

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université Hassiba Benbouali de Chlef

Faculté de Génie Civil et d'Architecture

Département d'Hydraulique



THÈSE

Présentée pour l'obtention du diplôme de

DOCTORAT EN SCIENCES

Spécialité : Hydraulique

Par

ABDELHAMID BRADAÏ

Thème :

**EVOLUTION DE LA QUALITÉ GÉOCHIMIQUE DES
EAUX SOUTERRAINES UTILISÉES DANS L'IRRIGATION ET
LEUR IMPACT SUR LA DÉGRADATION DES SOLS DE LA
PLAINE DU BAS- CHÉLIFF.**

Soutenue le 03/04/2017, devant le jury composé de :

Mohamed RIABI	MCA	U. Chlef	Président
Abdelkader DOUAOUI	Professeur	C. U. Tipaza	Rapporteur
Mohamed BENKHELIFA	Professeur	U. Mostaganem	Examineur
Mohamed LARID	Professeur	U. Mostaganem	Examineur
Abdelamir SAED HAMOUDI	Professeur	U. Chlef	Examineur
Mohamed REMAOUN	Professeur	U. Chlef	Examineur

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université Hassiba Benbouali de Chlef

Faculté de Génie Civil et d'Architecture

Département d'Hydraulique



THÈSE

Présentée pour l'obtention du diplôme de

DOCTORAT EN SCIENCES

Spécialité : Hydraulique

Par

ABDELHAMID BRADAÏ

Thème :

**EVOLUTION DE LA QUALITÉ GÉOCHIMIQUE DES
EAUX SOUTERRAINES UTILISÉES DANS L'IRRIGATION ET
LEUR IMPACT SUR LA DÉGRADATION DES SOLS DE LA
PLAINE DU BAS- CHÉLIFF.**

Soutenue le 03/04/2017, devant le jury composé de :

Mohamed RIABI	MCA	U. Chlef	Président
Abdelkader DOUAOUI	Professeur	C. U. Tipaza	Rapporteur
Mohamed BENKHELIFA	Professeur	U. Mostaganem	Examineur
Mohamed LARID	Professeur	U. Mostaganem	Examineur
Abdelamir SAED HAMOUDI	Professeur	U. Chlef	Examineur
Mohamed REMAOUN	Professeur	U. Chlef	Examineur



On se lasse de tout sauf de comprendre

A ma femme qui n'a jamais cessé de me soutenir.

A la mémoire de mes parents

Remerciements

Ce travail n'aurait vu le jour sans la collaboration de nombreuses personnes qu'il m'est agréable de remercier. Vous me pardonnerez les multiples répétitions car comment exprimer ma reconnaissance qu'en utilisant le mot merci !

Tout d'abord j'exprime ma profonde gratitude et ma sincère estime à Monsieur Abdelkader DOUAOUI, professeur au centre universitaire de Tipaza, non seulement qu'il a été mon meilleur enseignant, il m'a fait l'honneur de diriger mon travail de près et avec rigueur scientifique exemplaire, aussi pour sa disponibilité constante, ses précieux conseils, son soutien permanent et surtout pour ses qualités humaines.

Je tiens aussi à remercier ma Co-Directeur de thèse, Madame Naïma BETTAHAR, MCA à l'université de Chlef, pour toute l'aide qu'elle m'a donnée pour la réalisation de cette thèse. Je la remercie beaucoup pour ses encouragements et son soutien constant durant la réalisation de ce travail. Je lui exprime toute ma gratitude.

Je tiens à remercier Monsieur Mohamed RIABI, Maître de conférences à l'université de Chlef, pour l'honneur qui me fait de présider le jury de ma soutenance, je lui exprime toute ma gratitude.

Je tiens également à remercier les membres du jury : Monsieur le Professeur Mohamed BENKHELIFA de l'université de Mostaganem, Monsieur le Professeur Mohamed LARID, université de Mostaganem, Monsieur le professeur Abedelamir HAMOUDI SAED, université de Chlef, Monsieur Mohamed REMAOUN, Professeur à l'université de Chlef, pour avoir accepté d'évaluer ce travail et d'enrichir le débat avec leur expérience dans le domaine.

Ce travail de recherche a été réalisé dans le cadre du projet SIRMA (économies d'eau en Système IRrigué au MAghreb) avec l'UMR Gestion de l'EAU, Acteurs, Usages (G-EAU) de Montpellier (France). Au-delà de l'allocation de recherche, le projet SIRMA a été avant tout un espace convivial propice à l'échange. La richesse des rencontres m'a permis d'évoluer tant sur le plan professionnel que personnel. Je profite de cette thèse pour remercier vivement et avec une grande émotion toute la famille SIRMA, et en particulier Monsieur Tarik HARTANI (coordonnateur en Algérie), Monsieur Sami BOUARFA (IRSTEA, Montpellier), Monsieur Serge MARLET (CIRAD, Montpellier) pour l'apport scientifique qui a été un véritable catalyseur pour avancer efficacement.

Je voudrais également remercier Monsieur le Professeur Guilhem BOURRIE (INRA, France), avec qui les discussions ont été très intéressantes et utiles, et qui m'a beaucoup aidé en traitement de données.

Mes sincères remerciements au staff du département d'hydraulique de la faculté de génie civil et architecture de l'université de Chlef qui m'ont permis de concrétiser ce projet de thèse en acceptant mon inscription.

Les personnes qui ont partagé avec moi les moments d'espoir, de joies et surtout les périodes difficiles par leur soutien continu et sans faille : Mohammed Achite, Ibrahim Yahiaoui, Amar Benbouali, Djamel Eddine Mokhtari, Noureddine Benzega, Ibrahim Habibi, Redeouane Aili, Ali Azouzze, je vous exprime toute ma reconnaissance et mes remerciements les plus affectueux.

Je n'oublierais jamais les années durant lesquelles j'ai réalisé cette thèse et surtout les sorties sur terrains avec les étudiants que j'ai encadrés. Je leur exprime toute ma reconnaissance et ma gratitude.

Enfin, je remercie les membres de ma famille allant de mes frères, sœurs à neveux et nièces, et ma belle famille pour leurs encouragements le long de mon travail.

Abdelhamid

TABLE DES MATIERES

ملخص	i
Abstract	ii
Résumé	iii
Liste des figures	iv
Liste des tableaux	vii
Introduction générale	1-4

Partie A

CHAPITRE I : LA SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE

I.1. Développement de l'irrigation par les eaux souterraines	5
I.2. La salinisation des sols sous irrigation.....	6
I.2.1. Définitions utiles	6
I.2.2. Les processus de salinisation des sols sous irrigation.....	7
I.2.2.1. Concentration de la solution du sol.....	8
I.2.2.2. Echange cationiques avec le complexe d'échange.....	10
I.2.3.3. Précipitation et dissolution de minéraux	11
I.2.3.3.1. Concept théorique	11
I.2.3.3.2. Précipitation-dissolution des minéraux dans les sols salés.....	12
I.3. Evaluation de la qualité des eaux d'irrigation.....	14
I.3.1. Les critères d'évaluation d'une qualité d'eau d'irrigation	14
I.3.1.1. la salinité	14
I.3.1.2. Le SAR ou la teneur en sodium	15
I.3.2. Méthodes d'évaluation de la qualité des eaux d'irrigation	18
I.3.2.1. Le tableau des directives de la FAO	18
I.3.2.2. Le Diagramme de RIVERSIDE (1954).....	19
I.3.2.3. le diagramme de Wilox	20

I.3.3. Les critiques sur le mode d'évaluation de la qualité d'une eau d'irrigation.....	21
I.3.4. Evaluation de la qualité des eaux d'irrigation suivant le signe d'alcalinité résiduelle.....	24
I.4. Impact de la salinisation sur les plantes et la structure d'un sol	26

CHAPITRE II : LE CONTEXTE DE L'ETUDE

II.1. Présentation général de la plaine du Bas-Chélif.....	27
II.1.1. Localisation géographique	27
II.1.2. Le contexte climatique.....	28
II.1.2.1. Les températures	28
II.1.2.2. Les précipitations	29
II.1.2.3. L'évapotranspiration.....	30
II.1.3. Contexte hydrographique et hydrologique.....	32
II.1.4. Contexte géologique et hydrogéologique	34
II.1.4.1 La géologie.....	34
II.1.4.2. Principaux aquifères de Bas-Chélif (INSID, 1998).....	35
II.1.4.2.1. Miocène Calcaire	35
II.1.4.2.2. Pliocène Marin	35
II.1.4.2.3. Quaternaire-Pliocène Continental (Nappe alluviale)	35
II.1.5. Pédologie	36
II.2. L'irrigation dans la plaine du Bas-Chélif	40
II.2.1 Aperçu historique sur le périmètre irrigué du Bas-Chélif	40
II.2.2. Les aménagements hydro agricoles	41
II.2.2.1. Le réseau d'irrigation.....	41
II.2.2.2. Réseau du drainage	42
II.2.3. Situation actuelle de l'irrigation dans le Bas-Chélif.....	43
II.2.4. Ressources en eau mobilisable pour l'irrigation.....	45
II.3. Conséquences de l'irrigation dans le Bas-Chélif.....	46
II.4. Conclusion	48

Partie B

CHAPITR III : CARTOGRAPHIE DE LA SALINITE DES EAUX SOUTERRAINES

III.1. Introduction	49
III.2. Matériels et méthodes	51
III.2.1. Echantillonnage	51
III.2.2. Evaluation de la salinité des eaux souterraines utilisées en irrigation.....	51
III.2.3. Analyse géostatistique	52
III.2.3.1 La variographie.....	52
III .2.3.2 Le krigeage	52
A. Le krigeage ordinaire.....	53
B. Le krigeage d’indicatrices.....	53
III.2.3.3 La validation	55
III.3. Résultats et discussions	56
III.3.1. Distribution statistique de la salinité des eaux	56
III.3.2. Estimation de la CE par krigeage ordinaire (KO)	58
III.3.3. Estimation de la CE par krigeage indicatrices (KI).....	59
III.3.4 Comparaison entre le krigeage ordinaire et le krigeage d’indicatrices	63
III.4 Conclusion	67

CHAPITR IV : EVOLUTION HYDROGEOCHIMIQUE DES EAUX SOUTERRAINES DU BAS-CHELIFF

IV.1. Introduction	68
IV.2. Matériels et méthodes.....	69
IV.2.1. Echantillonnage et analyses.....	69
IV.2.2. Analyse en composante principale	70
IV.2.3. Processus géochimique d’acquisition de la salinité des eaux souterraines.....	70
IV.2.4. Indices de saturation et simulation d’évaporation	71
IV .2.5. Voie de salinisation des eaux souterraines	72
IV.3. Résultats et discussions	74
IV.3.1. Etude des éléments chimiques majeurs	74
IV.3.2. Analyse en composante principale (ACP).....	76

IV.3.3. Le facies chimique.....	80
IV.3.4. Evolution géochimique des eaux souterraines	83
IV.3.5. Aptitude des eaux souterraines à l'irrigation.....	88
IV.4 Conclusion.....	92

CHAPITRE IV : EVOLUTION GEOCHIMIQUE DES SOLS IRRIGUES PAR LES EAUX SOUTERRAINES

V.1. Introduction	95
V.2. Matériels et méthodes	96
V.2.1. Choix des eaux et des sols	96
V.2.2. Description du dispositif expérimental.....	97
V.2.3. Protocole des analyses	99
V.2.3.1. Préparation de la pâte saturée	99
V.2.3.2. Les analyses chimiques	99
A. Dosage des anions.....	100
B. Dosage des cations.....	100
V.2.3.3. Le suivi de l'évolution structurale	100
V.3. Résultats et discussions	102
V.3.1. Evolution de la solution des sols au contact des eaux E1 et E2.....	102
IV.4 Conclusion.....	108

Conclusion générale.....	110
---------------------------------	------------

Références bibliographiques	115
------------------------------------	------------

ANNEXES	121
----------------	------------

تطور النوعية الجيوكيميائية للمياه الجوفية المستعملة في الري و تأثيرها على تدهور التربة في سهل الشلف السفلي

ان اللجوء الى الري في سهل الشلف السفلي (شمال غرب الجزائر)، منطقة ذات مناخ شبه جاف و ذو تبخر عالي، قد اصبح ضروريا للعديد من المزارع هناك. خلال عشرين سنة الاخيرة، كانت ندرة المياه السبب وراء تفضيل الفلاحين استعمال المياه الجوفية ذات النوعية الرديئة في سقي أراضيهم زد إلى ذلك تدهور شبكة توزيع مياه السقي في المنطقة.

أظهر رسم خرائط ملوحة المياه الجوفية في سهل الشلف السفلي الحالة المتقدمة من تعرض هذه المياه للملوحة حيث أن أكثر من 60٪ من مساحة النبع تحتوي على ملوحة في تفوق 3 دس/م. وقد حسن استخدام الكريجاج الدال في انجاز رسم خرائط ملوحة المياه الجوفية لسهل الشلف السفلي من خلال تقييم أفضل للمناطق عن طريق تحسين تقديرات القيم المتطرفة غالبا ما يساء تقديرها باستعمال الكريجاج العادي.

وقد أظهر كذلك، تقييم نوعية المياه الجوفية في سهل الشلف السفلي بالمقارنة مع عمليات الهيدروجيوكيميائية التي تتحكم في شحنتها الأيونية وقدرتها لاستخدامها في أغراض الزراعية على أن المياه المخففة هي التي تعجل من ترسبا للألاح والعناصر ثنائية التكافؤ (الكالسيوم والمغنيسيوم) في أشكال: الكالسييت، الدولوميت والجبس. هذا يسمح بسهولة تنقل الصوديوم الذي يمكن أن يعلق على محلول التربة مما يتسبب في تدهور التربة المروية.

أكد النتائج أن مفهوم القلوية المتبقية معممة بشكله البسيط أن الماء بقلوية متبقية للكالسييت ، سيبوليت والجبس الإيجابية هي تلك التي تسبب تدهور التربة المروية. كما أظهرت المرحلة التجريبية التي أجريت من خلال هذه الدراسة أن تركيز على المياه $RSC1 < 0$ يسبب زيادة في SAR، سواء في تربة طينية البنية او ذات بنية متوازنة، في حين أنها لا تظهر أي خطر للصلودة وفقا لأساليب تصنيف المعروفة كتلك لريتشاردز (1954).

مفهوم القلوية المتبقية هو مؤشر جيد على نوعية المياه الجوفية المستعملة لأغراض الري، في حين أن SAR قد لا تكون في حالات معينة، وهذا يعني أنه عند ما تكون علامة AR إيجابي.

و في الأخير، أظهرت العديد من النتائج التجريبية والنظرية المخاطر العالية المرتبطة باستخدام المياه الجوفية لري التربة في سهل الشلف السفلي، زيادة على ذلك، فإن الكفاءة الزراعية للتربة تصبح مهددة ، والتي تعتبر عاملا محددًا في استدامة و نجاعة الزراعة في المنطقة.

كلمات مفتاحية: الشلف السفلي، الري، المياه الجوفية، الملوحة، القلوية المتبقية، الجيوكيمياء، الجيو-إحصاء

Evolution of the geochemical quality of groundwater used in irrigation and its impact on soils degradation in the plain of Lower-Cheliff

Abstract

In the plain of Lower-Cheliff, a northwest Algerian region with a semi-arid climate and high rates of evapotranspiration, the recourse to irrigation for most of the crops is indispensable. For the last twenty years, the water shortage allocated to agriculture has constrained the farmers to privilege the use of the groundwater resource which is of poor quality. This recourse has been accentuated these years witnessing a deterioration of the irrigation supply network.

The mapping of groundwater salinity in the plain of Lower-Cheliff has shown the advanced state of this resource vulnerability to salinity where more than 60% of the underground water resource has $EC > 3dS/m$. The use of indicator Kriging method has improved the mapping of groundwater salinity in the region with a better evaluation of the obtained surfaces by optimizing the estimates of the extreme values often male estimated by the ordinary Kriging.

The assessment of the water groundwater quality of the Lower-Cheliff plain, compared to the hydro geochemical process which controls its ionic load and its aptitude of being used for agricultural needs showed that the most diluted water is likely to precipitate salts containing divalent elements (Ca and Mg) in the form of calcite, gypsum and dolomite. That will give more mobility to the sodium which is likely to be fixed on the exchange complex, causing thus, an impoverishment of the irrigated soil. The concept of generalized residual alkalinity, simplified, has confirmed these results. The water with residual alkalinity calcite, positive sepiolite, and gypsum are those provoking the degradation of the irrigated soil. The experimental scheme carried out through this study showed that the concentration of a water of $RSC1 > 0$ causes an increase in the SAR, at the same time in soils with balanced or clayey texture, whereas they do not show a risk of sodisation according to the traditional methods of classification such as that of Richards (1954).

The concept of residual alkalinity constitutes an indicator of the groundwater quality used for irrigation, whereas the SAR cannot be considered in certain particular cases, i.e. when the sign of AR is positive.

Finally, the various experimental and theoretical results showed high risks related to the use of groundwater for soils irrigation in the plain of Lower-Cheliff. In addition, the agronomic aptitude of these soils is threatened, which can be a determining factor in the subsistence and the viability of agriculture in the area.

KeyWords: Lower-Cheliff, irrigation, groundwater, salinization, residual alkalinity, geochemistry, geostatistics

Evolution de la qualité géochimique des eaux souterraines utilisées dans l'irrigation et leur impact sur la dégradation des sols de la plaine du Bas- Chélif

Résumé

Dans la plaine du Bas-Chélif (nord-ouest de l'Algérie), caractérisée par un climat semi-aride et une forte évapotranspiration, le recours à l'irrigation de la majorité des cultures est indispensable. Depuis une vingtaine d'années, la pénurie d'eau allouée à l'agriculture a contraint les agriculteurs à privilégier l'utilisation des eaux souterraines de qualité médiocre. Ce recours s'est accentué ces dernières années qui ont vu surtout la détérioration du réseau de distribution collectif des eaux d'irrigation.

La cartographie de la salinité des eaux souterraines de la plaine du Bas-Chélif a montré l'état avancé de la vulnérabilité de ces eaux à la salinité où plus de 60% de la superficie de la nappe présente une $CE > 3$ dS/m. L'emploi du krigeage d'indicateurs a permis d'améliorer la cartographie de la salinité des eaux souterraines du Bas-Chélif par une meilleure évaluation des superficies en optimisant les estimations des valeurs extrêmes souvent mal estimées par le krigeage ordinaire.

L'évaluation de la qualité des eaux souterraines de la plaine du Bas-Chélif par rapport au processus hydrogéochimique qui contrôle sa charge ionique et son aptitude à être utilisée à des fins agricoles a montré que les eaux les plus diluées sont susceptibles de précipiter des sels à base d'éléments divalents (Ca et Mg) sous forme de calcite, gypse et dolomie. Cela va donner plus de mobilité au sodium qui risque d'être fixé sur le complexe d'échange provoquant ainsi une dégradation des sols irrigués. Le concept d'alcalinité résiduelle généralisée, plus simple, a confirmé ces résultats. Les eaux à alcalinité résiduelle calcite, sépiolite, gypse positive sont celles qui provoquent des dégradations des sols irrigués. La partie expérimentale réalisée au cours de cette étude a montré que la concentration d'une eau du $RSC1 > 0$ provoque une augmentation du SAR, à la fois dans les sols à texture équilibrée ou argileuse, alors qu'elles ne montrent pas de risque de sodisation selon les méthodes de classification classiques telles que celle de Richards (1954).

Le concept d'alcalinité résiduelle constitue un indicateur de la qualité des eaux souterraines d'irrigation, alors que le SAR peut ne pas l'être dans certains cas particuliers, c'est-à-dire lorsque le signe du AR est positif.

Enfin, les différents résultats expérimentaux et théoriques ont montré des risques élevés liés à l'utilisation des eaux souterraines pour l'irrigation des sols dans la plaine du Bas-Chélif. Par ailleurs, les aptitudes agronomiques des sols se trouvent menacés, ce qui peut être un facteur déterminant dans la subsistance et la viabilité de l'agriculture dans la plaine.

Mots Clés : Bas-Chélif, irrigation, eau souterraine, salinisation, alcalinité résiduelle, géochimie, géostatistique

Liste des figures

Chapitre I

Figure I.1. Flux d'eau et de sels dans le sol en milieu irrigué (Tabet, 1999).	8
Figure I.2. Echelle des salinités des sols, des solutions porales, et domaines de viabilité de la végétation (Grünberger, 2015).	9
Figure I.3 : (a) Evolution des ions selon la loi T (Vallès et al. 1989) ; (b) Evolution schématique des concentrations des ions de la solution du sol en fonction du facteur de concentration (Tabet, 1999).	13
Figure I.4. Processus des différent voies de la salinisation et leurs impact sur la dégradation des sols et sur les cultures. (Source : Tabet ,1999).....	14
Figure I.5 : Diagramme de RIVERSIDE (Richards, 1954).	19
Figure I.6. Le diagramme de Wilox.	21
Figure I.7. Évolution du SAR et la CE pendant une expérience d'évaporation à la casserole des trois eaux d'irrigation du Mexique, Tunisie et le Niger (<i>Barbiéro et al, 2004b</i>)... ..	22
Figure I.8. Les deux voix de salinisation d'un sol suivant le signe d'alcalinité résiduelle calcite (Dakouré et al., 2013).	24
Figure I.9. Présentation schématique des principales voies de salinisation suivant le signe d'alcalinité résiduelle.	25

Chapitre II

Figure II. 1. Localisation de la plaine du Bas-Chélif.	28
Figure II.2. Variation inter annuelles de la pluviométrie enregistrées dans la station de H'madna entre 1985 à 2013.	29
Figure II.3. Diagramme des variations des moyennes mensuelles des précipitations et les températures de la station de H'madna (1985 -2013).	31
Figure II.4 : Réseau hydrographique et limite des sous-bassins versant de la plaine du Bas-Chélif.	33
Figure II.5. Carte géologique de la plaine du Bas-Chélif.	34
Figure II.6. Cartes des nappes et piézométrie plaine du Bas-Chélif.	37
Figure II.7. Carte pédologique du Bas-Chélif (Boulaine 1957).	38
Figure II. 8. Les principaux sous périmètres d'irrigations de la plaine du Bas-chélif	40
Figure II. 9. Etat du réseau d'irrigation du périmètre du Bas-Chélif (Bradaï et al. 2012).	42
Figure II. 10. Le nouveau canal d'irrigation et ces différents points d'alimentation.	44
Figure II.11. Variation des volumes d'eau distribués et les superficies irriguées au Bas-Chélif entre 1987 et 2011.	46
Figure II.12. Carte de la salinité des sols de la plaine du Bas-Chélif en 2006 établie par télédétection (Douaoui et Lipinard, 2010)	47

Chapitre III

Figure III.1. La distribution des échantillons prélevés et les principaux aquifères dans la zone d'étude.....	51
Figure III.2. Localisation des points de validation dans la zone d'étude.....	56
Figure III.3. (a) distribution des fréquences de la CE des eaux souterraines, (b) distribution normale de la CE des eaux souterraines.....	57
Figure III. 4. Variogramme omni-directionnel de la CE des eaux souterraines	58
Figure III.5. Carte de la CE des eaux souterraines obtenue par krigeage ordinaire.....	59
Figure III.6 : Estimation par krigeage d'indicateurs aux différents seuils de CE.....	61
Figure III.7. Variogramme de l'espérance mathématique de la CE.....	62
Figure III.8. Carte de l'espérance mathématique des fonctions indicatrices de la CE.....	62
Figure III.9. Relation entre la CE mesurées et les résidus obtenus par KO des eaux souterraines.....	63
Figure III.10. Superficies des intervalles de confiance à 95 % à CE supérieure à 3 dS/m avec (a) krigeage ordinaire et (b) krigeage d'indicateurs.....	66

