896 - 1897), pp. 489-498.
- Petit O., 2004. La surexploitation des eaux souterraines : enjeux et gouvernance. *Natures Sciences Sociétés* 2004/2. Vol. 12. Pp 146-156.
- Piper A.M., 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *Transactions of the American Geophysical Union*, 25. Pp 914-923.
- Pisinaras V., Tsihrintzis V.A., Petalas C., Ouzounis K., 2010. Soil salinization in the agricultural lands of Rhodope District, Northeastern Greece. *Environ. Monit. Assess.* 166, 79-94. <http://dx.doi.org/10.1007/s10661-009-0986-6>.
- Plummer L.N., 1976. WATEQF, a Fortran IV version of WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibrium of natural waters. *US Geological Survey Water Resources Investigation Report* 76–13. Available from: <http://pbadupws.nrc.gov/docs/ML0331/ML033170395.pdf>
- Pu T., He Y., Zhang T., Wu J., Zhu G., Chang L., 2013. Isotopic and geochemical evolution of ground and river waters in a karst dominated geological setting: A case study from Lijiang basin, South-Asia monsoon region. *Applied Geochemistry* 33 (2013). 199-212 Pp.
- Pulido-Leboeuf P., Pulido-Bosch A., Calvache M.L., Vallejos Á., Andreu J.M., 2003. Strontium, SO₄²⁻/Cl⁻ and Mg²⁺/Ca²⁺ ratios as tracers for the evolution of seawater into coastal aquifers: the example of Castell de Ferro aquifer (SE Spain). *C. R. Geoscience* 335 (2003). Pp 1039–1048.
- Ranjbar F., Jalali M., 2016. The combination of geostatistics and geochemical simulation for the site-specific management of soil salinity and sodicity. *Computers and Electronics in Agriculture* 121 (2016) 301–312. [Doi.org/10.1016/j.compag.2015.12.010](https://doi.org/10.1016/j.compag.2015.12.010)
- Reimann C., Filzmoser P., Fabian K., Hron K., Birke M., Demetriades A., Dinelli E., Lodenberger A., 2012. The GEMAS Project Team, 2012. The concept of compositional data analysis in practice – total major element concentrations in agricultural and grazing land soils of Europe. *Science of the Total Environment* 426/2012. Pp 196–210.

- Reza S.K., Baruah U., Singh S.K., Das T.H., 2015. Geostatistical and multivariate analysis of soil heavy metal contamination near coal mining area, Northeastern India. *Environ Earth Sci* (2015) 73:5425–5433. Doi 10.1007/s12665-014-3797-1
- Rhoades J.D. 1989. Effects of salts on soils and plants. *Proceedings of Natural Water Conference. IR & WR Divs/ASCE. New ark, Delaware/July, (17-20): 39-48.*
- Rhoades J.D., Loveday J., 1990. Salinity in irrigated agriculture. In: *Irrigation of Agricultural Crops. ASA-CSSA-SSSA. Agron. Monograph 30: 1089-1142.*
- Rhoades J.D., Van Schilfhaarde, J., 1976. An electrical conductivity probe for determining soil salinity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40: 647-650.
- Rhoades, J.D., Ingvalson, R.D., 1971. Determining salinity in field soils with soil resistance measurements. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 35, 54-60.
- Richer de Forges A., Feller C., Jamagne M., Arrouays D., 2008. Perdue dans le triangle des textures. *Étude et Gestion des Sols, Volume 15, 2. 97-111.*
- Richter B.C., Kreitler C.W., 1991. Identification of sources of ground-water salinization using geochemical techniques. Report EPA/600/2-91/064.
- Rivera Villarreyes C.A., 2010. Salinization Processes at the Alto Piura Aquifer, Northern part of Peru. M.Sc. Thesis, Ben-Gurion University of the Negev.
- Rossi R.E., Mulla D.J., Journel A.G., Franz E.H., 1992. Geostatistical tool for modelling and interpreting ecological spatial dependence. *Ecol. Monogr.* 62. Pp 277-314.
- S.M.K., 2011. Service des statistiques, les données climatiques de la wilaya de Khenchela. Station Météorologique de la Wilaya de Khenechela.
- Sadek A., 2011. Hydrochimie et faciès géochimiques des eaux souterraines, Plaine de Bekaa, *Hydrological Sciences Journal*, 56:2, 334-348, DOI: 10.1080/02626667.2011.559331.
- Saighi O., 2005. Isotopic composition of precipitation from Algiers and Assekrem. *Isotope Hydrology Section International Atomic Energy Agency, October 2005. Pp 5-18.*
- Sass E., Starinsky L., 1978. Behaviour of strontium in subsurface calcium chloride brines, Southern Palestine and Dead Sea rift valley. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 43: 885-895.
- Sass E., Starinsky A., 1979. Behaviour of strontium in subsurface calcium chloride brines: southern Palestine and Dead Sea rift valley. *Geochimica cosmochimica, Act Vol. 43. Pp 885-895.*
- Saxton K.E., Rawls W.J., 2006. Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions. *Soil Science Society of America Journal, Vol 70. 1569-1578.*
- Scanlon B.R., Keese K.E., Flint A.L., Flint L.E., Gaye C.B., Edmund W.M., Simmers I., 2006. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrol. Process.* (2006) 20. Pp 3335-3370.
- Schoeller H., 1959. Hydrologie des régions arides progrès récents. Unesco publié en 1959. NS. 58/III. 16/F. 127p.
- Schoeller M., 1972. Étude géochimique de la nappe des "sables inférieurs" du bassin d'aquitaine. *Journal of Hydrology* 15 (1972) 317-328.
- Schoeller, H., 1962. Les eaux souterraines : hydrologie dynamique et chimique ; recherche, exploitation et évaluation des ressources. Paris: Masson et Cie, Éditeurs 1962. 642 p.
- Serfs M.E., 2004. Groundwater quality in the bedrock aquifers of highlands and valley and ridge physiographic provinces of New Jersey. *New Jersey Geological survey reports (ISSN 0741-7357).* 35p.
- Servat É., Mahé G., 2009. Eau et zones arides : enjeux et complexité. *Sécheresse* 2009 ; 20 (1). Pp 7-8.

- Shahbaz M., Ashraf M., 2013. Improving salinity tolerance in cereals. *Crit. Rev. Plant Sci.* 32, 237–249.
- Shi J., Wang H., Xu J., Wu J., Liu X., Zhu H., Yu C., 2007. Spatial distribution of heavy metals in soils: a case study of Changxing, China. *Environmental Geology*, 52, 1–10. Doi 10.1007/s00254-006-0443-6.
- Shrivastava P., Kumar R., 2015. Soil salinity: A serious environmental issue and plant growth promoting bacteria as one of the tools for its alleviation. *Saudi Journal of Biological Sciences* (2015) 22, 123–131.
- Siebert S., Burke J., Faures J.M., Frenken K., Hoogeveen J., Doll P., Portmann F. T., 2010. Groundwater use for irrigation – a global inventory. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, (2010). Pp 1863-1880.
- Simler R., 2012. Manuel pour DIAGRAMMES. Présentation du logiciel à partir de données importées d'un tableur, création de diagrammes spécifiques à l'hydrogéologie et validation des données analytiques. Université Avignon. Laboratoire d'Hydrogéochimie d'Avignon 21-6-2012. 40p. <http://www.lha.univ-avignon.fr/>
- Simon M., Cabezas I., Martinez P., 1994. A new method for estimate of dissolved salts in saturation extracts of soil from electrical conductivity. *European Journal of Soil Science*, 45, 153–157. doi:10.1111/j.1365-2389.1994.tb00496.x.
- Singh K., Hundal H.S., Singh D., 2011. Geochemistry and assessment of hydrogeochemical processes in groundwater in the southern part of Bathinda district of Punjab, northwest India. *Environ Earth Sci* (2011) 64. Pp 1823-1833.
- Smith-Rose R.L., 1933. The electrical properties of soil for alternating currents at radio frequencies. *Proc. R. Soc. Lond.* 140, 359-377.
- Sparks D.L., 2003. *Environmental soil chemistry*. Second edition. University of Delaware, academic press: 352p. [doi:10.1016/B978-0-12-656446-4.50014-1](https://doi.org/10.1016/B978-0-12-656446-4.50014-1)
- Sposito G., 1984. The future of an illusion: Ion activities in soil solutions. *Soil Science Society of America Journal*, 48, 531–536.
- Sposito G., 1989. *The chemistry of soils*. New York. Oxford University Press. 277p.
- Sposito G., 2008. *The Chemistry of Soils Second Edition*. Published by Oxford University Press, ISBN 978-0-19-531369-7. 329 p.
- Srinivasamoorthy K., Gopinath M., Chidambaram S., Vasanthavigar M., Sarma V.S., 2014. Hydrochemical characterization and quality appraisal of groundwater from Pungar sub basin, Tamilnadu, India. *Journal of King Saud University – Science* (2014) 26, 37–52. doi.org/10.1016/j.jksus.2013.08.001.
- Statsoft, 2010. *Statistica prise en main, manuel d'utilisation de Statistica*. Copyright©Statsoft 2010. 330 p. <http://www.statsoft.fr/pdf/STATISTICA-prise-en-main.pdf>
- Stoecker F., Babel M.B., Gupta A.D., Rivas A.A., Evers M., Kazama F., Nakamura T., 2013. Hydrogeochemical and isotopic characterization of groundwater salinization in the Bangkok aquifer system, Thailand. *Environ Earth Sci* (2013) 68. Pp 749-763.
- Stumm W., and Wollast, R. (1990). Coordination chemistry of weathering. Kinetics of the surface-controlled dissolution of oxide minerals. *Rev. Geophys.* 28, 53–69.
- Subyani A.M., 2005. Hydrochemical identification and salinity problem of ground-water in Wadi Yalamlam basin, Western Saudi Arabia. *Journal of Arid Environments*, 0140-1963- see front matter r 2004 Elsevier. Pp 53–66.
- Sumner, M.E., 1993. Sodic soils: new perspectives. *Aust. J. Soil Res.*, 1993, 31, 683-750.
- Szabolcs I., 1979. Review of research on salt-affected soils. *Natural Resources. Res.* 15: 31-40.