Chapitre IV

Figure IV.1. Plan d'échantillonnage des eaux souterraines.....	69
Figure IV.2. Les étapes de simulation de l'évaporation d'une eau par PHREEQC.....	73
Figure IV. 3. Relation entre les éléments chimiques et la CE des eaux souterraines: (a) cations, (b) anions.....	76
Figure IV.4. Variation des valeurs propres suivant les composantes principales.....	77
Figure IV.5. Variables projetées sur le plan formé par l'Axe1 et l'Axe2.....	78
Figure IV.6. Projection des individus sur le plan principal formé par l'Axe1 et l'Axe2.....	79
Figure IV.7. Projection des points d'eau des groupe A et B sur le diagramme de Piper.....	81
Figure IV.8. Evolution du rapport (SO ₄ /Cl) dans les deux groupes issus de l'ACP.....	82
Figure IV.9. Evolution du rapport (Ca/Na) dans les deux groupes issus de l'ACP.....	82
Figure IV.10. Evolution du rapport (Mg/Ca) dans les deux groupes issus de l'ACP.....	83
Figure IV.11. Diagrammes binaire des concentrations des eaux des groupes A et B suivant le facteur de concentration.....	84
Figure IV. 12. Diagrammes des précipitations des minéraux sous l'effet de la concentration par évaporation: (a) précipitation de la Calcite, Dolomite et Gypse, (b) précipitation de la Halite	86
Figure IV.13. Evolution des indices de saturation en fonction du facteur de concentration.....	87
Figure IV.14. Relation entre les indices de saturation et les éléments impliqués dans la formation des minéraux.....	87
Figure IV.15. Projection des eaux du groupes A et B sur le diagramme de RIVERSIDE.....	89
Figure IV.16. Evolution du RSC1 des groupe A et B en fonction du facteur de concentration.....	91

Figure IV.17. Projection des résultats de simulation d'évaporation de E1 et E2 sur le diagramme de RIVERSIDE	92
---	----

Chapitre V

Figure V.1. Dispositif expérimental.....	97
Figure V.2 Schéma simplifié du dispositif d'évaporation accéléré.....	97
Figure V.3. L'organigramme du protocole expérimental	99
Fig. V.3. Schéma récapitulatif de la méthode de Le Bissonnais.....	100
Figure V.4. Diagramme de concentration ionique des solutions des sols S1 et S2 au contact des eaux E1 et E2.....	102
Figure V.5. Evolution du SAR des sols S1 et S2 au contact avec les eaux E1 et E2 en fonction du facteur de concentration.....	104
Figure V.6. Evolution de la CE des sols S1 et S2 au contact avec les eaux E1 et E2 en fonction du facteur de concentration.....	104
Figure V.7. Evolution du diamètre moyen pondérale en fonction des facteurs de concentration : (a) traitement E2, (b) traitement E1.....	106
Figure V.8. Relation entre le SAR et l'indice d'instabilité structurale IS.....	106

Liste des Photos

Photo 1. L'état de réseau d'irrigation dans le périmètre du Bas Chélif.....	42
Photo 2. Etat actuel du drainage dans le Bas-Chélif.....	43
Photo 3. Le nouveau canal d'irrigation dans le Bas-Chélif.....	44

Liste des tableaux

Chapitre I

Tableau I.1 : Classification des sols salés d'après USSL Staff, (1954).....	9
Tableau I.2 : Classification des eaux d'irrigation proposée par (USDA)	15
Tableau I.3. Classement de la qualité de l'eau en fonction du danger d'alcalinisation du sol(SAR).....	16
Tableau I.5a : Les classes issues du diagramme de RIVERSIDE	20
Tableau I. 5b : Interprétation des classes du diagramme de RIVERSIDE selon Durant, (1982)	20

Chapitre II

Tableau II.1: Moyennes mensuelles des températures, valeur des écarts-types et coefficient de variation de la station de H'madna (1985-2013).....	29
Tableau II.2: Moyennes mensuelles des précipitations, valeurs de écart type et coefficient de variation de la station de H'madna (1985-2013).....	30
Tableau II.3: Résultats de l'ETP estimées à partir des données climatologiques de la station de H'madna (1985 – 2013) selon la méthode de Thornthwaite.....	32
Tableau II.4 : Quelques caractéristiques des sous-bassins versants.....	32
Tableau II.5 : Synthèse des sols de la plaine du Bas-Chélif d'après la carte pédologique de Mc Donald et BNEDER, (1990).....	39
Tableau II.6 : Répartition des superficies des classes de salinité des sols de la plaine du Bas-Chélif estimées par télédétection.....	47

Chapitre III

Tableau III. 1. Les paramètres statistiques de la salinité des eaux souterraines.....	57
Tableau III.2 Fréquences des classes de la CE des eaux souterraines.....	58
Tableau III.3 Paramètres d'ajustement des variogrammes expérimentaux des fonctions indicatrices de la CE	60
Table III.4 Le pourcentage des surfaces dépassant un seuil de probabilité de la CE.....	60
Tableau III. 5. Comparaison entre les surfaces des classes de la CE obtenues avec KO et KI	64
Tableau III.6. Superficies de CE>3 dS/m et leurs intervalles de confiance à 95% estimées par krigeage ordinaire et krigeage d'indicatrices.....	65
Table III.7 Comparaison entre les paramètres de la validation statistique entre KI et KO.....	66

Chapitre IV

Tableau IV.1. Paramètres statistiques des eaux souterraines de la plaine du Bas-Chélif.....	74
Tableau IV.2 : Coefficient de corrélation entre les variables initiales.....	75

Tableau IV.3. Valeurs propres et pourcentages des axes principaux	77
Tableau IV.4. Corrélations des variables aux axes principaux.....	77
Tableau IV.5. Paramètres statistique des groupes A et B.....	80
Tableau IV.6. Taux de répartition des classes par groupe sur le diagramme de RIVERSIDE	89
Tableau IV.7. Taux de chaque type d'eau par groupe.....	90

Chapitre V

Tableau V.1: Les paramètres chimiques des sols S1 et S2 utilisés en expérimentation.....	96
Tableau V.2 : Les Paramètres chimiques des eaux E1 et E2 utilisées en expérimentation	96

Introduction générale

Introduction générale

1. L'irrigation – salinité : un enjeu de gestion des eaux dans les périmètres irrigués

L'irrigation des terres contribue à la sécurité alimentaire, à la réduction de la pauvreté et à l'amélioration de la qualité de la vie pour une grande part importante de la population mondiale. L'histoire récente est marquée par une formidable extension des superficies irriguées qui sont passées de 8 millions d'hectares en 1800 à 48 millions d'hectares en 1900 (Marlet, 2004) pour atteindre plus de 324 millions d'hectares aujourd'hui (FAO, 2014). Elles représentent, par ailleurs, 15% des superficies cultivées mais produisent plus du tiers de la production alimentaire mondiale, et jusqu'à 50% pour le blé ou le riz (FAOSTAT, 2010). Cependant, la croissance projetée de la population mondiale pendant les 30 prochaines années exigera une augmentation d'au moins 20 % de la production agricole dans les pays développés et 60 % dans les pays en voie de développement pour maintenir les niveaux actuels de consommation alimentaire (Singh, 2014). Cette situation exigera aussi de nouvelles terres irriguées en particulier pour les pays du tiers monde dont la plus part sont situés dans des zones arides à semi-arides.

L'irrigation s'est constamment heurtée à des menaces sur sa durabilité. Parmi elles, l'évolution de la salinité des terres en relation avec la gestion des systèmes hydrauliques et des systèmes de culture irriguées. On admet généralement que plus de 50% des systèmes irrigués sont affectés à des degrés divers par la salinité, 20 à 30 millions d'hectares seraient sévèrement affectés et 60 à 80 millions d'hectares à un degré moindre, soit 10 à 48% de la superficie irriguée (Marlet, 2004). La salinité est un problème majeur dans la plupart des grands systèmes d'irrigation en Inde, au Pakistan, en Chine, ... et dans le Maghreb. L'histoire révèle que certaines sociétés basées sur l'agriculture irriguée se sont déclinées à cause des problèmes de la salinité telle que les civilisations de la Mésopotamie (Irak actuellement) et de l'Egypte (Tanji, 1990, Tulü et Jury 2004).

En fait, l'irrigation provoque pour les sols des régions arides et semi-arides une transformation des conditions de leur évolution. Le sol qui recevait quelques centaines de millimètre d'eau météorique par an, reçoit brusquement plus de 1000 mm par an par les

irrigations. En plus, cette eau présente des teneurs de sels bien supérieures à celle des eaux de pluies (Tabet, 1999). Elle peut aussi mobiliser des sels initialement présents dans le sol ou apporter des sels : dans tous les cas, une dégradation des aptitudes agronomiques des sols peut se produire. Les problèmes posés dépendent surtout de la qualité de l'eau d'apport et le régime hydrique (Samba, 1998).

Les régions arides et semi-arides sont caractérisées par un bilan hydrique négatif. L'évaporation de l'eau accumulée dans les zones basses, issue des nappes peu profondes ou encore de l'irrigation sur les aménagements hydro-agricoles, conduit naturellement à une concentration des solutions et à une tendance à la salinisation des sols. De nombreux travaux menés dans diverses régions du monde font état de ces problèmes : ce sont notamment pour l'Afrique de l'ouest : ceux de Cheverry (1974) et Al Droubi (1976) au Tchad, de Ndiaye (1987) et Vallès et al. (1989) au Mali, de Barbiéro et Vallès (1992), Barbiéro et al. (1995) au Niger, de Loyer (1989) au Sénégal. Et au Maghreb (Afrique du nord) : Douaoui, (2005) ; Douaoui et Hartani, (2007); Bouhlassa et al., (2008); Rouabhia et Djabri, (2010) ; Gouaidia et al., (2012) en Algérie ; Derbbah et Badraoui (2003) et Ben Abbou et al., (2014) au Maroc. Par ailleurs, la salinisation « *au sens strict* » ne constitue qu'une facette du problème pour ces régions. L'alcalinisation a des répercussions secondaires sous forme de dégradation physique du sol (Saïdi, 2005 ; Marlet et Job, 2006).

Les pénuries d'eau de bonne qualité et les pressions exercées par la demande croissante en eau d'irrigation nécessitent une gestion rationnelle dans les périmètres irrigués. Ces pénuries se sont aggravées suite aux changements climatiques et les sécheresses météoriques qui touchent différentes régions du monde en particulier les zones semi-arides et arides. L'utilisation croissante d'eau de mauvaise qualité favorise les accumulations de sels dans les zones racinaires et les transformations des propriétés physiques des sols (Tabet, 1999 ; Marlet, 2004). La gestion des eaux d'irrigations dans ces périmètres nécessite des ressources en eaux mobilisables et de bonne qualité.

En Algérie, la question de l'allocation de la ressource en eau est centrale pour l'avenir agricole des grandes plaines aménagées (Mitidja, Chélif, Mina, Gheriss, Habra..Etc.) où se concentre l'essentiel de la production agricole du pays. Actuellement, toutes ces zones connaissent de fortes perturbations dans l'approvisionnement en eau d'irrigation de surface et enregistrent un accroissement de l'usage des eaux souterraines pour l'arrosage des cultures dans ces périmètres. Les récents travaux scientifiques dans les

périmètre d'irrigation en Algérie mentionnent l'ampleur de ce phénomène (Imache et al., 2009 ; Amichi et al., 2011 ; Bradaï et al., 2012 ; Belkhiri et Mouni, 2012).

2. La plaine du Bas-Cheliff : un cas représentatif de l'enjeu de gestion des eaux dans un périmètre irrigué

La plaine du Bas-Chélif est située au nord-ouest de l'Algérie. Elle est marquée par un climat semi-aride très sévère avec une faible pluviométrie (230 mm/an) et un fort pouvoir évaporant une évapotranspiration de (1500 mm/an). Comme la majorité des sols d'Afrique du nord, la salinité dans la région est d'abord primaire c'est-à-dire que les sols sont des alluvions dont le matériau originel était lui-même plus ou moins salé. Les formations salifères (Trias, Miocène, Helvétien, Sahélien) qui affleurent dans l'Ouarsenis en sont les principaux pourvoyeurs (Boulaine, 1957 ; Douaoui, 2005). Le processus s'est ensuite accentué sous l'effet de l'irrigation et mauvais drainage pour atteindre 60 % de la surface de la plaine (Douaoui et al., 2006 ; Douaoui et Hartani, 2007 ; Yahiaoui et al. 2011).

La réduction massive de l'eau superficielle durant les années 90 a conduit les responsables du secteur hydraulique à réserver l'eau des barrages en priorité pour la survie du capital que représente l'arboriculture. Les quotas en eau alloués au périmètre du Bas - Chélif étant très réduits et suffisaient à peine à l'entretien des vergers. Par ailleurs, la dégradation du réseau collectif ne permet pas à tous les agriculteurs d'accéder à l'eau d'irrigation. Ces conditions ont favorisé l'exploitation des eaux souterraines par les agriculteurs plus que jamais afin de sécuriser l'accès à l'eau pour les cultures et une gestion plus aisée des irrigations. L'ONID exploite aussi 12 forages pour approvisionner les agriculteurs du Bas-Chélif (Ould Chikh, 2007 ; Bradaï et al. 2012).

3. Les objectifs du travail

Au vu du manque croissant dans la disponibilité des eaux de surface, les agriculteurs de la plaine du Bas-Chélif ont recours de plus en plus à l'eau souterraine en creusant de plus en plus profond. En conséquence, des apports d'eau de qualités différentes, souvent médiocres voire bicarbonatées dans certains cas, sont utilisés dans l'irrigation. Cette nouvelle situation a induit de nouveaux processus de salinisation des sols ainsi que des

changements dans leurs propriétés physico-chimiques mettant en danger, plus que jamais, l'équilibre déjà précaire entre le besoin économique et la condition environnementale.

Le présent travail tient à répondre aux objectifs suivants :

- (i) identifier les différenciations hydrogéochimiques des processus de salinisation des eaux souterraines de la plaine du Bas-Cheliff ;
- (ii) simuler l'évolution géochimique de la solution des sols au contact d'une eau à alcalinité résiduelle définie préalablement afin d'identifier le devenir salin des sols irrigués par ces eaux de faible salinité qui est très demandée par les gestionnaires ;
- (iii) élucider le danger sur la dégradation physique des sols irrigués pour mieux préserver les aptitudes agronomiques de ces derniers.

4. Plan de la thèse

La prise en compte des aspects évoqués plus haut nous a conduit à suivre la démarche suivante qui se structure en deux parties comportant six chapitres.

La partie « A » est réalisée en deux chapitres :

- Le chapitre I présente un état d'art sur la salinisation des sols en milieu irrigué en relation avec la qualité de l'eau utilisée.
- Dans le chapitre II, nous présentons les principales caractéristiques de l'irrigation dans plaine du Bas-Chéiff en se basant sur les données hydroclimatiques et les travaux extérieurs.

La partie « B » s'articule sur trois chapitres :

- Au chapitre III, nous cherchons à améliorer la précision dans la cartographie de la salinité des eaux souterraines par application de la géostatistique.
- Le chapitre IV étudie l'évolution hydrogéochimique des eaux souterraines utilisées en irrigation.
- Et enfin, dans le chapitre V, nous analysons les effets des eaux souterraines sur les sols dans un cadre expérimental.

Partie A

Chapitre I

La synthèse bibliographique

Dans le présent chapitre nous allons présenter un état d'art sur la salinisation des sols en milieu irrigué. Ce phénomène est souvent en relation avec la ressource en eau utilisée en irrigation et sa qualité.

Tout d'abord, le développement de l'irrigation par les eaux souterraines a pris une place considérable dans le développement socio-économique des pays des régions arides et semi-arides. Ce développement qualifié par la révolution silencieuse s'est installé de force dans ces régions suite au manque d'eau. La qualité des ces eaux est souvent mal appréciée et elle se base essentiellement sur la salinité (CE) et son danger d'alcalinité (SAR). L'évolution géochimique des eaux d'irrigation est souvent négligée alors qu'une eau peut évoluer suivant son signe d'alcalinité résiduelle et enclenche des mécanismes hydrogéochimiques qui mènent à la salinisation des sols non apprécié au départ.

Enfin, nous présentons une bibliographie sur les principaux critères d'évaluation d'une qualité d'une eau d'irrigation. Nous mènerons une analyse critique de ces critères et identifions les blocages.

I.1. Développement de l'irrigation par les eaux souterraines et ces risques

À l'échelle mondiale, un tiers des superficies irriguées pour l'agriculture (113 millions d'hectares) est basée sur l'exploitation des ressources souterraines (Margat, 2011). Grâce au développement fulgurant de puits et forages (Lopez-Gunn and Llamas, 2008 ; Shah, 2009), le taux d'extraction des eaux souterraines a été multiplié par 10 en 50 ans (Margat, 2008). Ce développement de l'irrigation individuelle, extrêmement rapide, est qualifié de « *groundwater revolution* » par Giordano et Villholth (2007) ou de « *groundwater economy* » par Shah (2007). Dans les pays d'Afrique du Nord, cette « *révolution silencieuse* » est à l'œuvre depuis une cinquantaine d'années, portée par la diffusion des techniques de forage, de pompage et d'irrigation, le développement de marchés porteurs, et par les politiques des Etats en matière d'irrigation et d'énergie (Banque africaine de développement, 2011).

Dans la littérature, l'irrigation par les eaux souterraines est principalement due aux problèmes d'augmentation de la demande en eau, la sécheresse et la dégradation des réseaux collectifs de distribution (Siebert et al, 2005; Bouarfa et Kuper, 2012). L'accès aux eaux souterraines favorise considérablement l'égalité de la distribution, et pour de nombreux agriculteurs, l'exploitation de ces eaux représente un système d'approvisionnement idéal. C'est la raison pour laquelle l'irrigation par les eaux souterraines est souvent considérée comme un moyen efficace d'accroître la productivité et

de la lutte contre la pauvreté en milieu rural (Shah, 1993; Llamas et Martinez-Santos, 2005; Amichi et al. 2012). Cela aussi a fait que cette « *révolution silencieuse* » s'est construite autour de forages souvent illicites et d'un usage de l'eau non ou faiblement régulé par l'Etat et de qualité médiocre. Elle est portée par des arrangements informels pour l'accès au facteur de production principal et qui est l'eau (Imache et al., 2009, Amichi et al., 2011). Cette informalité répond mieux aux besoins des producteurs que les services officiels (Shah, 2009 ; Bekkar et al., 2009 ; Poncet et al., 2010 ; Benouniche et al., 2011). Ce développement a conduit aussi à une pression très forte sur les ressources en eau. En Algérie, les petites et moyennes hydrauliques (PMH) sont souvent évoquées en matière d'exploitation des eaux souterraines en irrigation. En effet, les superficies irriguées en PMH ont progressé de 180%, passant de 350 000 ha en 2000 à 980 000 ha en 2011 avec un taux d'exploitation estimé à 90 % du taux annuel de recharge des nappes (Si Youcef, 2013).

L'irrigation, en général, peut engendrer des dégradations importantes de la qualité des sols. Elle est souvent considérée comme la seule raison de l'expansion des terres salées. En effet, les sols irrigués touchés par le phénomène de salinité sont estimés entre 20 à 30 millions d'ha sur les 280 millions ha irrigués dans le monde (Marlet, 2004). L'extension de la salinité des sols irrigués est estimée entre 0,25 à 0,5 million ha par an (Marlet et al. 2005). Aussi bien la quantité d'eau disponible que sa qualité affectent fondamentalement le sol et les cultures qui y sont cultivées. La présence des sels solubles dans l'eau d'irrigation, l'évapotranspiration et le mauvais drainage sont les principaux facteurs de salinisation des sols en zones arides (Alam and Bhutta, 2004; Marlet et al., 2005 ; Chandio et al., 2013; Singh, 2013). La qualité des eaux souterraines d'irrigation est souvent évoquée comme un pourvoyeur de la salinité et de dégradation des sols en zones arides (Barbiéro and Van Vliet-Lanoe, 1998 ; Marlet et al., 1998 ; Minhas et al., 2007 ; Hammecker et al., 2009;; Bradaï et al., 20011).

I. 2. La salinisation des sols sous irrigation

I. 2. 1. Définitions utiles

Tabet, (1999), a montrée que les définitions des termes relatifs au mécanisme de salinisation des sols sont multiples. Elle suggère que le terme *salinisation* est considéré comme le processus général regroupant trois grands types de phénomènes : la *salinisation*

neutre, la *salinisation alcaline* ou *alcalinisation* et la *sodisation*. Ces trois mécanismes peuvent apparaître lorsque la solution du sol se concentre. Le faciès chimique de cette dernière détermine la voie empruntée : voie *saline neutre* ou voie *alcaline*. La sodisation est une résultante de cette dernière et traduit l'accumulation de l'ion sodium sur le complexe d'échange des argiles. Les états résultants de ces processus de salinisation neutre, d'alcalinisation et de sodisation sont qualifiés de *salés*, d'*alcalins* et de *sodiques*. Les sols sodiques, lorsqu'ils sont au contact avec une eau peu concentrée peuvent subir une destruction de leurs propriétés physiques (Sumner, 1993 ; Douaoui et al. 2004).

La salinisation si elle affecte les milieux naturels sans qu'il y ait l'intervention de l'Homme et dite *salinisation primaire*. Elle peut être la résultante des pratiques agricoles et des irrigations : on parle de *salinisation secondaire*. En général, les pratiques d'irrigation agissent comme catalyseur du phénomène naturel de concentration lorsque les quantités de sels apportées par l'eau d'irrigation dans un sol ou un périmètre sont supérieures à celles qui sont exportées. Elles peuvent aussi accentuer les remontées de sels des horizons profonds en provoquant la remontée de la nappe (Condom, 2000 ; Douaoui, 2005).

I.2.2. Les processus de salinisation des sols sous irrigation

Les sols irrigués sont soumis à des risques de dégradation en rapport soit avec la modification du régime hydrique, soit avec la composition de l'eau d'irrigation. Cheverry et Bourrié, (1995), rappellent qu'une bonne partie des terres cultivables du globe, sont soumises ou menacées, à court terme, par la salinisation des sols qui est définie comme l'accumulation de sels solubles dans le profil. En fait, l'enrichissement de la solution du sol en sel peut se faire d'une manière directe par apports d'eau saline. Mais la solution du sol ne dépend pas uniquement des transferts hydriques (concentration, dilution). En effet, les transferts de soluté s'accompagnent de phénomène d'échange avec le complexe absorbant et des processus de précipitation et de dissolution des sels (Tabet, 1999 ; Condom, 2000 ; Marlet et Job, 2006). La figure I.1 illustre les processus de salinisation des sols en milieu irrigué.

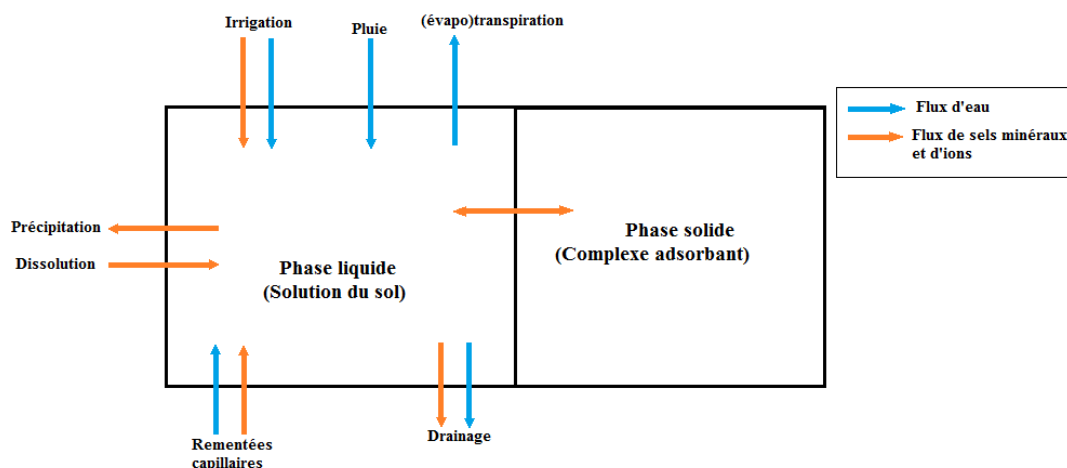


Figure I.1. Flux d'eau et de sels dans le sol en milieu irrigué (Tabet, 1999).