- Szabolcs I., 1994. Soils and salinisation. In Handbook of Plant and Crop Stress (ed. M. Pessarakali), pp. 3–11. Marcel Dekker, New York.
- Szabolcs, I., 1989. Salt- affected soils. CRS pressinc, Florida, 274p.
- Tanji K.K., 1990. “Agricultural Salinity Assessment and Management,” ASCE Manuals Rep. Eng. Pract. 71. Am. Soc. Civ. Eng., New York.
- Tanner J., 1949. Fallacy of per-weight and per-surface area standards, and their relation to spurious correlation. *Journal of Applied Physiology* 2(1), 1–15.
- Tarki M., Dassi L., Jedoui Y., 2012. Groundwater composition and recharge origin in the shallow aquifer of the Djerid oases, southern Tunisia: implications of return flow, *Hydrological Sciences Journal*, 57:4, 790-804, DOI: 10.1080/02626667.2012.681783.
- Timpson M.E., Richardson J.I., 1986. Ionic composition and distribution in saline seeps of southwestern North Dakota, USA. *Geoderma*, 37, 295–305. doi:10.1016/0016-7061(86)90031-5.
- Tolosana-Delgado R., Boogaart K.G.V.D., Pawlowsky-Glahn V., 2011. Geostatistics for compositions in *Compositional Data Analysis: Theory and Applications*, eds V. Pawlowsky-Glahn and A. Buccianti (New York, NY: John Wiley and Sons). Pp 73–85.
- Tóth G., Montanarella L., Rusco E., 2008. Threats to Soil Quality in Europe EUR 23438 – Scientific and Technical Research series. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg, pp. 61–74.
- Traité d’irrigation, seconde édition. Tec & Doc Lavoisier. ISBN-13: 978-2743009106.
- Trangmar B.B., Yost R.S., Uehara G., 1985. Application of geostatistics to spatial studies of soil properties. *Adv. Agron.* 38: 45-94.
- U.S. Salinity Laboratory Staff, 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. In: Richards, L.A. (Ed.), *USDA Agriculture Handbook*, vol. 60. U.S. Print Office, Washington, DC, available online at www.usssl.ars.usda.gov.
- U.S.S.L., 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. US Department of Agriculture, Handbook n°60, U.S. Gov. Print. Office, Washington D.C, 160p.
- US Salinity Laboratory., 1954. Saturated soil paste. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. *Agr. Handbook* 60. Washington, DC: USDA.
- USDA, 1954. Diagnoses and improvement of saline and alkali soils. *Agric. Handbook* No. 60. USSL, Riverside, CA, USA.
- USSL., 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. US Department of Agriculture, Handbook n°60, U.S. Gov. Print. Office, Washington D.C, 160 p.
- Vallejos A., Díaz-Puga M.A., Sola F., Daniele L., Pulido-Bosch A., 2015. Using ion and isotope characterization to delimitate a hydrogeological macrosystem. Sierra de Gádor (SE, Spain). *Journal of Geochemical Exploration* 155. 14–25. doi.org/10.1016/j.gexplo.2015.03.006.
- Van Den Boogaart .K.G, Tolosana-Delgado .R, 2013. *Analyzing Compositional Data with R*. © Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2013. ISBN 978-3-642-36809-7 (eBook). Library of Congress Control Number: 2013940100. 258 p. <http://www.springer.com/series/6991>
- Van Den Boogaart K.G., Tolosana-Delgado R., 2008. “compositions”: A unified R package to analyze compositional data. *Computers and Geosciences* 34 (2008). Pp 320–338.
- Van Den Boogaart K.G., Tolosana-Delgado R., Bren M., 2013. *Compositions: Compositional data analysis, R package version 1.30-1*. <http://CRAN.R-project.org/package=compositions>.

- Varol S., Davraz A., 2014. Assessment of geochemistry and hydrogeochemical processes in groundwater of the Tefenni plain (Burdur/Turkey). *Jor Environ Earth Sci* 2014/71. Pp 4657-4673.
- Vauclin 1982. Méthodes d'études de la variabilité spatiale d'un sol. Les colloques de l'INRA, Avignon, 24-25 juin 1982.
- Vaughn P.J., Lesch S.M., Corwin D.L., Cone D.G., 1995. Water content effect on soil salinity prediction: A geostatistical study using cokriging. *Soil Science Society of America Journal*, 59, 1146–1156.
- Verma M.P., 2016. Compositional Statistical Analysis of Inter-Laboratory Comparisons of Geothermal Water. Chapter 9. N.J. Raju (ed.), *Geostatistical and Geospatial Approaches for the Characterization of Natural Resources in the Environment*, © Capital Publishing Company 2016. Pp 15-19.
- Vieira S.R., 1981. Spatial variability of field measuring infiltration rate. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45 :1040-1048.
- Vila J.M., 1977. Notice explicative de la carte géologique, au 1/50.000, Touffana (feuille n° 202). Editée par Sonatrach en 1977. 6 pages.
- Visconti F., Paz J.M., Rubio J.L., 2010. What information does electrical conductivity of soil water extracts of one to five ratio (w/v) provide for salinity assessment of agricultural irrigated lands? *Geoderma*, 154: 387-397.
- Viswanatha N.C., Kumarb P.G.D., Ammadb K.K., 2015. Statistical Analysis of Quality of Water in Various Water Shed for Kozhikode City, Kerala, India. *Aquatic Procedia* 4/2015. Pp 1078–1085.
- Walkley A., Black C.A., 1934. An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposal modification of the chromic acid titration method. *Soil Science*, Vol. 37. pp 29-38.
- Walton W.C., 1965. Groundwater recharge and runoff in Illinois. *Illinois State Water Surv., Rept. Of Invest.* 48 p.
- Walton W.C., 1970. *Groundwater resources evaluation*. New York: McGraw-Hill.
- Wang Y., Jiao J.J., 2012. Origin of groundwater salinity and hydrogeochemical processes in the confined Quaternary aquifer of the Pearl River Delta, China. *Journal of Hydrology* 438–439 (2012). Pp 112-124.
- Wang Y., Jiao J.J., 2012. Origin of groundwater salinity and hydrogeochemical processes in the confined Quaternary aquifer of the Pearl River Delta, China. *Journal of Hydrology* 438–439 (2012). Pp 112–124.
- Weill F., Radi R., Nguyen H.P., Sehaqui H., Ilias N., 2010. Rapport d'identification des sols. *Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne*. 19p.
- Wenner F., 1915. A method of measuring Earth resistivity. U.S. Dept. Com. Bureau of Standards Sci. Paper No. 258. NIST, Gaithersburg, MD.
- Yakirevich A., Weisbrod N., Kuznetsov M., Rivera Villarreyes C.A., Benavent I., Chavez A.M., Ferrando D., 2013. Modeling the impact of solute recycling on groundwater salinization under irrigated lands: A study of the Alto Piura aquifer, Peru. *Jou of Hyd* 482 (2013): 25–39.
- Yamaguchi T., Blumwald E., 2005. Developing salt-tolerant crop plants: challenges and opportunities. *Trends Plant Sci.* 10 (12), 615– 620.
- Yang F., Zhang G., Yin X. Liu Z, 2011. Field-Scale Spatial Variation of Saline-Sodic Soil and Its Relation with Environmental Factors in Western Songnen Plain of China. *Int. J. Environ. Res. Public Health* 2011, 8, 374-387; doi:10.3390/ijerph8020374