I.2.2.1. Concentration de la solution du sol

La salinité désigne la concentration, en volume ou en masse, des sels présents dans l'eau ou dans la solution du sol. Les principaux ions concernés sont des dérivés de sels alcalins (les cations : Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ et les anions Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-}). Le processus de concentration est connu sous le nom de salinisation. La salinité des sols est exprimée par les teneurs en sel ou la conductivité électrique qui doivent être estimées dans des conditions standard d'humidité. En général, on se réfère à un *extrait de pâte saturée* (CE_p) correspondant à l'humidité de l'échantillon à sa limite de liquidité (Mathieu et Pielain, 2003). Parfois, on utilise des humidités plus élevées : rapports massiques ou extraits dilués 1/1, 1/2,5, 1/5 ou 1/10. La CE de la solution du sol est plus facilement accessible par la mesure directe à l'aide d'un conductimètre électrique dans des conditions standards de température (25°C). Cette conductivité, inverse d'une résistivité (en ohms), a longtemps été exprimée en mhos (en inversant l'ordre des lettres). Dans le système international on se réfère désormais au *Siemens* (S), et à ses subdivisions (milli = m et micro = μ), pour exprimer une conductivité électrique :

$$1 \text{ dS} / \text{m} = 1 \text{ mS} / \text{cm} = 1 \text{ mmhos} / \text{cm} = 0.1 \text{ S} / \text{m} = 1000 \mu\text{S} / \text{cm} \quad (1)$$

D'après Richards, (1954), un sol est salin si sa conductivité électrique de l'extrait de la pâte saturée est supérieure à 4 dS/m ; cette valeur critique constitue le seuil de sensibilité de la majorité des plantes à la salinité des sols. Toutefois, cette définition n'est pas la seule couramment admise et la valeur seuil dépend à l'évidence des cultures. Par exemple Servant (1978) considère qu'un sol présentant un caractère salin ne l'est que si la

CE_p est supérieure à 8 dS/m sur l'ensemble de ces profils pendant la majeure partie de l'année. Ayers et Westcot, (1988), considèrent que ce seuil doit être fixé à 3 dS/m, car à partir de ce seuil on commence à observer des effets néfastes sur la production végétale.

Ce pendant la classification des sols salés la plus adaptée reste celle de l'USSL Staff citée par Richards, (1954). Cette classification est universelle selon Maillard, (2001) (tab. I.1). La figure I.2 donne une illustration sur l'échelle des salinités des sols, des solutions poreuses et les domaines de viabilité de la végétation.

Tableau I.1 : Classification des sols salés d'après USSL Staff, (1954).

Classe de salinité	Conductivité Electrique de l'extrait de pâte saturée (dS/m)
Non salin	0 à 4
Modérément Salin	4 à 8
Fortement Salin	8 à 16
Très fortement Salin	> 16

(Richards, 1954)

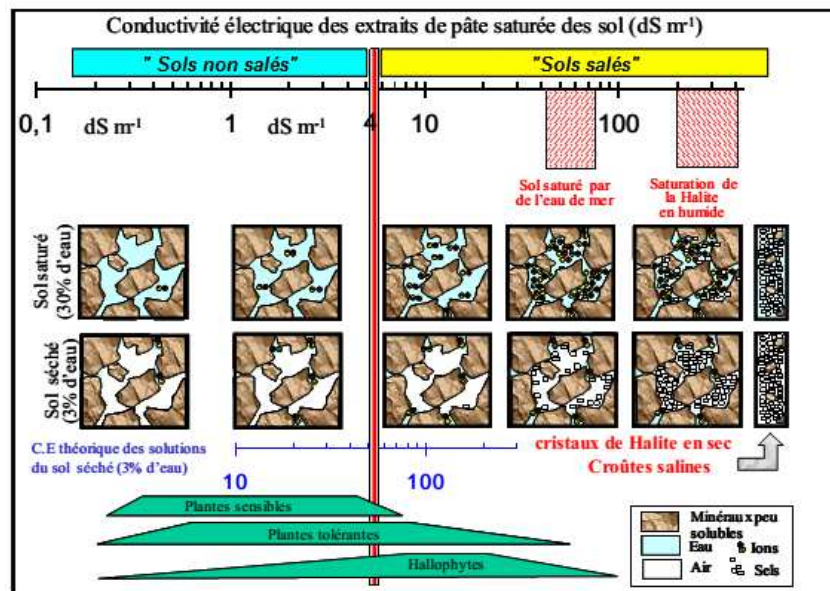


Figure I.2. Echelle des salinités des sols, des solutions poreuses, et domaines de viabilité de la végétation (Grünberger, 2015).

I.2.2.2. Echange cationiques avec le complexe d'échange

En théorie, les phases liquide et solide du sol échangent les cations (fig. I.1). En fait, les colloïdes du sol sont chargés négativement et sont donc entourés par des cations. La phase solide, désignée par le complexe d'échange, a alors une sphère d'influence, où les particules solides attirent les cations et chassent les anions (Tabet, 1999). C'est le concept de la « *Double Couche Diffuse* » (DCD). Au-delà de cette zone, les concentrations en anions et en cations sont en équilibre. Si un cation d'une nature spécifique, par exemple le Na^+ , augmente, les autres cations dans la sphère d'influence, Ca^{2+} et Mg^{2+} , vont être échangés avec Na^+ . La capacité d'échange cationique (CEC) exprimera la quantité maximale de cations que le sol peut absorber.

Par ailleurs, l'épaisseur de la DCD est inversement proportionnelle à la concentration de la phase liquide du sol. En effet, lorsque la solution est concentrée, les sphères d'influence des particules sont réduites et les forces de Van der Waals appliquées aux argiles deviennent supérieures aux forces de répulsion intra-particules ; les particules se rapprochent et le sol est alors en état de floculation. Cet arrangement des particules garantit une bonne structure et une bonne perméabilité du sol. Inversement, la dilution du sol va favoriser la défloculation ; dispersion des particules d'argile. Plusieurs travaux détaillent et justifient ces concepts théoriques (Babcock, 1963 ; Bolt, 1979 ; Jurinak et Suarez, 1990 ; Sumner, 1993 ; Tabet, 1999 ; Condom, 2000 ; Marlet et Job, 2006).

Les deux phénomènes que nous venons décrire sont très importants et vont conditionner la structure des sols (l'état physique des sols). En fait, lorsque les cations divalents dans le complexe d'échange sont dominants, les argiles restent floculées en milieu dilué. Par contre, si le sodium est dominant, la structure est conservée tant que la solution est concentrée ; mais en présence d'une solution diluée (eau de pluie par exemple), il y a dispersion et gonflement des argiles (Sumner, 1993). Cela entraîne la diminution des diamètres des pores du sol et le colmatage de ces pores par les colloïdes en état de dispersion ; les agrégats du sol sont détruits et le milieu devient moins perméable à l'air et à l'eau (Quirk et Schofield, 1955). De plus, la dispersion mène à la formation de croûtes en surface et durcissement de la surface lors de son assèchement (Sumner, 1993). Une fois humidifiés, ces sols deviennent boueux et excessivement humides. Ils seront difficiles à mettre en valeur pour l'agriculture. Ce cas de figure a été observé aux sols de H'madna dans le Bas-Chéiff par Douaoui (2005).

La sodisation désigne le processus d'enrichissement du complexe d'échange en sodium, lorsque ces cations sont majoritaires dans la solution du sol. En général, on utilise le pourcentage de sodium échangeable par unité de masse de sol « ESP » (Richards, 1954). Cependant, le SAR « *Sodium adsorption ration* » a remplacé l'ESP traditionnellement employé pour l'étude de la sodicité, car l'ESP nécessite des mesures de laboratoire relativement délicates et souvent non fiables quand il s'agit des sols salés (Jurinak et Suarez, 1990 ; Sumner, 1993, Marle et Job, 2006).

$$SAR = \frac{Na}{\sqrt{\frac{(Ca + Mg)}{2}}} \quad (2)$$

Avec : Ca, Mg et Na en mmol_c*L⁻¹

D'après Richards (1954), un sol est dit sodique lorsque son ESP est supérieur à 15%. Cette valeur est souvent critiquée par les chercheurs qui montrent que la structure du sol se dégrade pour des valeurs comprises entre 5 et 6% (McIntyre, 1979 ; Sumner, 1993 ; Shainberg, 1984 ; Schainberg et Singer, 1990). En fait, on critique souvent les premières études sur les propriétés hydrauliques des sols salés établies par USSL (1954) qui ont été réalisées avec des eaux d'irrigation dont la CE est supérieure à 0,5 dS/m. Or la dégradation est d'autant plus importante que la solution du sol est plus diluée (Sumner, 1993 ; Douaoui, 2004 ; Tabet, 1999 ; Marlet et Job, 2006). C'est la raison pour laquelle on constate que la dégradation est plus importante pendant la saison pluvieuse que durant la période d'irrigation car la pluie est une solution plus diluée que toutes les eaux d'irrigation.

I. 2.2.3. Précipitation et dissolution de minéraux

I.2.2.3.1. Concept théorique

L'enrichissement en sels de la solution du sol dépend de la concentration par évaporation, et des processus de précipitation et de dissolution de minéraux. En fait, le processus de concentration de la solution du sol s'accompagne par des précipitations successives des minéraux, du moins soluble au plus soluble d'entre eux. Si l'on considère la réaction de précipitation-dissolution d'un minéral AB



A^+ et B^- désignent respectivement le cation et l'anion issus de AB. L'équilibre de la réaction (I.3) est défini par la constante d'équilibre K_S ou le produit de solubilité pK_S définis comme suit :

$$K_s = [A^+] \times [B^-] \quad (4)$$

$$-pK_s = \text{Log}_{10}[A^+] + \text{Log}_{10}[B^-] \quad (5)$$

K_s désigne une donnée thermodynamique du minéral AB. Elle est constante à une pression et à une température données, et [] désigne les activités ionique des ions en solution.

Les ions A^+ et B^- sont en solution tant que la solution est sous-saturée. Lorsque la solution du sol se concentre, (sous l'effet de l'évaporation), les concentrations de A^+ et B^- augmentent proportionnellement au facteur de concentration jusqu'au point de saturation défini par K_s . A ce stade, le minéral AB précipite et les ions A^+ et B^- correspondant sont soustraits de la solution. Si la solution continue à se concentrer, le minéral continue à se précipiter, la concentration de l'ion majoritaire désigné par « l'ion non contrôlé », continue à augmenter et la concentration de l'autre ion, dit « contrôlé » diminue jusqu'à s'annuler (fig. I.3b). Cette description des processus est connue sous le nom de *la loi du T* (Al Droubi, 1976 ; Vallès et al., 1989 ; Tabet, 1999 ; Barbiéro et al., 2004a ; Barbiéro et al., 2004b ; Marlet et Job, 2006). En effet, une telle solution se saturant et atteignant la droite de saturation (fig. I.3a) décrit un « T » dans un graphique log/log.

I.2.2.3.2. Précipitation-dissolution des minéraux dans les sols salés

Dans les sols, lors de la concentration des eaux, des minéraux sont susceptibles de précipiter ce qui modifie la composition des solutions. Les précipités les plus communs sont : la calcite, la silice amorphe (Sépiolite), le gypse et les minéraux argileux contribuant principalement au contrôle du magnésium et du potassium (Appelo & Postma, 1993).

Lorsque la solution se concentre, la calcite et la sépiolite précipitent, contribuant au contrôle de l'alcalinité et des molarités en calcium et magnésium qui ne peuvent augmenter simultanément. Rappelons que l'alcalinité se définit comme la somme des cations pouvant accepter des protons (Bourrié, 1978). Dans les milieux alcalins, l'alcalinité peut se réduire à l'alcalinité carbonatée (Valles et al., 1989 ; Barbiéro et al., 2004b). Dans une solution, elle se calcule alors classiquement par différence, exprimée en équivalents, des cations et des anions non carbonatés (Bourrié, 1978).

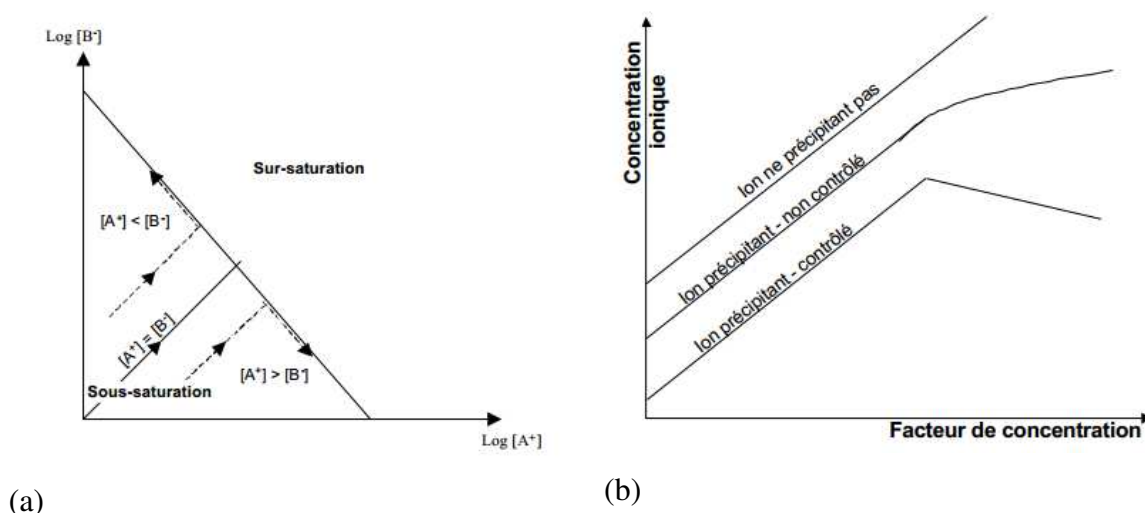


Figure I.3 : (a) Evolution des ions selon la loi T (Vallès et al. 1989) ; (b) Evolution schématique des concentrations des ions de la solution du sol en fonction du facteur de concentration (Tabet, 1999).

Lors du phénomène de concentration de la solution, si la somme des équivalents de calcium et magnésium est supérieure à l'alcalinité dans la solution de départ, l'alcalinité décroît et les molarités en calcium et magnésium augmentent à un rythme inférieur à celui du facteur de concentration. L'évolution chimique qui en découle correspond à la voie saline neutre de la salinisation (Cheverry, 1974; Barbiéro et al., 2004b ; Marlet et Job, 2006). Dans une situation inverse, l'alcalinité augmente et les molarités en calcium et magnésium diminuent. L'évolution ultérieure du sol suit alors la voie alcaline de la salinisation ou alcalinisation.

Pour prédire l'évolution de la composition chimique d'une solution, le concept d'alcalinité résiduelle (Van Beek & Van Breemen, 1973; Al Droubi *et al.*, 1976) est utilisé. L'alcalinité résiduelle est calculée en soustrayant à l'alcalinité les équivalents de cations et en additionnant les équivalents d'anions qui sont impliqués dans les précipitations. Appliqué habituellement à la précipitation de calcite et de sépiolite, ce concept est équivalent à celui de « *Residual Sodium Carbonates (RSC)* » utilisé suite aux travaux de Eaton (1950) qui se définit comme :

$$\text{RSC} = \text{Alcalinité carbonatée} - (\text{Ca} + \text{Mg}) \quad (\text{mmol}_c/\text{L}) \quad (6)$$

L'impact des processus de précipitation-dissolution de minéraux est majeur dans le cas de l'évolution de sols soumis à de fortes concentrations, autant du point de vue quantitatif (modification des concentrations d'éléments en solution) que qualitatif (évolution vers un faciès salé neutre ou alcalin). L'alcalinité résiduelle, invariante au regard de la précipitation

des minéraux qui contribuent au contrôle de l'alcalinité, est donc un indicateur clef pour déterminer la voie de salinisation (Condom, 2000).

La figure I.4 illustre les effets des différentes voies de salinisation sur les propriétés du sol et les plantes cultivées.

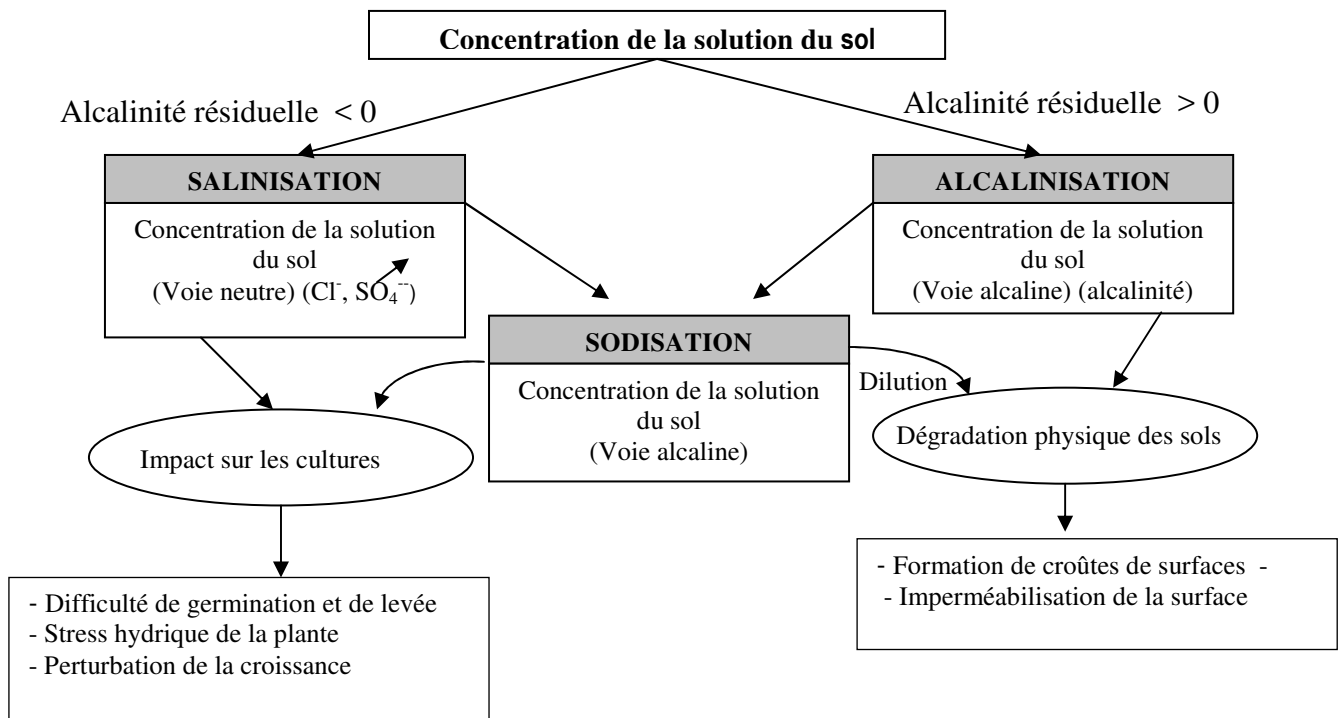


Figure I.4. Processus des différentes voies de la salinisation et leurs impacts sur la dégradation des sols et sur les cultures. (Source : Tabet, 1999).

I.3. Evaluation de la qualité des eaux d'irrigation

I.3.1 Les critères d'évaluation d'une qualité d'eau d'irrigation

Souvent, on évalue la qualité d'une eau d'irrigation en se basant sur deux critères essentiels : la salinité exprimée par la conductivité électrique (CE_i) et le SAR.

I.3.1.1. La salinité

La salinité est un critère important, car un excès de sel augmente la pression osmotique de l'eau du sol et provoque des conditions qui empêchent les racines d'absorber l'eau. Ces conditions provoquent une sécheresse physiologique. Même si le sol semble avoir beaucoup d'humidité, les plants flétrissent parce que les racines n'absorbent pas

suffisamment d'eau pour remplacer celle perdue par évapotranspiration (Durand, 1982 ; Ayers et Westcot, 1988 ; Harivandi, 1999).

Les principaux sels responsables de la salinité de l'eau sont les sels de calcium (Ca^{2+}), de Magnésium (Mg^{2+}), de sodium (Na^+), de potassium (K^+), les chlorures (Cl^-), les sulfates (SO_4^{2-}) et les bicarbonates (HCO_3^-). Une valeur élevée de la salinité signifie une grande quantité d'ions en solution, ce qui rend plus difficile l'absorption de l'eau et des éléments minéraux par la plante (Harivandi, 1999).

La salinité d'une eau d'irrigation peut se mesurer de deux façons, soit par le total des sels dissous dans l'eau (TDS) exprimées en g/L ou, plus couramment, par la Conductivité Electrique (CE_i) qui est exprimée en déci-siemens/mètre (dS/m). Le tableau ci-dessous, donne une classification des eaux d'irrigation proposée par l'*United States Department of Agriculture* (USDA) (Harivandi, 1999).

Tableau I.2 : Classification des eaux d'irrigation proposée par (USDA)

Nomination	Classe	Interprétations
Classe 1 (C1)	< 0,25 dS/m	Risque faible
Classe 2 (C2)	0,25 dS/m à 0,75 dS/m	Risque moyen
Classe 3 (C3)	0,75 S/m à 2,25 dS/m	Risque élevé
Classe 4 (C4)	2,250 dS/m à 5 dS/m	Risque très élevé
Classe 5 (C5)	>5 dS/m	Non utilisable en irrigation

(Harivandi, 1999).

I.3.1.2. Le SAR ou la teneur en sodium

Parmi les sels dissous dans l'eau, le sodium (Na) requiert plus d'attention. De fortes concentrations en sodium peuvent être dommageables pour la plante en place en modifiant les conditions physiques du sol (Glover, 1996). Par ailleurs, dans la littérature on ne parle pas de concentration en sodium, mais plutôt d'une valeur qui tient compte des effets mutuels du sodium, du calcium et du magnésium. Il s'agit du ratio d'adsorption du sodium par le sol, le SAR (*Sodium Adsorption Ratio*). Le SAR est calculé selon la formule proposée par Gapon (1933) rapporté par Richard (1954).

$$SAR = \frac{Na}{\sqrt{\frac{Ca + Mg}{2}}} \quad (7)$$

Avec : Ca, Mg et Na en mmol_c*L⁻¹

Le sodium agit au niveau de la défloculation du sol argileux, ce qui entraîne une diminution de la macroporosité (air) et du taux d'infiltration de l'eau. À l'aide du SAR, on divise les eaux d'irrigation en quatre classes. La classification est basée principalement sur l'effet du sodium sur les paramètres physiques du sol (Tab. I.3) (Richards, 1954).

Tableau I.3. Classement de la qualité de l'eau en fonction du danger d'alcalinisation du sol (SAR)

Nom de la classe	Classe	Interprétation
Classe S1	0 < SAR ≤ 10 bas taux de sodium	Eaux utilisables pour l'irrigation de presque tous les sols. Danger d'alcalinisation réduit, bien que certaines cultures sensibles au sodium puissent être gênées.
Classe S2 :	10 < SAR ≤ 18 taux moyen de sodium	Le danger d'alcalinisation des sols est appréciable dans les sols à textures fine et à forte capacité d'échange, surtout dans la condition de faible lessivage. Eau utilisable sur les sols de texture grossière, ou sur les sols organiques ayant une bonne perméabilité.
Classe S3	18 < SAR ≤ 26 haut taux de sodium	Eaux pouvant provoquer l'apparition d'une alcalinité dangereuse dans la plupart des sols, à l'exception des sols pauvres en argile. Emploi exigeant la mise en œuvre d'un aménagement spécial assurant un bon drainage et fort lessivage. L'addition de matière organique, d'amendements chimiques est souvent nécessaire.
Classe S4	SAR > 26 très haut taux de sodium	Eaux souvent inutilisables pour l'irrigation, présentant un fort danger d'alcalinisation. Ces eaux sont utilisées pour l'irrigation, seulement si leur salinité permet l'addition de calcium ou si le sol en contient suffisamment.