- Yang J., 2006. Recent evolution of soil salinization in China and its driving processes. The 18th World Congress of Soil Science. A presentation in part 156: 3.4A Combating Global Soil & Land Degradation I. Agroecosystems: Processes & Assessment - Poster. <http://www.ddd.go.th/18wcss/techprogram/P13368>.
- Yaron B., Shalvet J., 1965. International Source Book of Irrigation and Drainage. F.A.O./U.N.E.S.C.O. 214p.
- Yaron D., 1981. "Salinity in Irrigation and Water Resources." Dekker, New York.
- Yermani M., Zouari K., Michelot J.L., Mamou A., Moumni L., 2003. Approche géochimique du fonctionnement de la nappe profonde de Gafsa Nord (Tunisie centrale), Hydrological Sciences Journal, 48:1. Pp 95-108.
- Yidana S.M., Ophori D., Banoeng-Yakubo B., 2008. A multivariate statistical analysis of surface water chemistry data – The Ankobra Basin, Ghana. Journal of Environmental Management, 86: 80-87.
- Yin L., Hou G., Dou Y., Tao Z., Li Y., 2009. Hydrogeochemical and isotopic study of groundwater in the Habor Lake Basin of the Ordos Plateau, NW China, Environ. Earth Sci., 64/2009. Pp 1575–1584.
- Zektser I.S., Everett L.G., 2004. Resources of the word and their use. UNESCO 2004, 75352 Paris 07 SP. ISBN 92-9220-007-0. 342 p.
- Zheng Z., Zhang F., Ma F., Chai X., Zhu Z., Shi J., Zhang S., 2009. Spatiotemporal changes in soil salinity in a drip-irrigated field. Geoderma 149 (2009) 243–248. Doi:10.1016/j.geoderma.2008.12.002.
- Zouaoui A., 1990. Contribution à l'étude de l'évaluation des terres de la plaine de Remila (Kais W. Khenchela). Thèse de Magister en Sciences Agronomique. Université de Batna Institut d'Agronomie. 200p.
- Zuo R., Xia Q., Wang H., 2013. Compositional data analysis in the study of integrated geochemical anomalies associated with mineralization. Applied Geochemistry 28 (2013) 202–211.