Source : Durand (1982)

Par ailleurs, le SAR ne prend pas en compte les modifications de la teneur en $[Ca^{++}]$ de l'eau survenant par précipitation ou dissolution pendant ou après une irrigation. Le sodium qui constitue un facteur important de la salinité, reste constamment soluble et en équilibre avec le sodium échangeable. Les agents extérieurs ont peu d'influence sur la dissolution ou la précipitation du sodium, qu'il soit concentré par les prélèvements de la plante entre deux arrosages, dilué par l'eau appliquée ou lessivée par drainage (Marlet et Job, 2006).

Cependant, Sauraz, (1981), a développé une autre formule pour évaluer le danger du sodium, c'est le SAR_{adj} (*coefficient ajusté d'adsorption du Na^+*), afin d'améliorer l'ancienne formule du SAR, ne prenant pas compte de la dissolution et de la précipitation du $[Ca^{++}]$. Cette formule est presque la même de celle du SAR et s'exprime ainsi :

$$SAR_{Adj} = \frac{Na}{\sqrt{\frac{(CaX + Mg)}{2}}} \quad (8)$$

Ou Na et Mg : sodium et magnésium de l'eau d'irrigation, exprimés en mmol/L.
CaX : une valeur modifiée du calcium, issue du tableau de Suarez (1981) (Ayers et Wescot, 1988). Le Ca représente $[Ca^{++}]$ dans l'eau d'irrigation mais modifie en fonction de la salinité de l'eau appliquée, de son rapport HCO_3^- / Ca (HCO_3^- et Ca sont exprimés en mmol/L) et de la pression partielle de CO_2 estimée sur une épaisseur du sol de quelque millimètres en surface ($PCO_2 = 0.007 \text{ atm}$).

La préférence va à la méthode du SAR_{adj} (Suarez, 1981 ; Ayers et Wescot, 1988) qui avec le Ca^{++} , du tableau de Suarez (1981), offre un meilleur aperçu des transformations du calcium dans l'eau du sol, liées à la dissolution à partir des carbonates et des silicates (addition de calcium). Cependant, Barbiéro et al. (2004b) suggèrent que le SAR_{adj} ne prend pas en compte l'évolution au cours du processus de concentration, et encore une fois le risque de sodicité reste sous-estimé en utilisant cet indicateur dans le cas des solutions qui évoluent vers la voie alcaline. Par ailleurs, cet indicateur est un réglage correct, mais il ne peut pas être utilisé comme facteur quantitatif (multiplicatif) pour l'évaluation du danger l'alcalinisation de sodisation des sols irrigués.

I.3.2. Méthodes d'évaluation de la qualité des eaux d'irrigation

I.3.2.1. Le tableau des directives de la FAO

La FAO, et suite aux travaux de Ayers et Westcot, (1988), a mis des directives permettent d'évaluer la qualité de l'eau d'irrigation. Elles constituent une première étape pour détecter les restrictions dues à une eau d'irrigation. Elles mettent l'accent sur l'influence, à long terme, de la qualité de l'eau d'irrigation sur la dégradation des sols et la production des cultures.

Le tableau I.4 est un instrument de gestion, comme beaucoup d'outils de ce type en agriculture. Il constitue, selon la FAO, une première étape dans la détermination des limites de qualité d'une ressource en eau en agriculture.

Tableau I.4 : Les directives pour l'interprétation d'une eau d'irrigation selon la FAO, (1988).

Nature du problème	Unité	Restriction pour l'irrigation		
		Aucune	Légère à modérée	Forte
Salinité : <i>influe sur l'eau disponible pour la plante.</i>				
CEi	dS/m	<0.7	0.7-3.0	>3.0
TDS	mg/l	<450	450 - 2000	>2000
Infiltration : <i>influe sur la vitesse d'infiltration de l'eau dans le sol : utiliser à la fois CEi et SAR.</i>				
SAR = 0 – 3 et CEi =	dS/m	> 0.7	0.7 - 0.2	< 0.2
SAR = 3 - 6 et CEi =	dS/m	> 1.2	1.3 - 0.3	< 0.3
SAR = 6 - 12 et CEi =	dS/m	> 1.9	1.9 - 0.5	< 0.5
SAR = 12 - 20 et CEi =	dS/m	> 2.9	2.9 - 1.3	< 1.3
SAR = 20 - 40 et CEi =	dS/m	> 5.0	5.0 - 2.9	< 2.9
Toxicité de certains ions : <i>affectent les cultures sensibles.</i>				
Sodium (Na) :				
Irrigation de surface	SAR	< 3	3 - 9	> 9
Irrigation par aspersion	méq/l	<3	> 3	> 9
Chlore (Cl) :				
Irrigation de surface	méq/l	< 4	4 - 10	> 10
Irrigation par aspersion	méq/l	< 3	> 3	
Bore (B)	mg/l	< 0.7	0.7 - 3.0	> 3.0
Éléments traces	Concentration maximale d'éléments à l'état traces recommandés pour les eaux d'irrigation.			
Effets divers : <i>Affecte les cultures sensibles</i>				
Azote (NO₃-N)*	mg/l	<5	5-30	>30
Bicarbonate (HCO₃) pour aspersion sur frondaison	méq/l	<1.5	1.5-8.5	>8.5
pH		Zone normale : 6.5 - 8.4		

(Source : Ayers et Westcot, (1988))

I.3.2.2. Le Diagramme de RIVERSIDE (1954)

Les classes de potabilité des eaux d’irrigation (C1S1,...C5S4) correspondent, dans le diagramme de Richards (Figure I.5) au SAR (en ordonnées pour la lettre S) et à la conductivité (en abscisses pour la lettre C). Ainsi la classe C1S1 (coin bas à gauche) est considérée comme excellente car elle correspond à des valeurs minimales du SAR et de la conductivité ; en revanche, la classe C5S4 (coin haut à droite) est la plus mauvaise, car les valeurs du SAR et de la conductivité sont à leur maximum.

La Figure I.5 et les tableaux I.5a et I.5b donnent, respectivement, le diagramme de RIVERSIDE, les classes issues du diagramme de RIVERSIDE et l’interprétation de chaque classe.

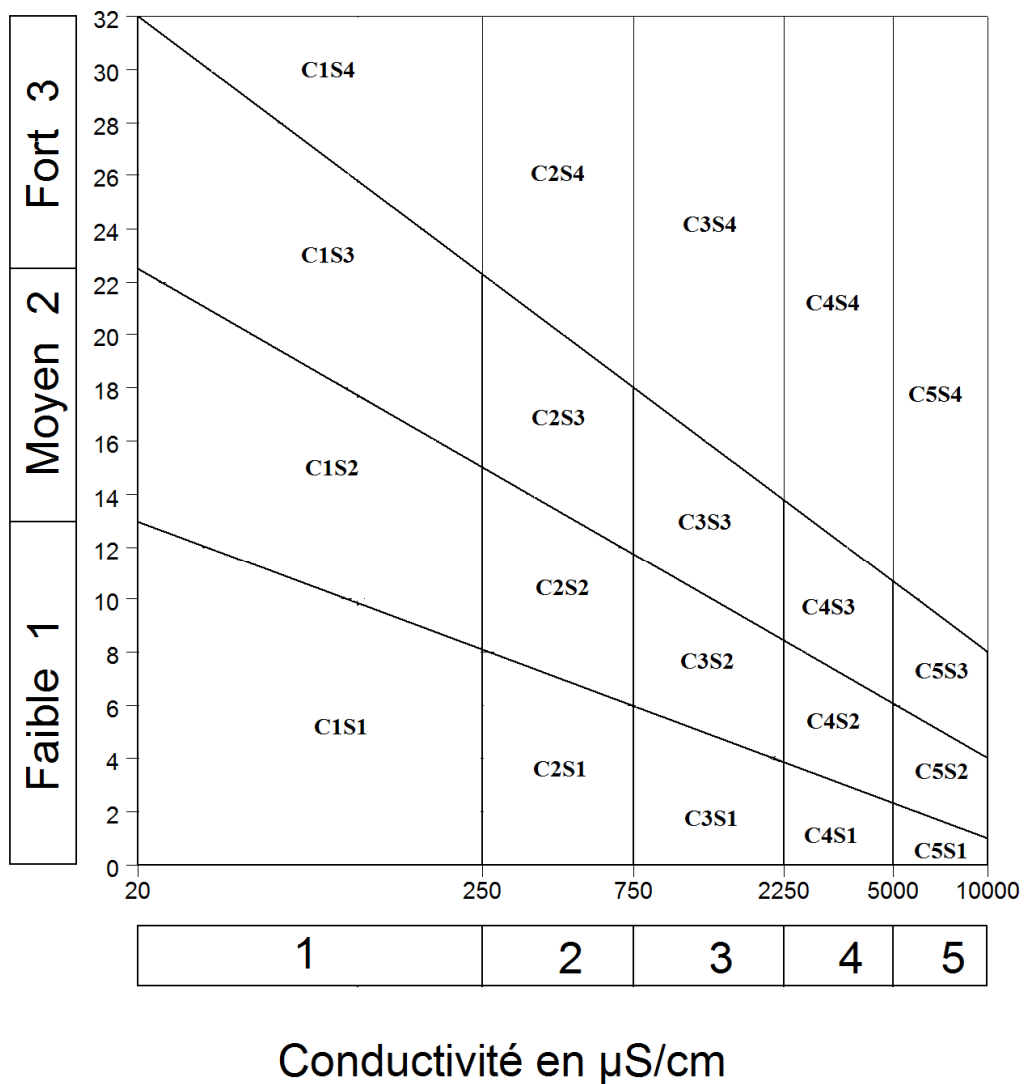


Figure I.5 : Diagramme de RIVERSIDE (Richards, 1954).

Tableau I.5a : Les classes issues du diagramme de RIVERSIDE (*Clemant et Galand, 1979*)

	Classes CE ($\mu\text{S/cm}$)				
	C1 0 – 250	C2 250 – 750	C3 750–2250	C4 2250 – 5000	C5 5000 – 10000
S1 0 – 10	C1S1	C2S1	C3S1	C4S1	C5S1
S2 10 – 18	C1S2	C2S2	C3S2	C4S2	C5S2
S3 18 – 26	C1S3	C2S3	C3S3	C4S3	C5S3
S4 > 26	C1S4	C2S4	C3S4	C4S4	C5S4

Tableau I. 5b : Interprétation des classes du diagramme de RIVERSIDE selon Durand, (1982) (*Clemant et Galand, 1979*)

Interprétation des Classes	
	Eau présentant une bonne qualité pour l'irrigation, utilisable avec précautions pour les plantes sensibles.
	Eau de qualité bonne à moyenne a utilisé avec précaution pour les sols mal drainés et pour les plantes sensibles
	Qualité moyenne à médiocre a utilisé avec précaution ; nécessite un drainage avec des doses de lessivage et/ou apport de gypse.
	Eau de qualité médiocre à mauvaise, utilisée avec précaution pour les sols lourds et les plantes sensibles, l'emploi pour les sols légers et bien drainés nécessite une dose de lessivage et/ou apport de gypse.
	Eau de qualité très mauvaise utilisée que pour les sols légers et bien drainés et pour les plantes résistantes avec nécessité de doses de lessivages et/ou apport de gypse.
	Qualité très mauvaise a n'utilisé que pour les circonstances exceptionnelles.
	Eau déconseillée pour l'irrigation.

(Selon : *Clemant et Galand, 1979 ; Durand, 1982*)

I.3.2.3.Le diagramme de Wilox

Les concentrations élevées de sodium contenu dans une eau d'irrigation limitent souvent son utilisation en irrigation. Il est absorbé dans des sites d'échange de cations dans le sol et cause la dispersion des agrégats (Minhas et al., 2007). Ainsi, les pores se trouvent scellés et, en conséquence, la perméabilité du sol est réduite, en particulier pour les sols argileux qui deviennent anaérobique, sodique ou compactés (Marlet et Job, 2006). La classification de Wilcox, (1948), est fondée sur la conductivité électrique (CE en $\mu\text{S/cm}$)

en abscisse et la teneur en sodium dans l'eau qui est exprimée en pourcentage en ordonnées :

$$Na(\%) = \left[\frac{(Na + K)}{(Ca + Mg + Na + K)} \right] * 100 \quad (9)$$

A l'issue de la classification de Wilox, cinq classes pourront être attribuées à une eau d'irrigation : Excellente, bonne, admissible, médiocre et mauvaise.

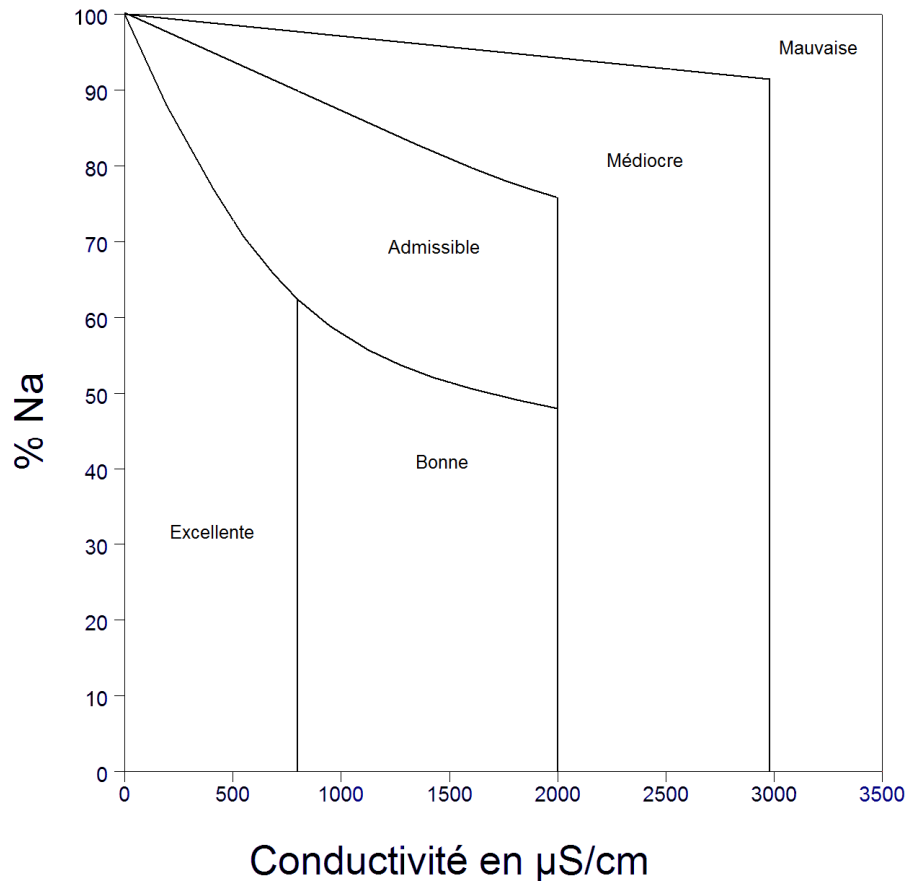


Figure I.6. Le diagramme de Wilox.

I.3.3. Les critiques sur le mode d'évaluation de la qualité d'une eau d'irrigation

Le recours à l'appréciation d'une eau d'irrigation en se basant uniquement sur le SAR et la CE peut poser des problèmes pour la prédiction des risques effectifs car le SAR change avec le facteur de concentration (Samba, 1998). Selon Barbiéro et *al*, (2004b), le concept de SAR présenté par Richards, (1954), présente deux problèmes principaux :

- a) L'évaluation du risque de sodicité par le SAR a été établie empiriquement par des données rassemblées principalement en Amérique du Nord (Richards, 1954) qui évoluent en voie saline sous l'influence de l'évaporation (Cheverry, 1974). En

général, les eaux utilisées présentent une alcalinité résiduelle de calcite négative ($RA_{\text{calcite}} = \text{Alc. Carbonatée} - \text{Ca (még/L)} < 0$), et le risque de sodicité est pratiquement zéro dans ce cas. D'autre part, le risque de sodicité est présent dans les endroits où les eaux d'irrigation ont une alcalinité résiduelle de calcite positive ($RA_{\text{calcite}} > 0$) tels que ceux du Niger (Cheverry, 1974). Par conséquent, dans le dernier cas, l'utilisation du concept du SAR mène à une sous-estimation du risque de sodicité, comme il a été observé pour l'eau d'irrigation utilisée dans la vallée du Niger au Mali (Valles et *al*, 1989) ou au Niger (Barbiéro et *al*, 1995).

b) L'évaluation du risque de sodicité exprimé par le SAR est une vue statique du problème et ne tiens pas compte des changements de la chimie de l'eau due à la concentration après évaporation. Ceci est illustré dans figure I.7, où l'évolution du SAR et la conductivité électrique (CE) de trois types d'eau pendant une expérience d'évaporation à la casserole sont tracées. Les données ont été prises par Valles (1987) en Tunisie, Gonzalez Barrios (1992) au Mexique, et Barbiéro (1995) au Niger. Les trois eaux d'irrigation présentent le même risque de sodisation au sol mais évoluent par trois manières différentes. Par conséquent, l'expérience soulève la limitation du concept de SAR et CE.

Si on se réfère à ces critiques rapportées par Barbiéro et *al.*, (2004b), une eau susceptible de précipiter la calcite serait caractérisée par une alcalinité résiduelle calcite positive [$AR_{\text{calcite}} = \text{Alc} - \text{Ca} > 0$] (Al-Droubi et *al.*, 1980 ; Van Beek and Van Breemen, 1973). Dans le cas contraire, l' AR_{calcite} serait négative. La concentration d'une telle eau d'irrigation dans le sol peut engendrer deux voies de salinisation et de dégradation du sol irrigué (fig. I.8) :

- Voie 01 : Si $AR_{\text{calcite}} < 0$, le calcium n'est pas contrôlé : sa concentration augmente et celle des carbonates diminue, ce qui provoque une diminution relative de l'alcalinité et par suite du pH. La solution du sol irrigué évolue dans la voie neutre de salinisation. Si la solution continue à se concentrer, lorsque les ions Na^+ sont majoritaires, il peut y avoir sodisation du sol (Condom, 2000 ; Barbiéro et *al.*, 2004b)

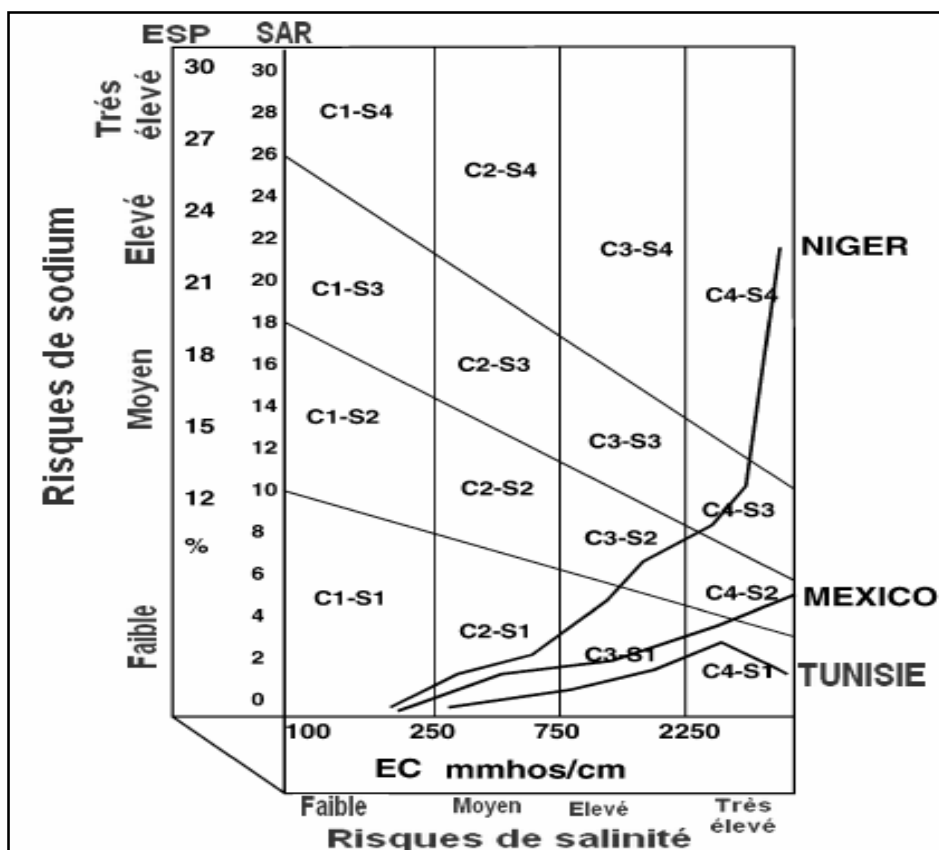


Figure I.7. Évolution du SAR et la CE pendant une expérience d'évaporation à la casserole des trois eaux d'irrigation du Mexique, Tunisie et le Niger (*Barbiéro et al, 2004*).

- Voie 02 : $AR_{calcite} > 0$, d'après la loi T, les bases faibles vont s'accumuler et par la suite le pH de la solution du sol irrigué va augmenter. C'est la voie alcaline de salinisation dite alcalinisation. Au cours de la concentration de la solution du sol, le sodium, qui ne précipite pas (condom, 2000), se concentre en valeur relative dans la solution résiduelle tandis que le calcium est contrôlé. Par la suite, le SAR augmente. Il y a alors une sodisation rapide de la solution du sol en place. L'apport d'une eau moins chargée, dans ce cas, peut induire des dégâts énormes sur le sol. En effet, en dessous d'un seuil donné de la valeur de force ionique, l'échange entre l'ion Na^+ et H^+ résultant de la dissociation de l'eau se produit, cela conduit à une augmentation de la concentration de NaOH dans la solution du sol et l'hydrolyse de l'argile (McBride, 1994). En conséquence, le pH atteint des valeurs spectaculaires où il peut dépasser la valeur de 10,5 (Agrawal et Ramamoorthy,

1970; Sumner et Naidu, 1998) et la dispersion des argiles (Sumner, 1993) qui entrave le fonctionnement hydrologique du sol en place (fig. I.8).

Des études récentes ont reconnu le concept d'alcalinité résiduelle comme l'un des meilleurs moyens pour l'évaluation des risques d'alcalinisation des eaux d'irrigation (Van Hoorn, 2003 ; Marlet et Job, 2006 ; Minhas et al., 2007).

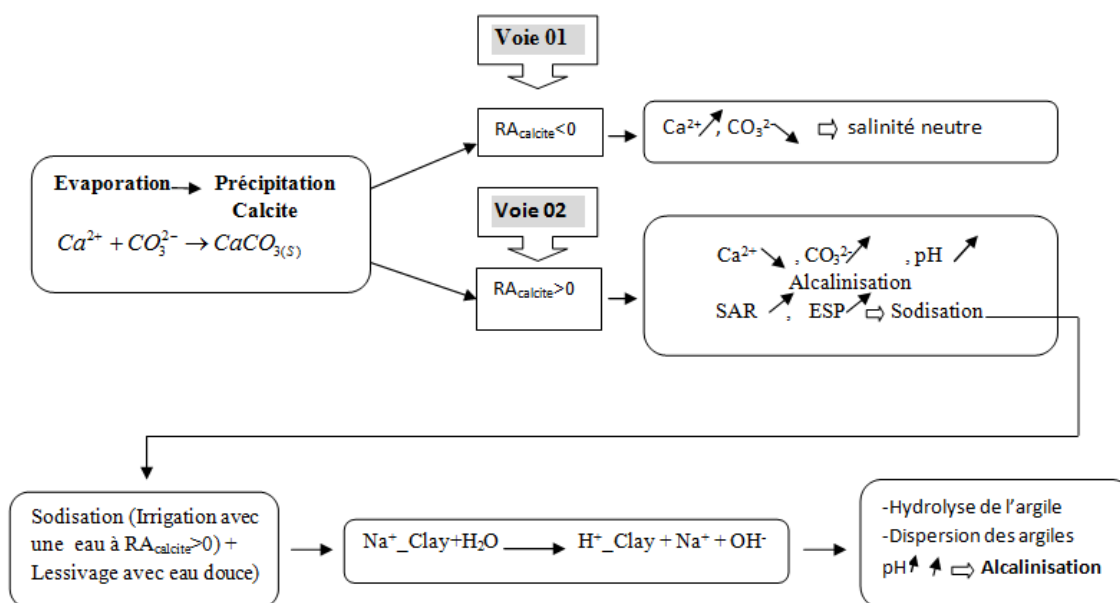


Figure I.8. Les deux voix de salinisation d'un sol suivant le signe d'alcalinité résiduelle calcite (Dakouré et al., 2013).

I.3.4. Evaluation de la qualité des eaux d'irrigation suivant le signe d'alcalinité résiduelle

Les risques de salinisation et sodisation des sols sont couramment évalués à partir de la conductivité électrique (CE) et du SAR (Richards, 1954). Si cette classification est opérante pour beaucoup de qualités d'eau d'irrigation à dominante chlorurée et caractérisées par une valeur négative de l'alcalinité résiduelle, elle minimise souvent les risques de sodisation et d'alcalinisation liées à l'utilisation d'eau à dominante bicarbonatée ou sulfatée et caractérisées par une valeur positive de l'alcalinité résiduelle. Marlet et Job (2006) classent le risque lié à la qualité de l'eau d'irrigation qui cherche d'abord à déterminer l'alcalinité résiduelle des eaux d'irrigation et leur classification dans l'une des trois grandes familles de processus de salinisation présentés en figure I.9.

1- Le RSC est positif, c'est la voie alcaline relative à la précipitation de calcite/sépiolite. Ces sols présentent un risque majeur d'alcalinisation et de dégradation des propriétés physiques (type 3).

$$RSC = \text{Alcalinité carbonatée} - (Ca + Mg) > 0 \quad (\text{mmol/L}) \quad (10)$$

Dans le cas contraire (RSC < 0), c'est la voie saline neutre. Dans ce cas, deux cas peuvent se présenter en fonction du signe de l'alcalinité résiduelle appliquée à la précipitation de calcite, de sépiolite et de gypse (Marlet et Job, 2006)

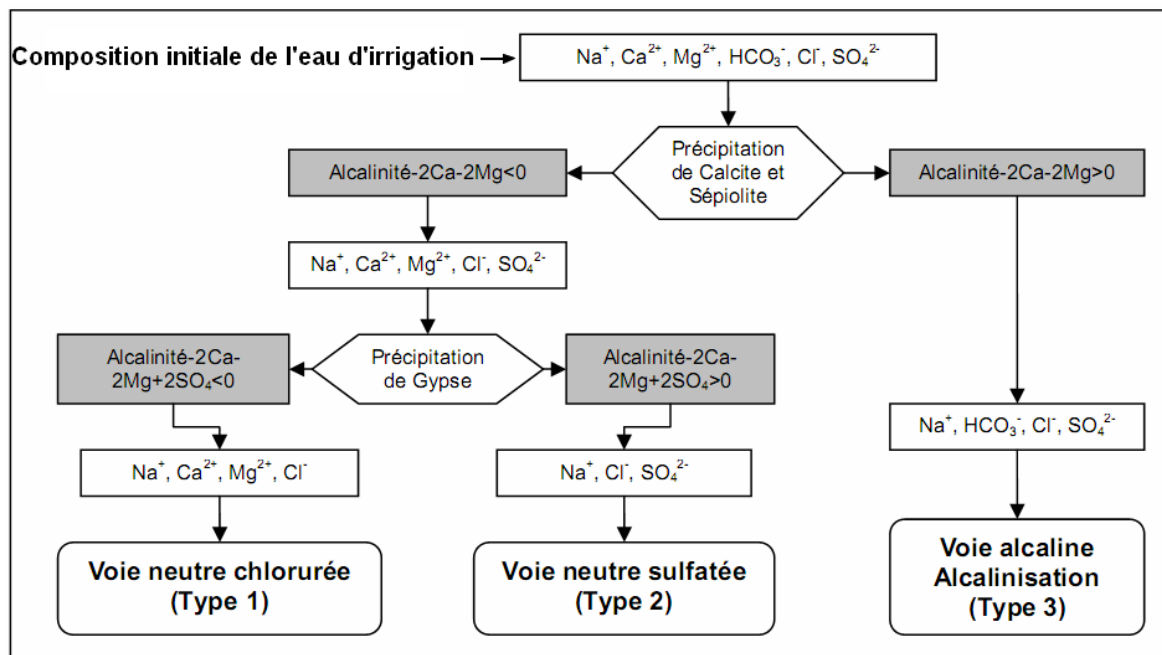


Figure I.9. Présentation schématique des principales voies de salinisation suivant le signe d'alcalinité résiduelle.

2- L'alcalinité résiduelle devient positive suite à l'addition des sulfates relatifs à la précipitation du gypse, c'est la voie saline neutre à dominances sulfatées. Ils présentent principalement un risque de dégradation des propriétés physiques des sols suite à une sodisation rapide que le SAR ne caractérise qu'imparfaitement (type 2);

$$RSC < 0 : RSC2 = \text{Alcalinité carbonatée} - (Ca + Mg) + SO_4 > 0 \quad (\text{mmol/L}) \quad (11)$$

3- L'alcalinité résiduelle devient négative même par addition des sulfates, on parle alors de la voie saline neutre à dominance chlorurée. Le risque de dégradation de ces

sols est faible dans la mesure où la sodisation est progressive et la salinité alors suffisamment élevée pour assurer la stabilité structurale des sols (Sumner, 1993 ; Douaoui et *al.* 2004 ; Marlet et *job*, 2006).

$$RSC < 0 \quad RSC2 = \text{Alcalinité carbonatée} - (Ca + Mg) + SO_4 < 0 \text{ (mmolc/L)} \quad (12)$$

I.4 . Impact de la salinisation sur les plantes et la structure d'un sol

L'effet des sels sur le sol et les plantes est surtout fonction de la voie d'évolution saline. Dans le cas de la voie saline neutre, l'augmentation de la pression osmotique n'est pas le seul risque. Peuvent également entrer en jeu :

- le rôle spécifique de certains ions qui s'accumulent lorsque le phénomène de salinisation se développe : certains arbres fruitiers peuvent par exemple être sensibles à l'accumulation de chlorures ou de sodium (Samba, 1998) ;

- l'accumulation d'éléments de transition comme le bore (B), le sélénium (Se) et l'arsenic (As) ou de métaux lourds tels que Cadmium (Cd), Mercure (Hg), peut parfois « accompagner » les ions majeurs lors de l'accumulation saline : le cas du bore est souvent évoqué car dans le sol, la marge entre les concentrations qui provoquent des phénomènes de carence chez la plante et celles qui entraînent une toxicité est étroite pour beaucoup de cultures (Ayers et Wescot, 1988 ; Cheverry et Bourrié, 1995).

Quant à la voie alcaline, sa principale conséquence est la dégradation de la structure du sol et donc des propriétés agronomiques. Elle se manifeste de différentes manières :

- La hausse du pH que l'on observe lorsque du carbonate de sodium précipite, ce qui entraîne une solubilisation de la matière organique du sol et on parle de sols à « *salant noir* » : la fertilité de ces sols est alors très fortement réduite car de nombreux éléments indispensables à la plante deviennent totalement insolubilisés (Samba, 1998).

- Lorsque la quantité de sodium fixée sur le complexe est significative, la conductivité hydraulique du sol diminue ; on observe alors une diminution de la porosité et de la stabilité structurale des agrégats (Samba, 1998) et une imperméabilisation du sol en surface par la formation de croûtes (Cheverry et Bourrié, 1995; Condom, 2000).

Partie A

Chapitre II

Le contexte de l'étude

Ce chapitre s'articule sur trois parties :

La première est consacrée à la description générale de la région d'étude selon plusieurs niveaux de description : les caractéristiques hydroclimatiques, l'hydrologie, la géologie, l'hydrogéologie, la pédologie, ...etc.

Dans la deuxième partie, on donne un aperçu sur l'irrigation dans la plaine du Bas-Chélif en s'appuyant sur les ressources en eau mobilisable pour l'irrigation, l'état actuel de l'ouvrage d'art d'irrigation et les conséquences d'une irrigation non contrôlée dans cette région.

Enfin, la dernière partie est réservée à la salinité des sols de la plaine du Bas-Chélif

II. 1. Présentation générale de la plaine du Bas-Chélif

II.1.1. Localisation géographique

La plaine du Bas-Chélif est située au nord-ouest de l'Algérie ; elle fait partie du bassin versant du Chélif et occupe sa partie ouest. Ce même bassin versant du Chélif fait partie du grand bassin versant «Chélif-Zahrez», qui couvre une superficie d'environ 56 227 km² (soit plus de 22 % de la superficie de l'Algérie du nord). La vallée du Chélif que traverse l'oued Chlef se situe dans la partie nord du bassin versant du Chélif. Elle est composée de trois plaines : la plaine du Haut-Chélif, la plaine du Moyen-Chélif et la plaine du Bas-Chélif.

La plaine du Bas-Chélif qui constitue notre zone d'investigation se situe à l'extrémité nord du bassin du Chélif (nord-ouest de l'Algérie), à environ 250 km à l'ouest d'Alger et à 35 km à vol d'oiseau de la méditerranée, avec en son centre la ville de Oued Rhiou (wilaya de Relizane). Elle se trouve entre 0° 40' et 1° 6' 8'' de longitude est et 34° 3' 12'' et 36° 5' 57'' de latitude nord (fig. II.1). Les coordonnées de cette plaine, selon la projection UTM Algérie fuseau 31N, sont :

$$X = 275\ 649\ \text{m} \text{ et } 328\ 533\ \text{m}$$

$$Y = 3\ 968\ 469\ \text{m} \text{ et } 3\ 996\ 812\ \text{m}.$$

La plaine s'étend sur près de 60 000 ha et elle est limitée par la plaine du Moyen-Chélif à l'Est, la plaine de la Mina à l'Ouest, le massif du Dahra au Nord et le massif de l'Ouarsenis au Sud. Elle fait environ 50 km de longueur sur une largeur variant de 6 Km à l'Est à plus de 20 Km à l'Ouest, avec une surface pratiquement plate d'une altitude moyenne de 70 m.

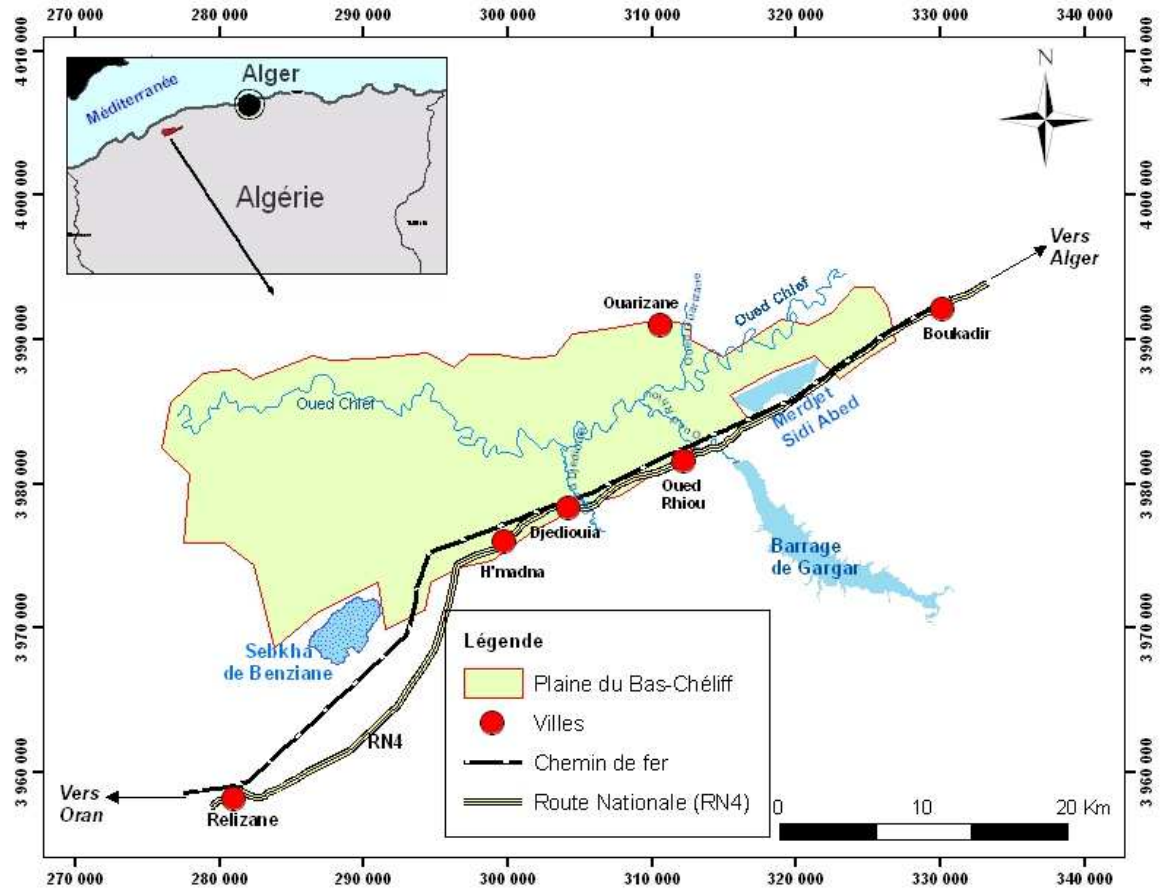


Figure II. 1. Localisation de la plaine du Bas-Chélif.

II.1.2. Le contexte climatique

Le climat des plaines du Chélif et tout particulièrement celui du Bas-Chélif est un climat spécifique très rude et très contrasté par ses étés très chauds et des températures basses en hiver à tel point qu'il a été cité comme une curiosité climatique (Bessaoud, 1994). Cette particularité lui a aussi valu d'autres qualificatifs plus célèbres et plus anciennes, tels que «*le four du tell*» ou encore «*une portion du Sahara égarée dans le tell*» (Yacono, 1955 ; Boulaine, 1957).

II.1.2.1. Les températures

La moyenne des températures moyennes mensuelles de la station météorologique de H'madna appartenant à la station expérimentale de l'INRAA, sur une période de 29 ans (1985 – 2013), a montré que le régime thermique de la région est caractérisé par des températures élevées en été et relativement basses en hiver. Les températures les plus élevées sont enregistrées durant les mois de juillet et août, où elles atteignent un maximum de 29,8 °C en moyenne, ce qui correspond à une forte évaporation et une remontée

capillaire de la nappe qui se trouve parfois à un mètre de profondeur. Par ailleurs, le mois de janvier est le plus froid avec une température moyenne de 10,4 °C (tab. II.1).

L'analyse des variations mensuelles des températures sur la même période montre que les températures varient peu. Cela se caractérise par des faibles valeurs des écarts-types de chaque mois ainsi que la valeur du coefficient de variation (C.V) (tab. II.1).

Tableau II.1: Moyennes mensuelles des températures, valeur des écarts-types et coefficient de variation de la station de H'madna (1985-2013).

Mois	J	F	M	A	M	J	J.	A.	S.	O.	N.	D.
T (°C)	10,4	11,8	14,3	16,7	21,5	25,9	29,4	29,8	25,2	20,9	14,7	11,7
E. type	1,20	2	0,84	1,19	1,48	1,70	1,07	1,45	1,36	1,96	1,06	1,08
C.V (%)	11,3	17,9	5,8	7,2	7	6,5	3,6	4,9	5,3	9,7	7,2	9,2

(Selon : INRAA, H'madna)

II.1.2.2. Les précipitations

La pluviométrie, dans la plaine du Bas-Chéiff, se caractérise par des irrégularités aussi bien interannuelles qu'intra-annuelles. Dans la station de H'madna, les précipitations annuelles enregistrées sur une période de 29 ans (1985-2013), donnent une pluviométrie moyenne de l'ordre de 303,4 mm. Par ailleurs, on enregistre un pic d'environ 472 mm/an durant l'année 2008 alors que la plus faible valeur est celle de l'année 1999 avec 170 mm/an (fig. II.2).

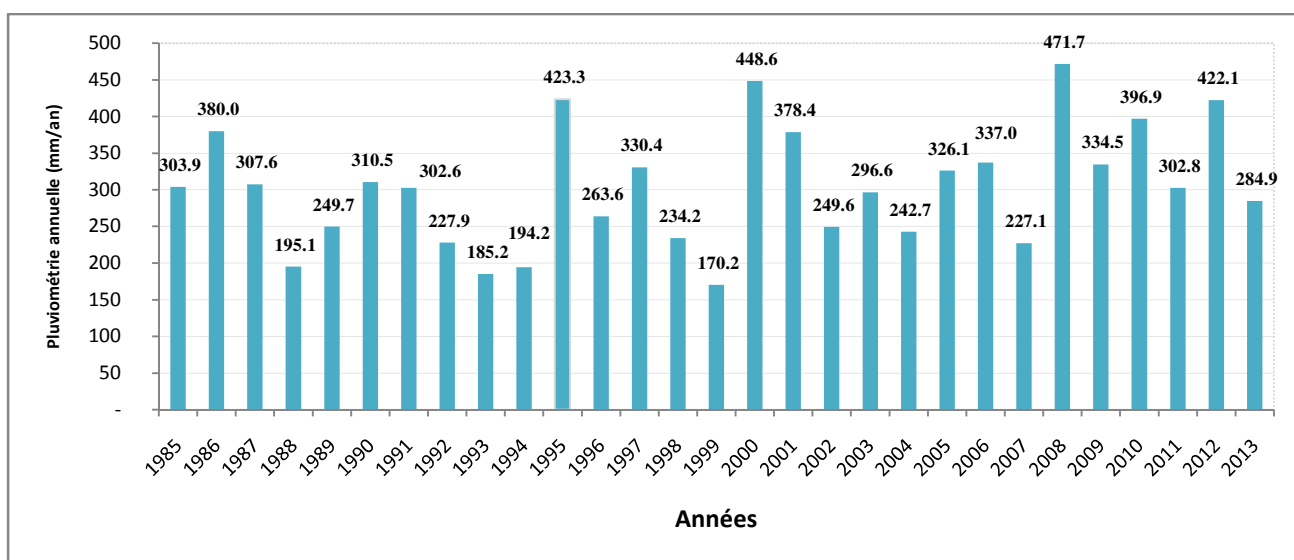


Figure II.2. Variation inter annuelles de la pluviométrie enregistrées dans la station de H'madna entre 1985 à 2013.

L'analyse des moyennes mensuelles des précipitations montre que les mois d'automne (septembre, octobre, novembre) sont les plus pluvieux avec un cumul de 117 mm (38,6 %), suivis par la saison d'hiver (Décembre, Janvier, Février) avec un cumulé de 111,1 mm (36.6%). L'été, faiblement pluvieux voire sec, peut être accompagné par des pluies fines qui acquièrent un caractère torrentiel dès la fin août (Douaoui, 2005). Les trois mois de l'été communément définis (Juin, Juillet, Août) ne totalisent que 8,5 mm, soit 2,8 % de la pluviométrie annuelle. Le printemps, saison semi-sèche, contribue pour 22% à la pluviométrie annuelle moyenne (tab. II.2).

Tableau II.2: Moyennes mensuelles des précipitations, valeurs de écart type et coefficient de variation de la station de H'madna (1985-2013).

Mois	J	F	M	A	M	J	J.	A.	S.	O.	N.	D.
P (mm)	40,8	36,2	29	34,5	22,1	4,1	1,3	3,1	15,2	31,2	51,1	34,1
E. type	23,7	26,9	24	29,9	19,8	5,7	2,4	8,8	14,4	28,3	34,7	23,5
C.V (%)	58,2	74,3	82,8	86,7	89,4	138,9	187,1	282,4	94,8	90,7	67,9	68,9

(Selon : INRAA, H'madna)

L'analyse des variations mensuelles des précipitations montre que les valeurs des écarts types et les coefficients de variation varient d'une façon très considérable. Ainsi, les valeurs des écarts types se rapprochent de ces valeurs moyennes ou les dépassent (cas des mois d'été). Ceux-ci donnent des coefficients de variations qui se rapprochent ou dépassent les 100 %. Ce qui explique les fortes variabilités et les irrégularités inter- annuelle et intra-annuelle des précipitations.

La figure II.3 illustre la variation des moyennes mensuelles des températures et les précipitations durant la période allant de 1985 à 2013 de la station de H'madna appartenant à la l'INRAA qui montre qu'il existe une longue période de sécheresse allant du mois d'avril au mois d'octobre.

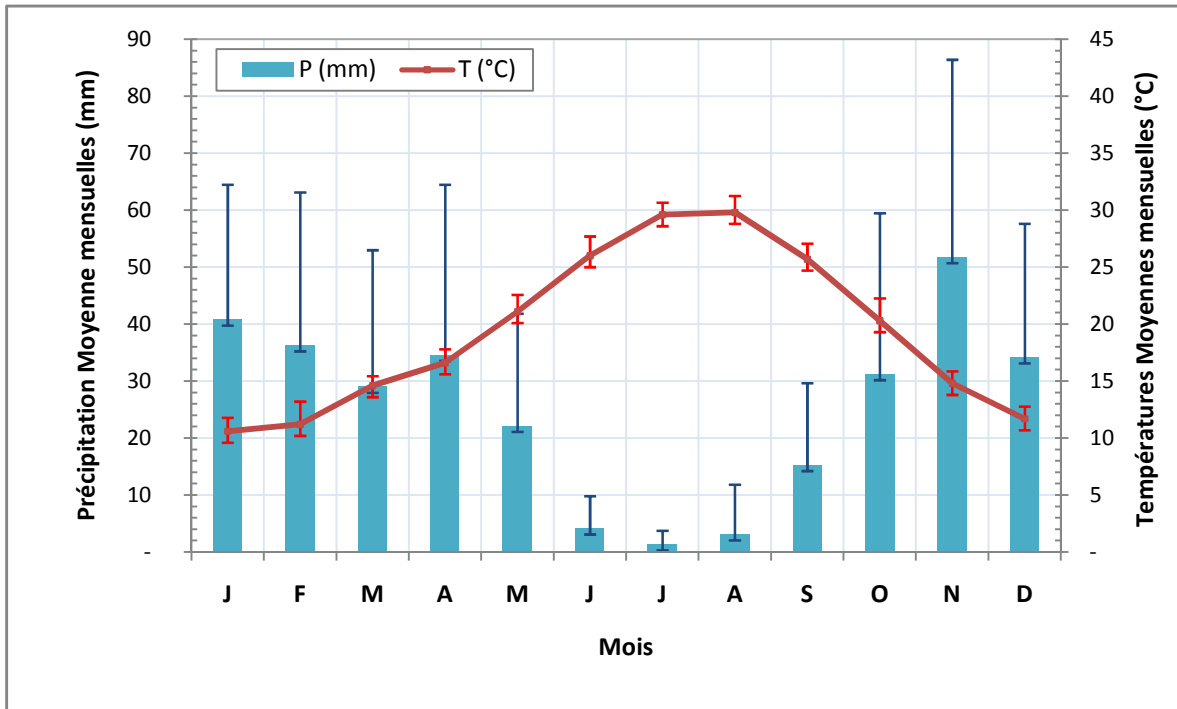


Figure II.3. Diagramme des variations des moyennes mensuelles des précipitations et les températures de la station de H'madna (1985 -2013).