Annexes

Annexes 1

Prospection et prélèvement des échantillons

Prospection de terrain



Prélèvement



Conditionnement
Échantillons

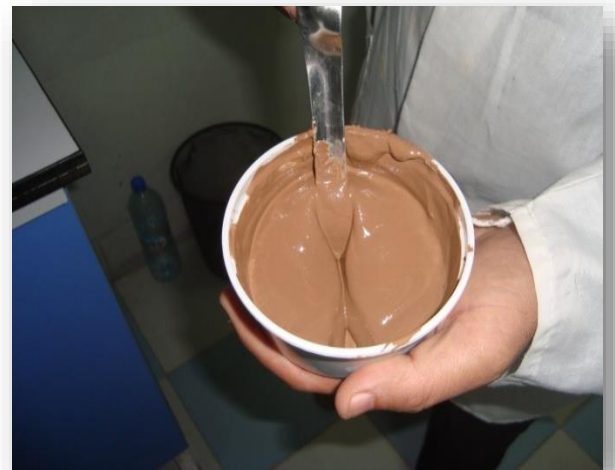


Mesures effectuées

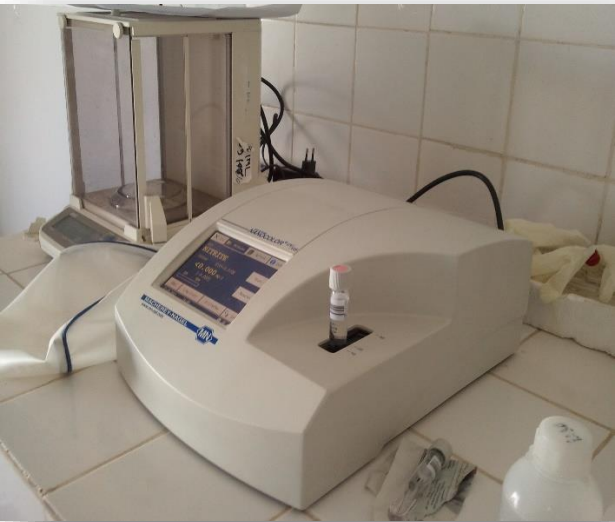
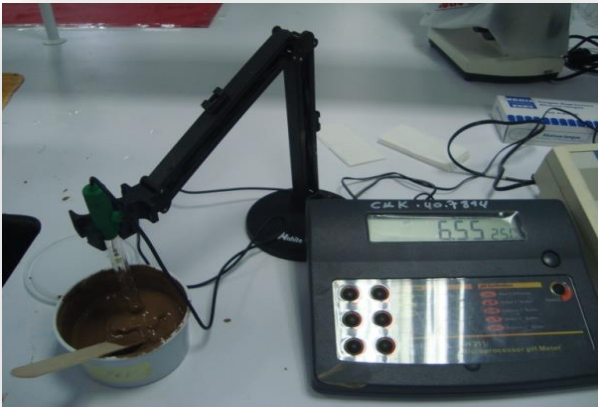
Mesures In Situ



Mesures et préparation au laboratoire



Analyses au Laboratoire



Annexes 2.

Articles et communications :

Publication

Article :

Aouidane L., Belhamra M., 2014. Étude de la qualité et les risques d'utilisation des eaux souterraines d'une région semi-aride, cas d'étude périmètre d'Ouled Mira Remila (Khenchela, Algérie). Revue des Régions Arides - Numéro Spécial - n° 35 (3/2014). 1007-1013 Pp.

Aouidane L., Belhamra M., 2017. Hydrogeochemical processes in the Plio-Quaternary Remila aquifer (Khenchela, Algérie). Journal of African Earth Sciences 130:38-47. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2017.03.010.

Participation au colloque

AOUIDANE L., BELHAMRA M., DJEBRI L., 2013. Evaluation de la qualité physicochimique des eaux souterraines d'une région semi-aride, Cas d'étude périmètre d'Ouled Mira, Remila (Khenchela, Algérie). VIII^{ème} Congrès International qualité des produits et de l'environnement traitement et valorisation des rejets effets sur la santé humaine, Tunis. Université Sous Faculté de pharmacie. Le 05-07 Avril 2013 Mahdia- Tunisie.

AOUIDANE L., 2013. Étude de la qualité des eaux souterraines de la plaine de remila ; Cas d'étude le périmètre irrigué d'Ouled Mira (Khenchela). Séminaire National défis agricoles. 08-09 Mai 2013. Université Abbès Laghrour Khenchela.

AOUIDANE L., BELHAMRA M., 2013. Diagnostique de la qualité des eaux souterraines utilisées en irrigation de la plaine de Remila ; cas d'étude périmètre Ouled Mira (Khenchela). Séminaire international sur : les problématiques agronomiques en région aride et semi-aride. Le 28 au 30 octobre 2013, Université Hadj Lakhdar de Batna.

AOUIDANE L, BELHAMRA M, 2013. Etude de la qualité et les risques d'utilisation des souterrains de la plaine de Remila ; cas d'étude périmètre Ouled Mira (Khenchela). Séminaire International sur l'Hydrologie et l'environnement 5, 6 et 7 novembre 2013. Université Ouargla.

AOUIDANE L, BELHAMRA M, 2013. Évaluation de la qualité des eaux souterraines pour l'irrigation de la plaine de Remila (Khenchela). IV Meeting International sur la gestion des ressources et application biotechnologie en aridoculture et cultures sahariennes : perspectives pour un développement durable des zones arides. Djerba 17 au 19 décembre 2013 Tunis. Institut des régions Arides.