II.1.2.3. L'évapotranspiration

L'évapotranspiration est définie comme étant la valeur maximale possible de l'évaporation dans des conditions climatiques données. Elle résulte de deux phénomènes l'un physique : l'évaporation, l'autre biologique : la transpiration. Pour l'estimation de ce paramètre, nous avons utilisé la formule de Thornthwaite. Cette méthode nous permet de calculer l'évapotranspiration potentielle à partir des données de base (précipitation (P) mm), température (T°C)), le coefficient thermique mensuel (K) et l'indice thermique mensuel (i) selon la relation suivante :

$$ETP(mm) = 16 \left(\frac{10T}{I} \right)^a K \tag{12}$$

$$\text{Avec : } I = \sum i = \sum \left(\frac{T}{5} \right)^{1,514} \tag{13}$$

$$\text{et } a = 0,016I + 0,5 \tag{14}$$

Les valeurs de l'ETP, estimées à partir des données climatologiques sur une période de 29 ans (tab. II.3), sont généralement supérieure à la lame d'eau précipitée sauf pour les mois de janvier, février, novembre et décembre. La valeur moyenne annuelle de l'ETP est très considérable, elle de l'ordre de 1059,7 mm.

Tableau II.3. Résultats de l'ETP estimées à partir des données climatologiques de la station de H'madna (1985 – 2013) selon la méthode de Thornthwaite.

Mois	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Annuel
T °C	10,4	11,8	14,3	16,7	21,5	25,9	29,4	29,8	25,2	20,9	14,7	11,7	
I	2,63	1,90	4,80	5,32	9,15	13,83	14,64	15,45	12,76	8,56	5,77	3,74	94,81
K	0,70	0,80	1,00	1,20	1,30	1,30	1,30	1,20	1,10	0,90	0,80	0,70	
P (mm)	40,8	36,2	29	34,5	22,1	4,1	1,3	3,1	15,2	31,2	51,1	34,1	
ETP (mm)	11,1	8,3	35,4	48,6	107,6	186,0	200,4	198,7	141,5	68,2	36,0	17,8	1 059,7

$$a = 2,017$$

II.1.3. Contexte hydrographique et hydrologique

La plaine du Bas-Chélif est circonscrite dans le grand bassin hydrographique « *Cheliff-Zahrez* ». Ce grand bassin hydrographique, codé 01 au répertoire hydrologique de l'ANRH, est subdivisé en 36 sous bassins versants. Notre zone d'étude s'étale sur les sous bassins versants portant les codes suivants : 0124, 0126, 0127, 0128 et 0135. Le tableau II.4 montre les principales caractéristiques des sous-bassins versants qui influencent notre zone d'étude.

L'indice de compacité de Gravilius (K_c) caractérise la forme morphologique d'un bassin versant. Il est proche de 1 pour un bassin versant de forme quasiment circulaire et supérieur à 1 lorsque le bassin est de forme allongée. D'après le tableau II.4, les valeurs du K_c des cinq sous bassins versant de notre zone d'étude varient entre 1,44 à 1,70. Ceux-ci leur donnent des formes allongées qui signifient un temps de concentration long et peu de réaction de ces sous- bassins versants.

Tableau II.4 : Quelques caractéristiques des sous-bassins versants

Code sous -bassin	Nom Sous- bassin	Superficie (km ²)	Périmètre (km)	Indice de compacité (kc)
0124	Oued Cheliff Ouarizane	564,72	122,13	1,44
0126	Oued Rhiou Tleta	928,45	185,18	1,70
0127	Oued Djidiouia	799,40	162,00	1,60
0128	Oued Cheliff Tarhia	759,63	145,00	1,47
0135	Oued Mina aval	1462,52	212,00	1,55

(Source : Boucefiane, 2006)

La plaine du Bas-Chéllif est drainée par un réseau hydrographique bien marqué (fig. II.4) dont les ramifications principales sont constituées par les affluents de l'oued Chlef, il s'agit de :

- *Oued Rhiou*: Affluent amont situé sur la rive gauche, issu des monts Ouarsenis qui présentent des bassins versants de taille modeste et de débits nuls à l'étiage.
- *Oued Djediouia*: Affluent aval situé sur la rive gauche. Il a des bassins versants plus étendus dont la partie supérieure est formée par les reliefs montagneux de l'Ouarsenis.
- *Oued Ouarizane* : Affluent amont situé sur la rive droite. Il prend naissance dans les monts de Dahra.

L'Oued Rhiou et l'oued Djediouia présentent un régime hydrologique favorable, ce qui a permis un aménagement de leurs ressources en eau (barrage de Gargar sur l'oued Rhiou et la réalisation projetée d'un barrage sur l'oued Djediouia). Les affluents de l'oued Chlef sont en écoulement en hiver seulement (décembre, janvier et février), ils sont secs le reste de l'année. L'oued principal Chlef, quant à lui, est en écoulement sur une période qui dépasse légèrement ses affluents.

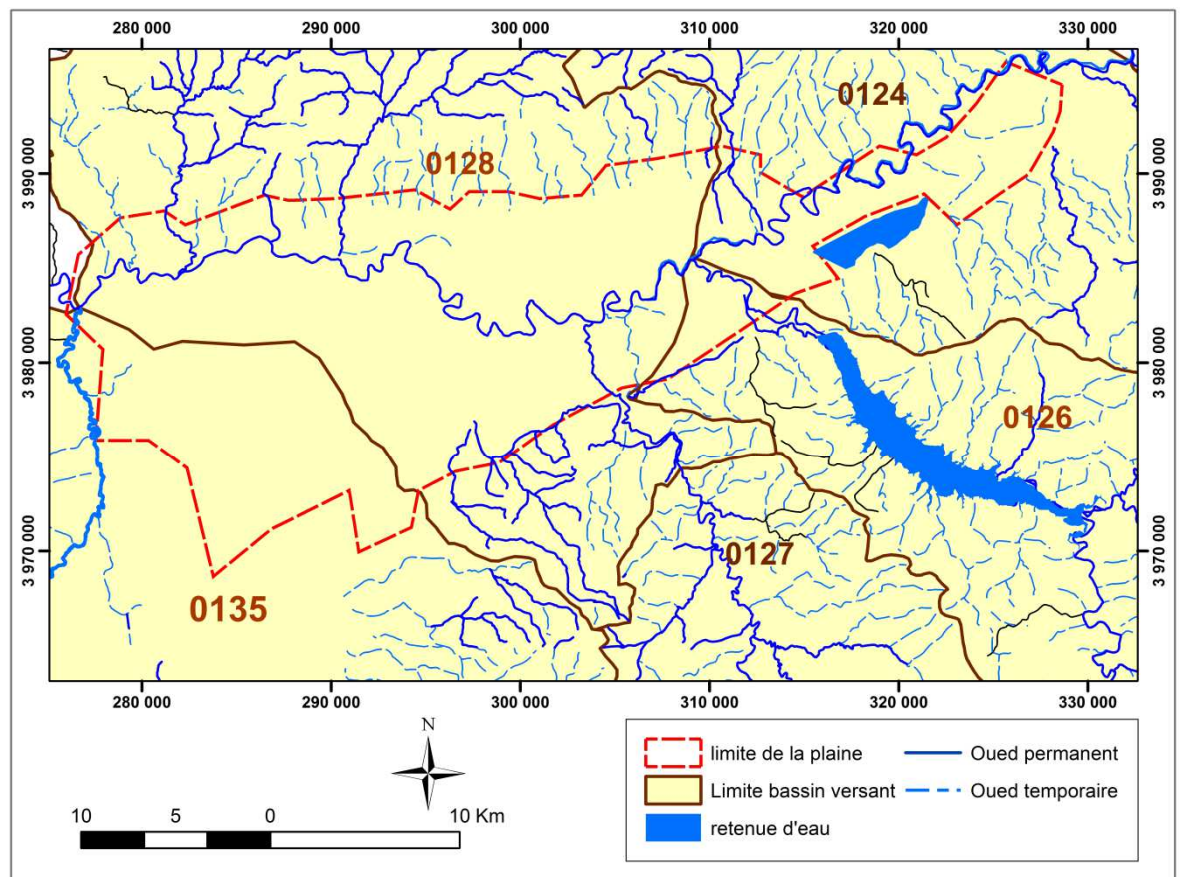


Figure II.4 : Réseau hydrographique et limite des sous-bassins versant de la plaine du Bas-Chéllif.

II.1.4. Contexte géologique et hydrogéologique

II.1.4.1. Géologie

Le Bas-Chélif traverse d'est en ouest une vallée plate qui est limitée au nord et au sud par des collines formées dans des roches légèrement plissées de l'âge tertiaire. Cette vallée coïncide probablement avec une subsidence tectonique, qui a commencé en période du Miocène et dans laquelle une série de sédiments marins et continentaux se sont par la suite accumulés.

La vallée de Bas-Chélif est un synclinal comblé de Rharbien (Quaternaire), encadré au nord et au sud par des collines de l'âge Miocène-Pliocène (Tertiaire). En conséquence, les alluvions de la plaine du Bas-Chélif proviennent directement de l'érosion de ces collines.

Au Sud, les collines coupées par Oued Rhiou et oued Djédiouia consistent en des schistes et de Marnes salées, ce qui explique la haute salinité des sols alluviaux de la plaine ainsi que le niveau de la salinité des eaux retenues de Gargar.

Au nord, les collines de Dahra sont composées de Marnes, de Grès et de Limon Argileux qui devient vers l'ouest des sables et des conglomérats plus grossiers. Ces collines sont incisées par les oueds : Razzaz, Tarhia et Ouarizane, encore une fois, certains de ces lits sont salés. (I.N.S.D, 1998).

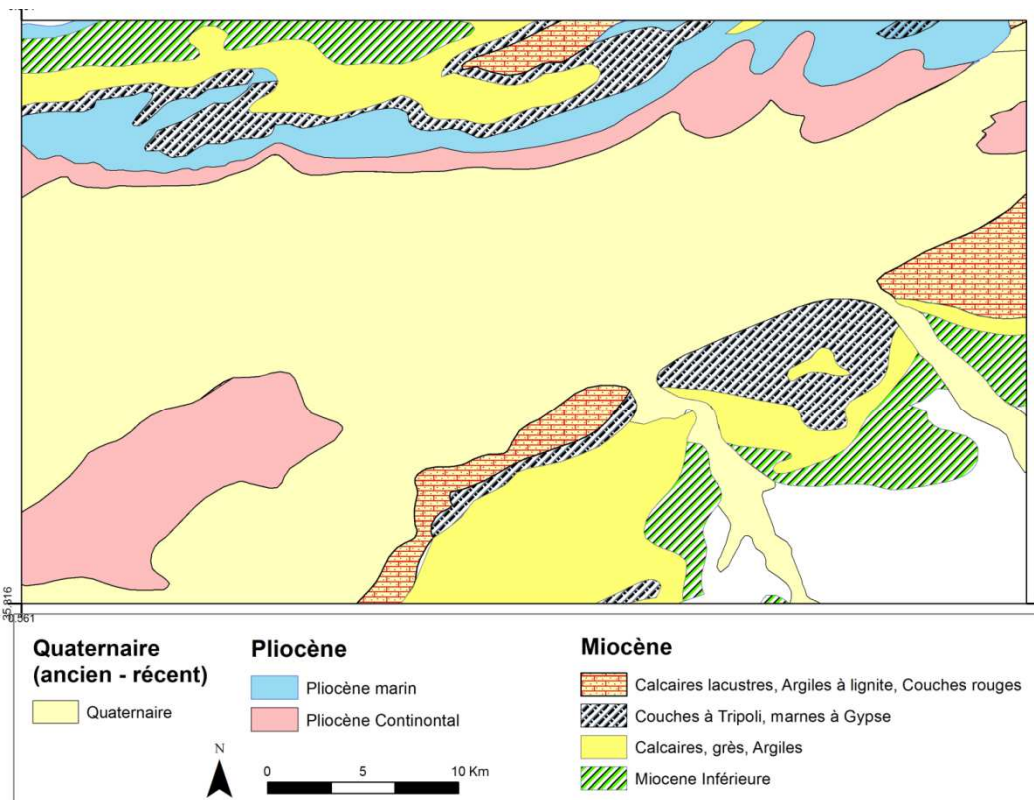


Figure II.5. Carte géologique de la plaine du Bas-Chélif

II.1.4.2. Principaux aquifères de Bas-Chélif

Selon l'INSID, (1998), trois principaux aquifères existent dans la plaine du Bas-Chélif, il s'agit de :

II.1.4.2.1. Miocène Calcaire

Les calcaires du Miocène affleurent le long de la limite sud de la vallée avec un pendage peu accusé N-NO. L'observation des affleurements et des données de forages, suggèrent la présence d'espaces vides et des fissures internes ouvertes provoquées par dissolution des carbonates sous l'influence de l'infiltration de l'eau de pluie, particulièrement le long des surfaces de contact. L'aquifère s'est développé dans ces espaces vides.

Les descriptions lithologiques établies à partir des forages qui traversent les calcaires du Miocène sur le coté sud de la vallée, indiquent des zones de fractures productives à des cotes comprises entre 37 m et 60 m dans la zone d'Oued Rhiou et le barrage de Gargar.

II.1.4.2.2 Pliocène Marin

Composée d'une suite d'argile et de marnes, avec des couches minces de grès. Le pliocène marin affleure au nord de la vallée du Cheliff, mais il n'a pas été identifié sur la vallée.

Des forages peu profonds traversent les couches de grès du Pliocène Marin sur la partie nord de la vallée, mais c'est sur la partie sud et à des profondeurs beaucoup plus grandes que d'autres forages ont traversé ces mêmes couches de grès (plus de 400 m de profondeur à khouaouna, dans la région de Sebket Benziane).

Les grès sont généralement à granulométrie fine à moyenne, et peuvent être classés comme étant un profil argileux ou calcaireux à tendance gréseuse pour les deux.

II.1.4.2.3 Quaternaire-Pliocène Continental (Nappe alluviale)

Des sédiments détritiques d'âge sub-Pliocène à Quaternaire forment le remblai de la vallée. Ces sédiments incluent des argiles et marnes épaisses avec des lits de sable, de graviers et de conglomérats.

Les descriptions lithologiques indiquent que plus de 20% des matériaux traversés sont décrits comme étant des sables, des graviers ou des grès. Ces données montrent

également une gamme de profondeurs de forages qui va de 12 à 300 m, avec une profondeur moyenne de 66 m.

L'examen des coupes lithologiques montre également :

- Qu'au-dessous de la zone des sols, on trouve une importante épaisseur de matériaux. Les épaisseurs moyennes et maximales enregistrées sont de 23 m et 50 m. Ce profil argileux épais se trouve dans une grande partie de la zone centrale de la vallée.
- Une couche mince de sable fin de 1 à 3 m d'épaisseur se trouve parfois à l'intérieur de la partie supérieure de ces sédiments argileux généralement entre 9 et 15 m de profondeur. Elle est invariablement rapportée comme contenant des eaux salées, la répartition de cette couche est irrégulière et semble être horizontalement discontinue.

La répartition des sables perméables et des graviers à l'intérieur des profils de forages qui traversent les sédiments Quaternaire Pliocène a été examinée. L'épaisseur et le pourcentage des matériaux productifs représentent en moyenne 21% de la coupe et peuvent atteindre localement 70 %. Les intervalles décrits comme sables argileux étaient généralement considérés comme présentant de basse perméabilité et par conséquent exclu.

L'intervalle allant de la surface du sol à 50 m de profondeur contient peu de matériaux perméables (seul 21% de l'épaisseur peut être productive). En revanche l'intervalle allant de 50 à 100 m contient en moyenne 60% et de graviers crépinables. (ABH : 2004).

La nappe Alluviale constitue la ressource en eau souterraine la plus importante du Bas-Chéiff. Les relevés piézométriques effectués par l'ANRH dans la plaine indiquent qu'il existe un écoulement orienté Nord-Ouest et que l'oued Chlef constitue l'axe de drainage de la nappe alluviale (fig. II.6).

II.1.5. Pédologie

Boulaine, (1957), distingue deux grandes divisions des sols dans la plaine du Bas-Chéiff:

A- les sols des bordures des plaines : ces sols sont formés par des associations de sols plus ou moins érodés, qui peuvent évoluer sur du calcaire dur ou tendre, des grès, des marnes ou des croûtes calcaires. Lorsque la roche n'affleure pas à la surface, ce sont des sols généralement calcimagnésiques, le plus souvent rendziniformes (Douaoui, 2005).

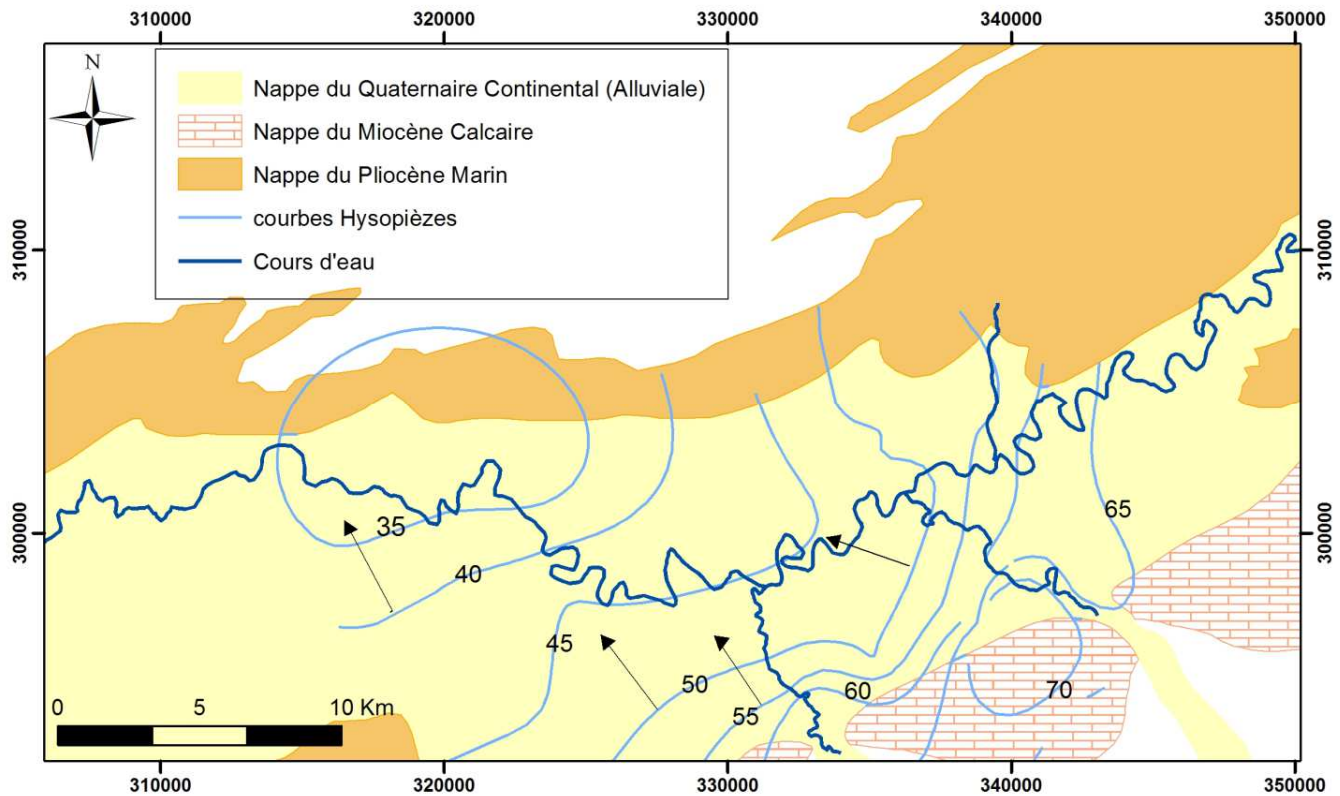


Figure II.6. Cartes des nappes et piézométrie de la plaine du Bas-Chéouiff

B- les sols de la plaine proprement dite : cinq classes ont été décrites : les sols salés, les sols hydromorphes, les vertisols, les sols peu évolués alluviaux et colluviaux et les sols calcimagnésiques. Dans la classe des sols salés, il distingue les Solontchaks inertes avec accumulation des sels en surface ou en profondeur, les Solontchaks vifs (horizon de surface à structure micropolyédrique en pseudo-sables durant l'été) pouvant être parfois hydromorphes, les Solontchaks vifs défloculés (dispersés en surface), les Hyposolontchaks et les Eosolonetz des lunettes érodées.

La carte des sols établie par McDonald et BNEDER, (1990), montre l'existence des mêmes types de sols dans la plaine décrite par Boulaine, (1957) (fig.II.7). Le tableau II.5 donne la synthèse de la description des sols de la plaine du Bas Chéouiff. Aussi, selon Douaoui, (2005), plusieurs caractères relatifs à plusieurs classes se retrouvent dans le même type de sol, tels que les caractères salin, vertique et hydromorphe.

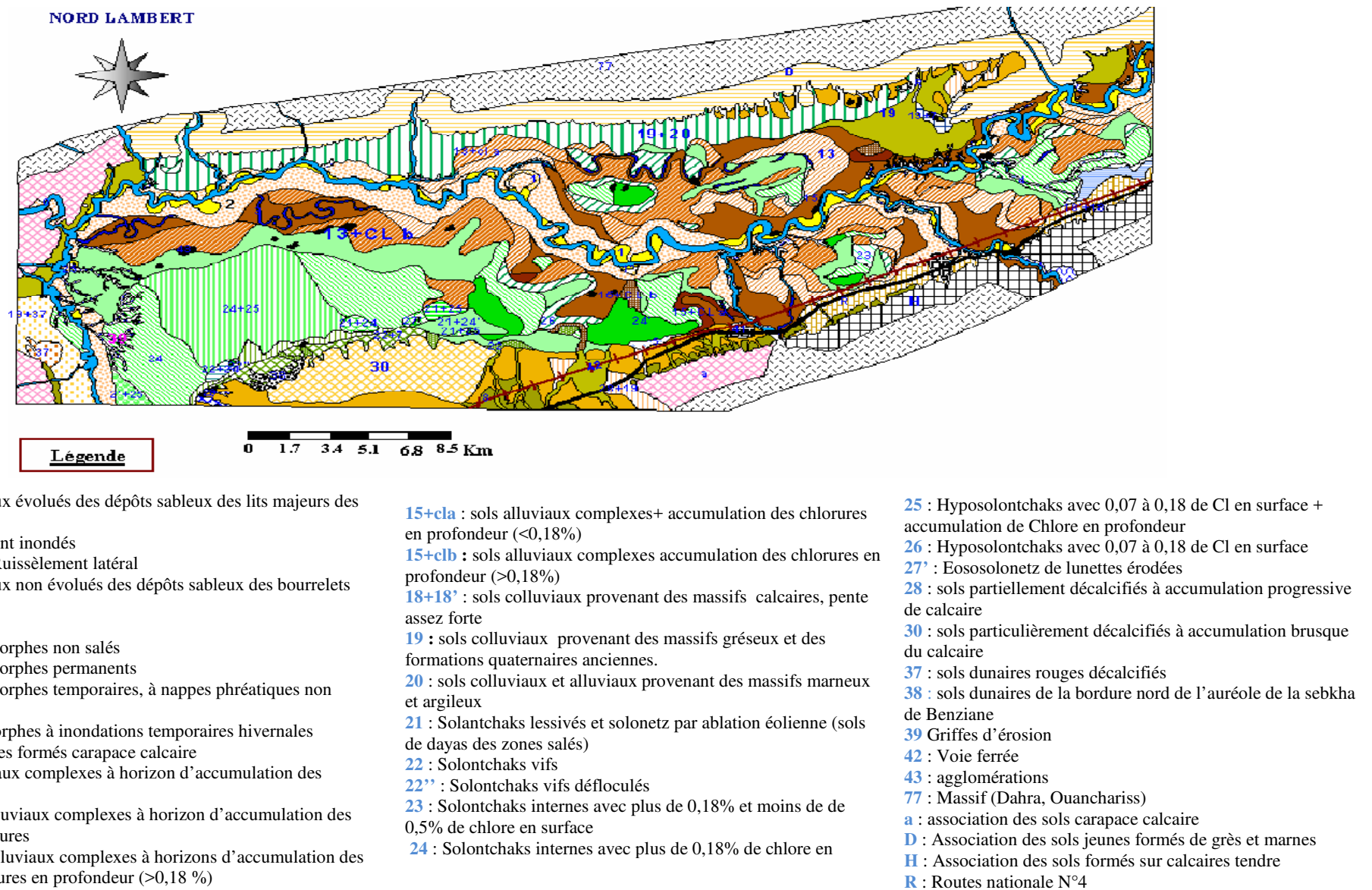


Figure II.7. Carte pédologique du Bas-Chéliff (Boulaine 1957)

Tableau II. 5 : Synthèse des sols de la plaine du Bas-Chélif d'après la carte pédologique de Mc Donald et BNEDER, (1990).

Type de sol	Caractéristiques
Sols peu évolués	<p>- <i>Les sols peu évolués d'apport alluvial</i> : avec des caractéristiques physicochimiques très variées. Textures peu argileuses, limoneuse ou sableuse. Localisé surtout au bord des oueds.</p> <p>- <i>Les sols peu évolués d'apport colluvial</i> : Ils sont caractérisés le plus souvent par des dépôts de cailloux et de graviers à la surface et en profondeur du profil. Leur texture peut être très variée. Localisés au bord de la plaine</p>
Les Vertisols	Riches en argiles gonflantes (smectites). C'est des sols à mauvais drainage. On les retrouve sur les alluvions des terrasses Rharbiennes. Ils présentent souvent le caractère salin avec une hydromorphie en profondeur.
Les sols Calcimagnésiques	Des sols carbonatés, plus ou moins différenciés et présentent parfois des accumulations calcaires nodulaires ou continues sous forme d'encroûtement et de croûte. Ils montrent parfois des caractères vertiques.
Les sols isohumiques	Moins fréquents dans le Bas-Chélif. Ils sont de couleur marron et présentent, parfois, le caractère vertique ou des accumulations discontinues de calcaire. Localisés sur les colluvions de la partie Sud de la plaine et sur le plateau de Benziane.
Les sols hydromorphes	Des sols profonds avec un drainage imparfait dû à leur position basse. Ils forment généralement des dépressions fermées telles que les sols de la Gaa. On les rencontre un peu partout dans le Bas-Chélif.
Les sols salsodiques	Appelés halomorphes : sont des sols dont l'évolution est influencée par la présence de sels solubles et du pourcentage du sodium échangeable. Lorsque la conductivité électrique dépasse les 4 dS/m par la méthode de la pâte saturée, ils sont appelés sols salés* (Richards, 1954).

* Dans le Bas-Chélif, la présence des sels est tellement importante qu'ils deviennent apparents à l'examen visuel sous forme d'efflorescences salines (Douaoui et al. 2006).

II. 2. L'irrigation dans la plaine du Bas-Chélif

II.2.1. Aperçu historique sur le périmètre irrigué du Bas-Chélif

Au Bas-Chélif, dans les conditions climatiques marquées par la faiblesse et l'irrégularité des apports pluviométriques, l'irrigation est indispensable pour assurer une production agricole régulière. Au siècle dernier, le développement de l'agriculture s'est accompagné par la construction de grands périmètres d'irrigation en particulier en zones semi-arides et arides. L'objectif principal de ces ouvrages est d'assurer une distribution collective de l'eau d'irrigation pour optimiser la production et surtout lutter contre la pauvreté (Marlet, 2004).

Le périmètre de la plaine du Bas-Chélif a été créé en 1937. Ils s'étendaient en 1951 sur plus de 28 000 ha (surface "classée") dont près de 20 000 ha irrigables et 15 000 ha équipés. Actuellement, la surface irrigable est estimée aux environs de 15 000 ha dont moins de 7 000 ha équipés (Bradaï et *al.*, 2012). Le périmètre est subdivisé en plusieurs sous-périmètres dont les plus importants : Ouarizane, Oued Rhiou, Djidiouia, Guerouaou (fig.II.8).

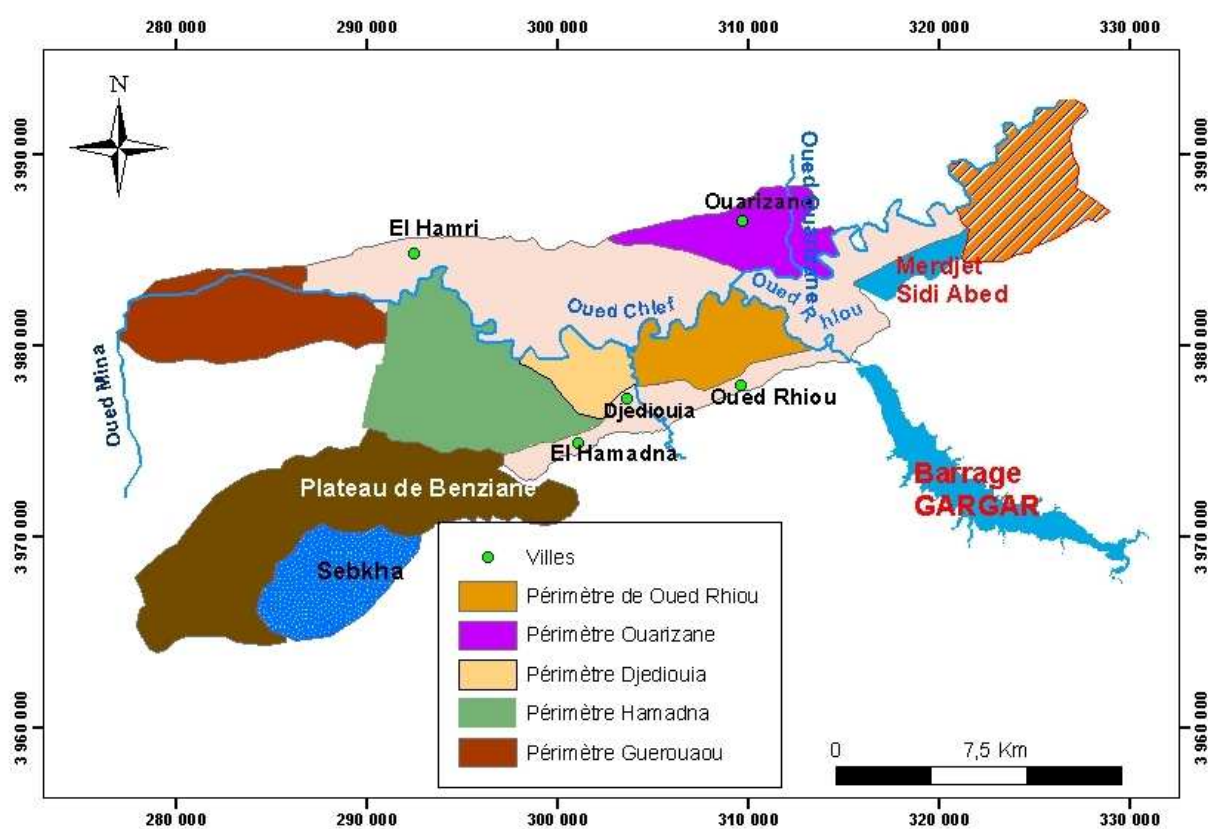


Figure II. 8. Les principaux sous périmètres d'irrigations de la plaine du Bas-Chélif

Jusqu'en 1984, le périmètre était géré par une subdivision d'exploitations rattachées à la Direction d'hydraulique de la wilaya de Relizane. Depuis 1985, la gestion, l'exploitation et l'entretien des équipements hydrauliques dans le périmètre d'irrigation ainsi que les tâches concernant l'utilisation de l'eau sont concédées à un l'office d'irrigation et de drainage (ONID). Cet organisme est chargé de gérer la ressource en eau disponible affectée au périmètre d'irrigation (décret exécutif n°85-260). Il gère, exploite et entretient le réseau d'irrigation, le réseau d'assainissement et de drainage, les pistes et les servitudes d'accès. Il assure aussi la conduite des irrigations à l'intérieur du périmètre et développe les actions d'appui à l'irrigation (Mouhouche et Guemraoui , 2004)

II. 2.2. Les aménagements hydro agricoles

II.2.2.1. Le réseau d'irrigation

L'ancien réseau d'irrigation, datant de l'époque coloniale, est à ciel ouvert constitué par des canaux semi-circulaires en béton, il a été rénové mais son efficacité est restée insuffisante (INSID, 1998). Il était équipé à 75 % en système gravitaire direct, le reste étant alimenté par gravité depuis des bassins surélevés remplis par pompage (SOGREAH, 1985). Il était composé d'un canal tronc commun de 22 km qui se divise en deux canaux principaux (CPRG/CPRD) de 65 km :

- *Le Canal Principal Rive Gauche (CPRG)* qui desserve de la rive gauche de l'oued Chlef, il se divise en deux autres canaux : RGS (Rive Gauche Sud) qui alimente la partie sud de la rive de l'oued et RGL (Rive Gauche Latérale) qui alimente la partie latérale de la rive gauche de l'oued parallèlement à l'écoulement de ce dernier (fig.II.9).
- *Le canal principale rive droite (CPRD)* desservant la rive droite de l'oued Chlef, partie nord du périmètre, et il se divise aussi en deux autres canaux principaux qui sont : RDL (Rive Droite Latérale) qui alimente la partie latérale de la rive droite. RDN (Rive Droite Nord) qui alimente la partie nord de la rive droite (fig. II.9).

Actuellement, il existe des problèmes de fonctionnement du réseau du fait de la détérioration des canaux d'irrigation. En effet, la carte établie par Bradaï et *al.*, (2012), illustre bien ces endommagements sur le réseau (fig. II.9). Les dégâts sont enregistrés sur différents endroits dans le réseau et il existe même des canaux qui ont entièrement disparu comme le canal qui alimentait le réseau à partir du barrage de Boukadir en amont. Les dommages les plus marqués sont ceux du sous périmètre de H'madna.

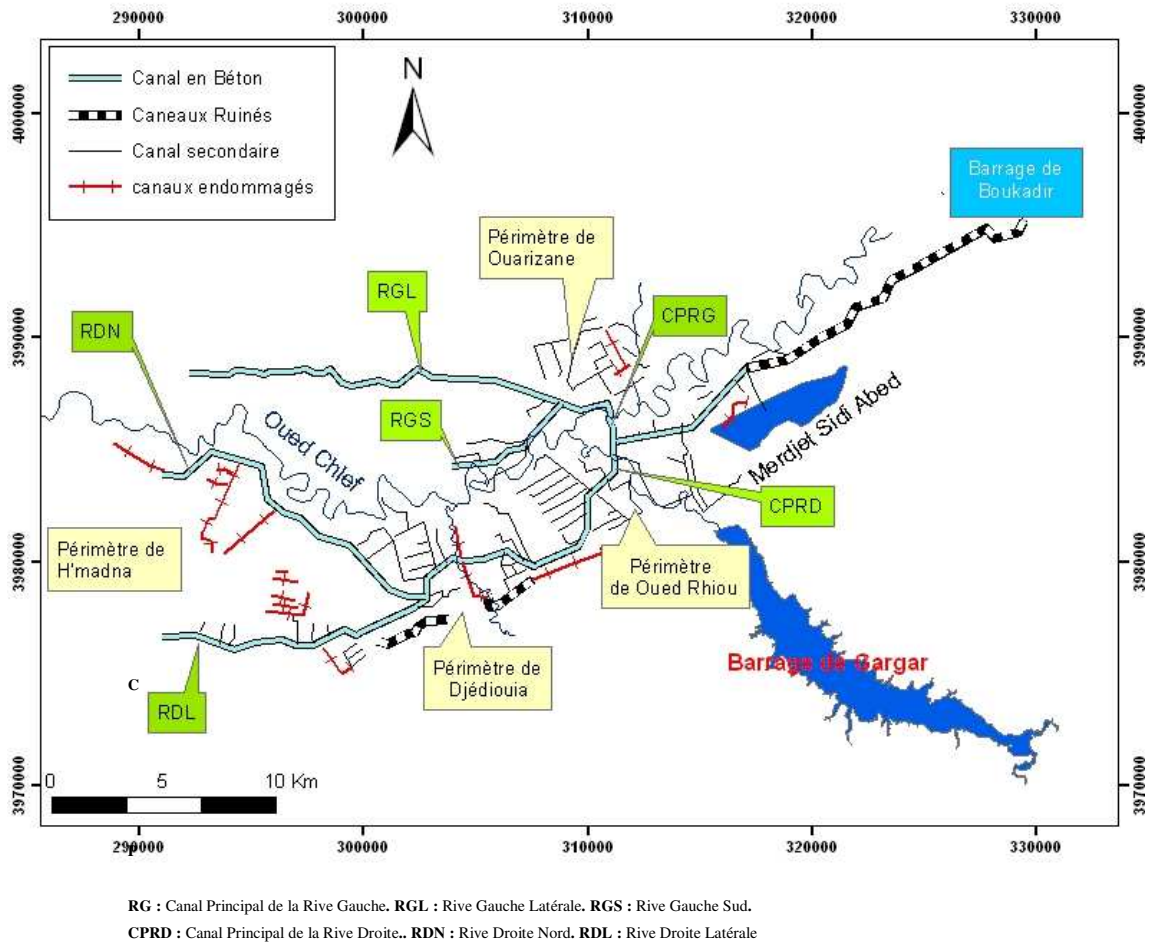


Figure II. 9. Etat du réseau d'irrigation du périmètre du Bas-Chélif (Bradaï et al. 2012)

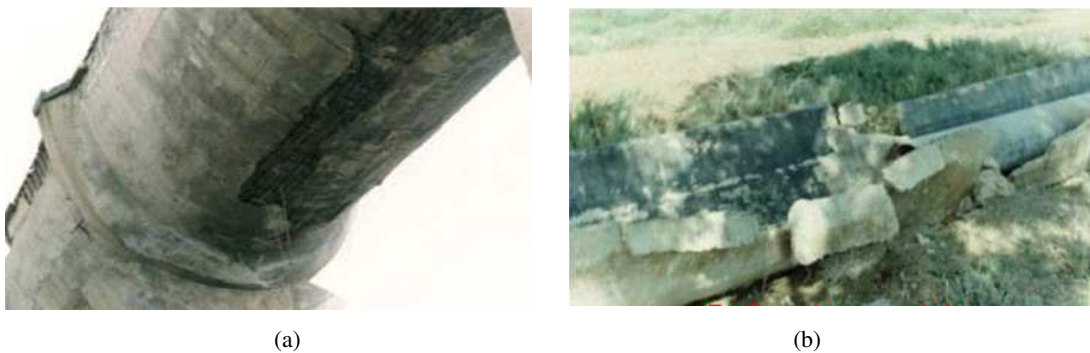


Photo 1 : l'état de réseau d'irrigation dans le périmètre du Bas Chélif : (a) canal principal, (b) canal secondaire (Mouhouche et Gumraoui, 2004)

II. 2.2.2. Réseau du drainage

Le réseau de drainage dans le Bas-Chélif est constitué par des fosses superficielles qui permettent le maintien de l'équilibre hydrologique et d'éviter l'hydromorphie des sols lourds caractérisés par une faible infiltrabilité (Douaoui, 2005). Les fosses de drainages qui

existent dans le périmètre dans la rive droite de l'oued Chlef sont généralement correctement implantées et suffisamment dimensionnées pour permettre l'écoulement de surface, alors que ceux de la rive gauche, leurs sections et parfois insuffisantes (SOGREAH, 1985 ; Ouled Chikh, 2007).

Le drainage à la parcelle n'est pratiquement pas réalisé, exception faite pour la partie nord est du périmètre, entre Ouarizane et Oued Rhiou où des fossés assez réguliers peuvent être rencontrés. Un projet de réseau souterrain a été réalisé durant les années 90 en particulier dans le sous-périmètre d'Ouarizane. Généralement, les drains sont mal entretenus voire même abandonnés ou parfois utilisés comme des bassins de stockage d'eau pour l'irrigation (Photo 2a et 2b).



a. Drain mal entretenu (Ouarizane)



b. Drain utilisé comme bassin de stockage d'eau (Ouarizane)

Photo 2 : Etat actuel du drainage dans le Bas-Chélif.

II.2.3. Situation actuelle de l'irrigation dans le Bas-Chélif

Comme nous l'avons précisé, le réseau d'irrigation du Bas-Chélif a subi plusieurs endommagements sur des différents endroits. Actuellement, ce réseau est délaissé pour être remplacé par un nouvel ouvrage qui consiste en un canal de forme trapézoïdal ou rectangulaire avec un débit moyen de : $9 \text{ m}^3/\text{S}$ (Photo 3a et 3b). Cet ouvrage prend naissance à partir de l'oued Chlef dans l'ancien barrage de Boukadir jusqu'au sous-périmètre de H'madna en passant essentiellement par Oued Rhiou et Djedioui. Au fur et à mesure que le canal avance, on injecte de l'eau à partir des forages, de retenue de Merdjjet Sidi Abed et du barrage de Gargar. Les forages sont captés dans des bassins d'accumulation de capacité variable (2100 à $12\,000 \text{ m}^3$). Des stations de pompage sont installées le long du canal pour pomper et injecter l'eau dans le canal, elles peuvent

atteindre $0,36 \text{ m}^3/\text{S}$. La figure II.10 illustre le nouveau canal d'irrigation et ses différents points d'alimentation.



a. Canal de forme trapézoïdal (Oued Rhiou) b. Canal de forme rectangulaire (Djediouia)

Photos 3 : Le nouveau canal d'irrigation dans le Bas-Chélif

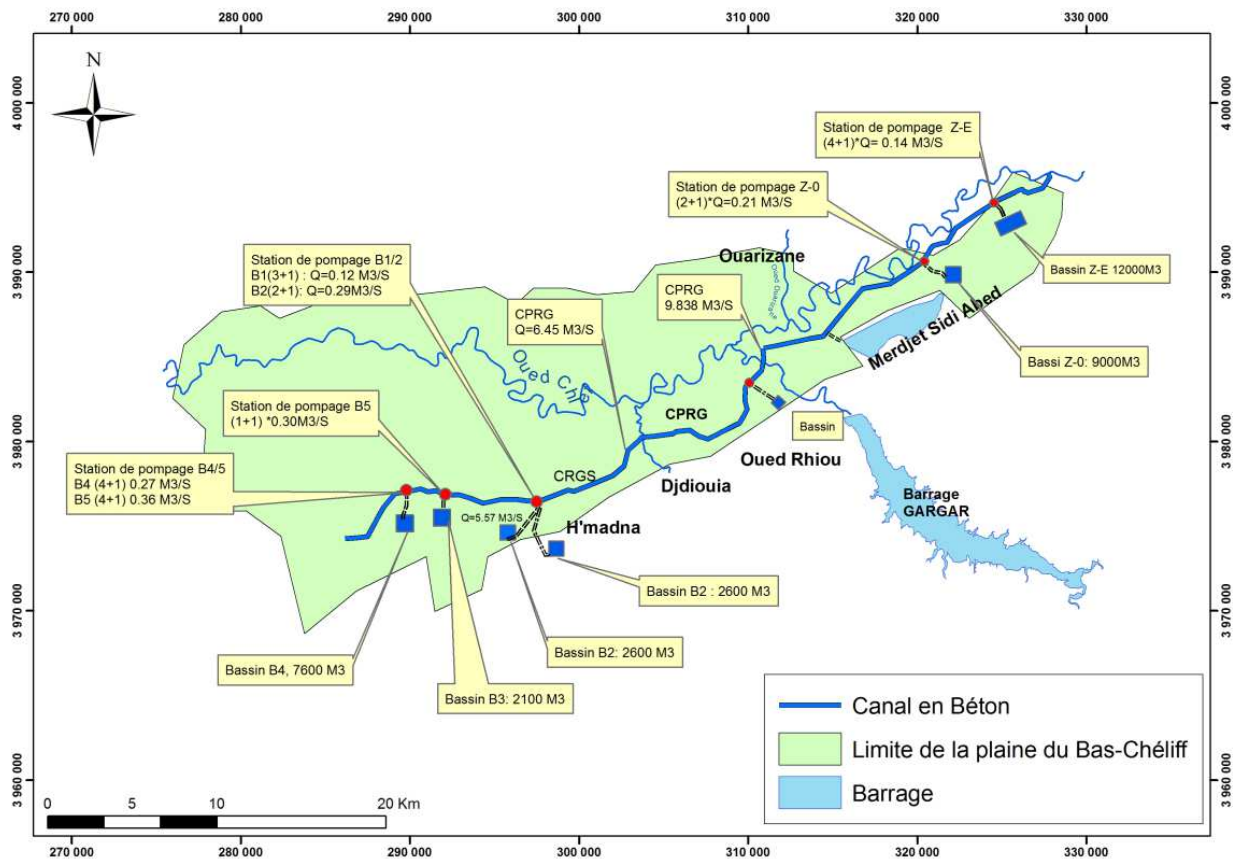


Figure II. 10. Le nouveau canal d'irrigation et ces différents points d'alimentation.

D'après la carte du nouveau réseau d'irrigation (fig. II.10), on constate que seule la partie sud de la plaine (rive droite de l'oued Chlef) peut être alimentée en eau d'irrigation. Dans la partie nord, l'agriculteur doit souvent s'autoalimenter en eau d'irrigation par son propre forage ou un forage du voisinage (Amichi et al., 2012).

II.2.4. Ressources en eau mobilisable pour l'irrigation

La mobilisation des ressources en eau pour l'irrigation constitue un élément - clé pour la gestion des grands périmètres d'irrigation. Une enquête est menée auprès des services de l'ONID d'Oued Rhiou afin d'établir un historique sur les ressources en eau qui alimentent le réseau de distribution. Nous avons constaté cinq périodes (fig. II.11) :

- **Période I (1987-1993)** : le périmètre du Bas Chélif est alimenté par Merjet Sidi Abed, on ne trouve pas une grande différence entre les volumes alloués et les volumes lâchés à l'exception de l'année 1991 et 1993.
- **Période II (1994-2001)** : le périmètre du Bas Chélif est alimenté par le barrage Sidi Yacoub, les volumes alloués ont augmenté à cause de l'extension de nouvelles zones d'irrigation.
- **Période III (2002-2005)** : l'alimentation est faite essentiellement à partir du barrage de Gargar. Un déficit en eau est enregistré, ce qui a obligé l'ONID à exploiter les forages pour le combler.
- **Période IV (2005-2006)** : le périmètre du Bas Chélif est alimenté par les forages uniquement car les eaux de Gargar sont déviées vers la ville d'Oran pour des raisons industrielles et de consommation. Le volume d'eau alloué est le plus faible sur les 20 années, il est de l'ordre de $0,67 \text{ hm}^3$ en 2006.
- **Période V (2007-2011)** : le périmètre du Bas -Chélif est alimenté par le barrage Gargar, Merjet Sidi Abed et des forages (12 forages). Les volumes alloués ont diminué presque de la moitié en comparaison avec la première période (période I). Ceci est expliqué par la détérioration du réseau collectif et le recourt des irrigants à leurs propres forages et qui sont souvent illicites. L'augmentation du volume en 2011 coïncide avec le début du fonctionnement du nouveau réseau de distribution.

Cependant, sur une période qui dépasse 20 ans, la superficie irriguée ne dépassa guère les 5000 ha (fig. II.11). En effet, sur les 15000 ha équipés, moins de 1/3 est

réellement irrigué. Tous ces chiffres montrent les difficultés rencontrées sur la mobilisation et la distribution des eaux d'irrigation.

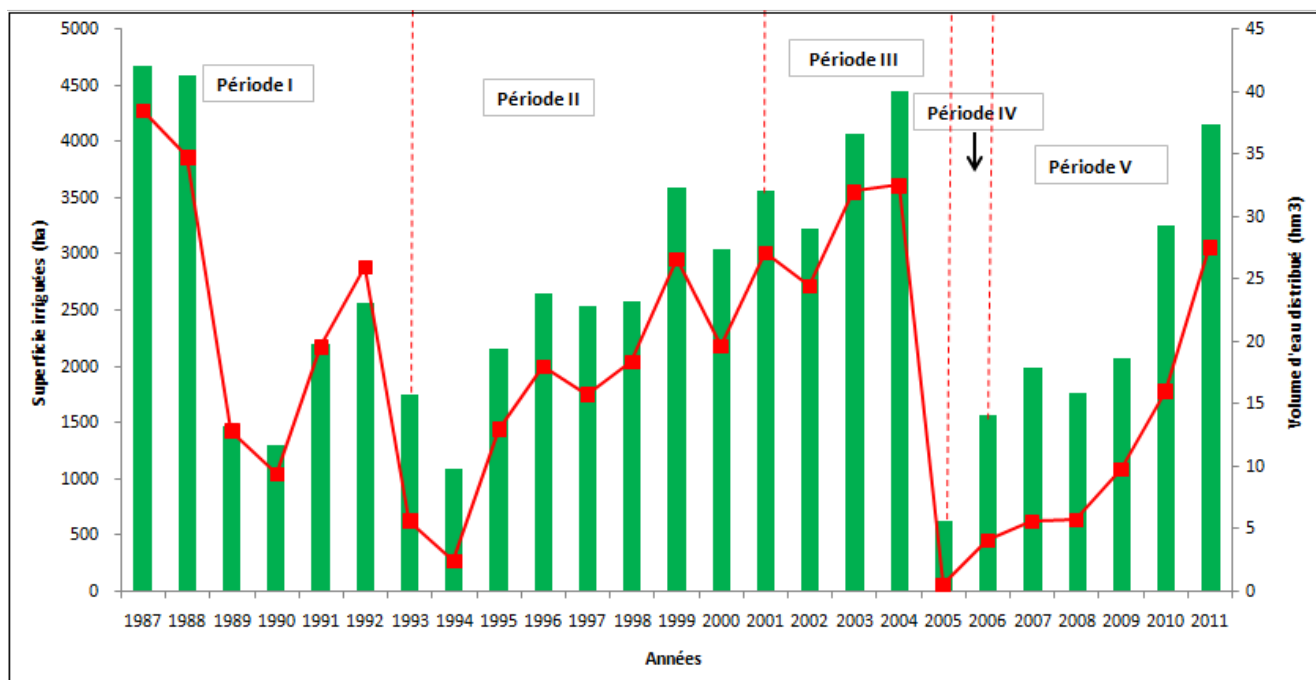


Figure II.11. Variation des volumes d'eau distribués et les superficies irriguées au Bas-Chélif entre 1987 et 2011

II.3. Conséquences de l'irrigation dans le Bas-Chélif

Selon Marlet et al., (2005), la salinité des sols est présente dans la plupart des grands systèmes d'irrigation à travers le monde sous l'effet conjugué d'une mauvaise qualité des eaux d'irrigation, de l'aridité du climat et d'un drainage insuffisant du sol. En Effet, ces trois facteurs sont présents dans la plaine du Bas-Chélif qui se distingue par la présence de nombreux sols salés (Douaoui et al. 2004 ; Douaoui, 2005). Cette salinité caractérise les états de surface des sols soit par accumulation des sels à la surface soit par son intervention sur la qualité des sols et la végétation (Douaoui, 2005).

Douaoui et Lipinard, (2010), ont établi la carte de la salinité des couches de surface des sols de la plaine sur un échantillonnage effectué en 2006. Cette carte, réalisée par combinaison entre SIG et télédétection, a donné des résultats très satisfaisants dans la précision selon la même étude (fig. II.12). L'examen des superficies des classes de salinité des sols issue de cette étude montre que 12,02 % (6 393 ha) seulement sont des sols non salés (tab. II.6), ce qui reste d'une superficie totale qui dépasse les 53000 ha de l'étude sont

des sols salés répartis comme suit : sols modérément salins 35,89 % ; sols fortement salins 37,01 % ; sols très fortement salins 15,07%.

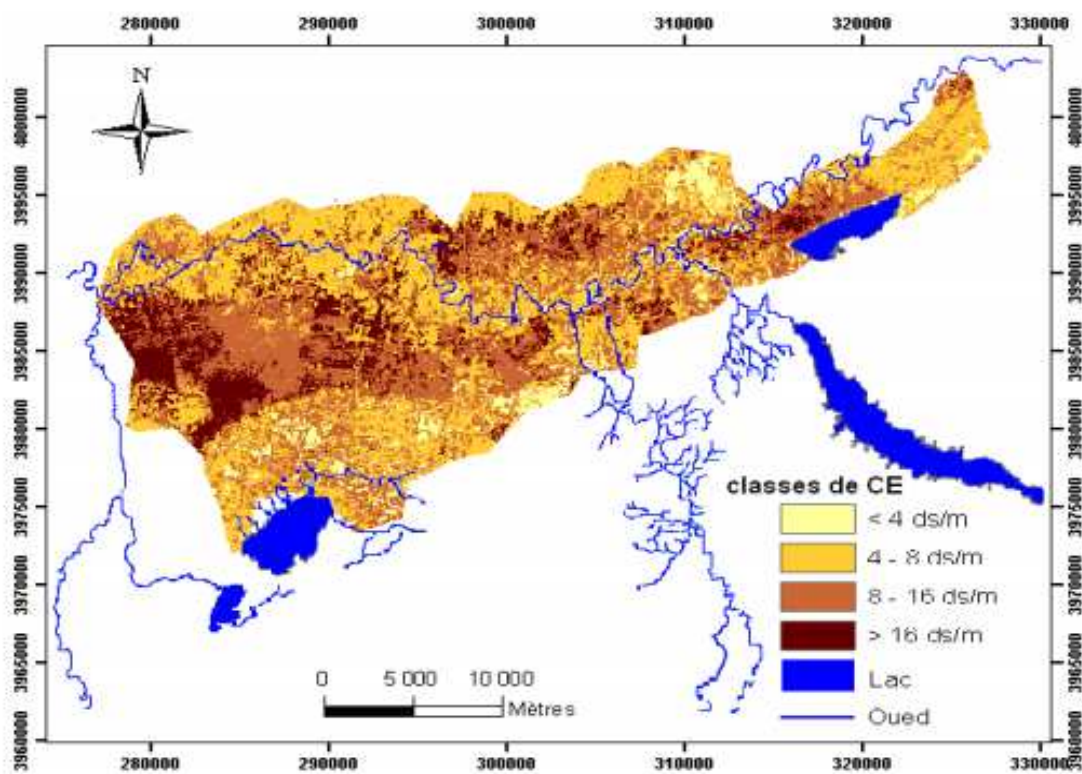


Figure II.12. Carte de la salinité des sols de la plaine du Bas-Chéliff en 2006 établie par télédétection (Douaoui et Lipinard, 2010)

Tableau II.6. Répartition des superficies des classes de salinité des sols de la plaine du Bas-Chéliff estimées par télédétection

	Classe CE (dS/m)				Total
	<4 Non salin	4-8 Modérément salin	8-16 Fortement salin	>16 Hyper salin	
Superficie (ha)	6393	19082	19681	8013	53169
(%)	12,02	35,89	37,01	15,07	100

(Douaoui et Lipinard, 2010)

Des études récentes similaires à cette étude ont malheureusement détecté une expansion de la salinité des sols. Cette expansion est la conséquence directe de l'irrigation par les eaux souterraines souvent chargées en sels, le mauvais drainage et l'aridité du

climat (Douaoui et Hartani, 2007 ; Douaoui et Lipinard, 2010 ; Bradai et al., 2011 ; Yahiaoui, 2015).

II.4. Conclusion

La situation de la plaine du Bas-Cheliff dans le nord-ouest de l'Algérie lui offre un climat particulier avec une faible pluviométrie annuelle et une évapotranspiration très élevée. Le recours à l'irrigation est plus qu'indispensable pour la survie de l'agriculture dans ces conditions.

L'irrigation se trouve confrontée à des énormes difficultés dans la plaine du Bas-Chéliff. Ces difficultés sont liées d'une part à la mobilisation et la gestion des eaux d'irrigation et, d'autre part, à la vétusté des réseaux d'irrigation et de drainage. Cet état a accentué la vulnérabilité des sols au risque de la salinisation. La carte établie en 2006 montre une diminution des superficies de sols de faible salinité au profit des classes de salinité excessive.

Partie B

Chapitre III

**Cartographie de la salinité des eaux
souterraines.**

L'irrigation par les eaux souterraines salées est un problème important dans une région à climat semi-aride tel que la plaine du Bas-Chécliff.

L'Objectif de ce chapitre est de cartographier avec précision la répartition spatiale de la salinité de ces eaux souterraines. Pour cela, nous avons utilisé à la fois une interpolation linéaire (krigeage ordinaire) et une autre non linéaire (krigeage d'indicatrices), leur efficacité a été évaluée et le meilleur a été déterminé.

III.1. Introduction

La pénurie d'eau et la salinité des eaux souterraines sont les principales contraintes pour la production agricole de la région semi-aride de la plaine du Bas-Chécliff (nord-ouest Algérie). Les eaux souterraines sont la principale ressource pour l'irrigation dans la région (Bouarfa et al., 2009 ; Bradai et al., 2012). Cependant, l'irrigation par les eaux salines peut affecter les propriétés agronomiques du sol, provoquant la salinisation et la réduction de la productivité des cultures (Ramsis et al., 1999). L'utilisation des ressources en eaux souterraines a considérablement augmenté au cours des dernières décennies (Amichi et al., 2012), conduisant à un processus de salinisation continu de la couche arable (Douaoui et al., 2006 ; Douaoui et Lepinard, 2010). En conséquent, une cartographie précise de salinité des eaux souterraines est très importante pour la gestion de l'irrigation dans la région.

Le contrôle et la gestion de la salinité des eaux souterraines utilisées en irrigation sont essentiels par l'application de techniques numériques (Goovaerts et al 2005; Assaf et Saadeh 2009; Mendes et Ribeiro 2010). L'application de ces techniques a donné lieu à des résultats sous forme de cartes numériques plus faciles à interpréter. Ces cartes sont ajustées par une méthode d'interpolation spatiale pour assurer une cartographie numérique précise de la qualité des eaux souterraines.

La cartographie numérique adoptée est souvent basée sur le krigeage qui est une technique d'interpolation géostatistique. De nombreux types de krigeage existent dans la littérature : le krigeage simple (KS), krigeage ordinaire (KO), Co-krigeage (CK), krigeage non-linéaire (KN). Parmi tous ces types, le krigeage ordinaire (KO) est souvent le plus utilisé (Douaoui et al., 2006 ; Hooshmand et al., 2011). Actuellement, de nombreux exemples d'applications de KO pour estimer la salinité des eaux souterraines sur les sites non-échantillonnés à partir de points mesurés (Theodossiou et Latinopoulos, 2007 ; Yimit et al., 2011 ; Hooshmand et al., 2011). Cependant, les méthodes de prédiction linéaire, telle

que KO, ne sont pas vraiment considérées comme une solution efficace, car les valeurs estimées $Z^*(x_0)$ sont affectés par l'effet de lissage, comme conséquence à ces erreurs de prédiction (Deutsch et Journel, 1998 ; Lloyd et Atkinson, 2001 ; Chica-Olmo et al., 2014). Par conséquent, les résultats escomptés en ce qui concerne la détermination $Z^*(x_0) > Z_c$, en appliquant une valeur seuil Z_c aux valeurs kriggées $Z^*(x_0)$ pourraient être biaisés. Ce biais dépend de la valeur de Z_c (valeur seuil).

Face à cette situation, la prédiction d'une fonction de distribution conditionnelle cumulative (FDCC), de $Z^*(x_0) > Z_c / Z(x_i)$, $i = 1 \dots n$, est une meilleure solution que l'estimation de la valeur la plus probable x_0 à emplacement non échantillonné par krigeage linéaire (Chica-Olmo et al., 2014). Cette fonction permet d'estimer la probabilité spatiale lorsque la valeur $Z^*(x_0)$ dépasse une valeur seuil Z_c dans un emplacement non échantillonné conditionnel aux informations sur le terrain x_0 , $Z(x_i)$, $i = 1 \dots n$. Ce type de prédiction est non-linéaire. Une application géostatistique est la solution à travers l'utilisation de méthodes non paramétriques telles que le krigeage d'indicatrices (KI) (Triantafilis et al 2004 ; Adhikary et al., 2011; Antunes et Albuquerque, 2013). Dans des études récentes KI est utilisé pour analyser la variabilité spatiale de la salinité des eaux souterraines; Kuisi et al., (2009) ont utilisé KO en plus de KI dans le même but dans le bassin d'Amman-Zarqa (Jordanie), et Dash et al., (2010), ont appliqué KI pour la profondeur des eaux souterraines et les paramètres de qualité des eaux souterraines à Delhi (Inde). Aussi, Arslan (2012) a utilisé OK et IK pour l'analyse spatiale et temporelle de la salinité des eaux souterraines dans la plaine de Bafra (Turquie).

Généralement, l'application du krigeage d'indicatrices est utilisée dans un but d'estimer la probabilité de la variable étudiée à dépasser une valeur seuil donnée (Demir et al., 2008). Le but recherché par notre travail est d'estimer la valeur $Z(x_0)$ de la propriété Z en un point quelconque x_0 connaissant sa fonction de distribution cumulative conditionnelle (FDCC) et de calculer par la suite l'espérance mathématique du rang du seuil de la variable au point échantillonné, cette dernière sera comparée à une estimation faite par krigeage ordinaire. Nous aurons à utiliser à la fois une interpolation linéaire et non linéaire, pour évaluer leur efficacité dans la précision de l'estimation.

III. 2. Matériels et méthode

III. 2.1. Echantillonnage

Les échantillons d'eau souterraine ont été collectés à l'aide d'un appareil GPS entre les mois de mai et juin 2009 à partir de 88 forages répartis sur la zone d'étude (fig. III.1). La profondeur de ces forages varie entre 60 et 120 m. La collecte des points d'eau est effectuée au moment de l'irrigation. La mesure de la conductivité électrique des eaux (CE en dS/m) est réalisée in-situ par un appareil multiparamétrique de terrain (WTW 350i, 0,5% de précision).

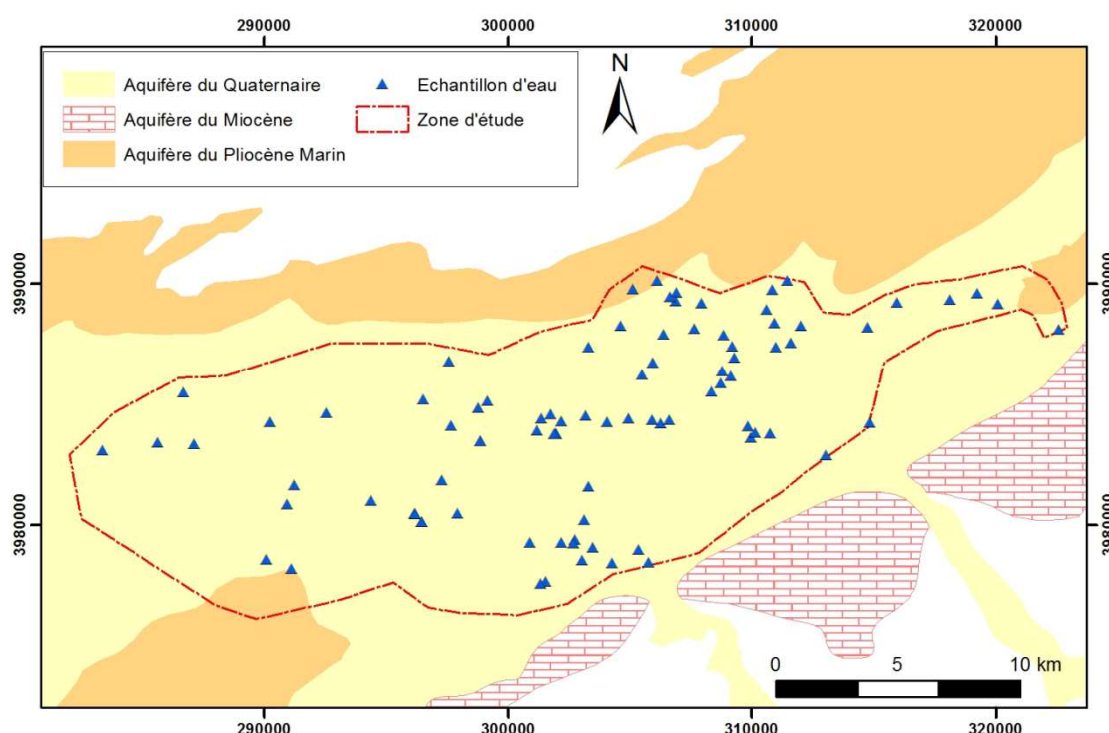


Figure III.1. La distribution des échantillons prélevés et les principaux aquifères dans la zone d'étude.

III.2.2. Evaluation de la salinité des eaux souterraines utilisées en irrigation

Selon Richards (1954), la salinité d'une eau d'irrigation peut être subdivisée en cinq classes dont le danger est croissant suivant l'ordre des classes : (C1) faible salinité ($CE < 0,25 \text{ dS/m}$), elles peuvent être utilisées pour l'irrigation de la plupart des cultures et sur différents sols ; (C2) salinité moyenne ($0,25 < CE < 0,75 \text{ dS/m}$), utilisée pour les plantes modérément tolérantes à la salinité ; Classe C3 ($0,75 < CE < 2,25 \text{ dS/m}$), eau à forte salinité, utilisée pour les sols bien drainés où y sont installées des cultures qui tolèrent la salinité ; classe C4 ($2,25 < CE < 5 \text{ dS/m}$), eau à très forte salinité, elle ne convient qu'aux cultures très tolérantes à la salinité cultivées sur des sols perméables avec un réseau de

drainage ; classe C5 (CE>5) inutilisable en irrigation. Par ailleurs, Ayers et Wescot (1988) ont recommandé un seuil de 3 dS/m suite à plusieurs travaux effectués pour la FAO.

III.2.3. Analyse géostatistique

La géostatistique implique l'étude des données spatialement corrélées utilisées en géosciences. La corrélation spatiale est présente dans tous les phénomènes naturels. En sciences de la terre, les échantillons prélevés à des distances proches les uns des autres ont tendance à être plus similaires par rapport à des échantillons prélevés sur des points bien éloignés. La technique de krigeage utilise la corrélation spatiale entre les échantillons afin de déterminer une valeur moyenne à un endroit non échantillonné (Kasmaee et al., 2010). L'analyse géostatistique se compose de variographie et krigeage.

III. 2.3.1. La variographie

Le variogramme, qui est l'outil principal de l'analyse structurale de la variable régionalisée, est estimé par la relation suivante :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n} \sum_{i=1}^n [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2. \quad (15)$$

où, $\gamma(h)$ est la valeur de la semi-variance "expérimentale" pour toutes les paires à une distance de décalage h ; $Z(x_i)$ est la valeur de la CE de l'eau souterraine par point i ; $Z(x_i + h)$ est la valeur de la CE (dS / m) pour l'autre point séparé de x_i par une distance discrète h ; x_i sont les positions géoréférencées où les valeurs $Z(x_i)$ ont été mesurées; $N(h)$ représente le nombre de couples des points séparés par la distance h (Delhomme 1978).

III.2.3.2 Le krigeage

Le Krigeage est une forme de l'estimateur moyen pondéré. Les coefficients de pondération sont attribués sur la base d'un modèle qui correspond à une fonction dont le variogramme représente la structure spatiale de la variable estimée (Lloyd et Atkinson, 2001). Cependant, krigeage a été prouvé comme une technique d'interpolation robuste, il est reconnu dans de nombreux domaines d'étude : l'hydrogéologie, l'hydrologie, sciences du sol, sciences minières, ...etc. (Akin et Siemes, 1988). Plusieurs types de krigeages existent dans la littérature, pour notre travail nous avons utilisé deux types de krigeage pour l'estimation de la CE, il s'agit de :

A- krigage ordinaire

Le krigage ordinaire permet l'estimation d'une propriété Z en un point de coordonnées géographiques données selon une combinaison linéaire des observations faites en des points voisins, il est calculé comme suit :

$$Z^*(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \quad (16)$$

Où $Z^*(x_0)$ est la valeur estimée en position x_0 , $Z(x_i)$ est la valeur de la CE mesurée en un emplacement x_i , et λ_i est la pondération affectée à la valeur d'échantillon, et n est le nombre d'échantillons pris en compte dans la prédiction. Pour résoudre les équations, il est nécessaire d'introduire des conditions d'optimisations (Delhomme, 1978 ; Kumar, 2007):

(a) *Non biaisais*

$$E[Z^*(x_0) - Z(x_0)] = 0 \quad (17)$$

(b) *Variance minimale*

$$Var[Z^*(x_0) - Z(x_0)] = 0 \quad (18)$$

B- krigage d'indicatrices

Le krigage d'indicatrices (KI), initié par Journel (1983), a été développé mathématiquement (Davis, 1984 ; Cressie, 1991 ; Bierkens et Burrough, 1993). L'idée de base du krigage d'indicatrices consiste à effectuer l'analyse spatiale non pas directement de la propriété étudiée, mais des différentes fonctions dites « *indicatrices* » issues d'un codage binaire de cette propriété. La transformation en une variable indicatrice avec une distribution binaire se fait comme suit:

$$I(x_i, Z_c) = \begin{cases} 1 & \text{if } Z(x_i) \geq Z_c \\ 0 & \text{if } Z(x_i) < Z_c \end{cases} \quad i = 1, \dots, n \quad (19)$$

Où, $I(x_i; Z_c)$, est la valeur indicatrice à un emplacement x_i ; $Z(x_i)$ est la valeur mesurée à un emplacement x_i , et Z_c est le seuil. La valeur $I(x_i; Z_c)$, conditionnelle à n données environnant, peut être exprimée comme suit :

$$E[I(x_i; Z_c)] = Prob\{Z(x) \leq Z_c\} = F(x_i; Z_c) \quad (20)$$

Où, $F(x_i; Z_c)$ est la fonction de distribution cumulative conditionnelle (DFCC).

La fonction « F. » représente la probabilité pour une valeur inconnue ne dépasse pas un seuil donné Z_c . Les DFCCs sont modélisés à l'aide d'une approche non paramétrique qui est le krigeage d'indicatrices (KI) (Eldeiry et Garcia, 2011).

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

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

$$\gamma^*(h, c) = \frac{1}{2N} (h) \sum_{i=1}^{N(h)} [I(x_i, c) - I(x_i + h \pm \Delta h, c)]^2 \quad (21)$$

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

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

$$I^*(x_0, c) = \sum_{i=1}^n \lambda_i I(x_i, c) \quad (22)$$

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

λ_i : le poids affecté aux points expérimentaux

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

4. La dernière étape consiste à estimer la valeur $Z(x_0)$ de la propriété Z en un point quelconque x_0 connaissant sa fonction de densité. Cela peut se faire par le calcul

de l'espérance mathématique de la valeur de la propriété en suivant la procédure suivante :

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

$$\text{Probabilité}(X=c) = \text{Probabilité}(X \geq Z_c) - \text{Probabilité}(X \geq Z_{c+1}) . \quad (23)$$

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

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

$$E(Z) = Z_c + 2Z_{c+1} + 3Z_{c+2} + 4Z_{c+3} + 5Z_{c+4} \quad (24)$$

III.2.3.3- La validation

Parmi les 88 points analysés, nous avons choisi 13 points aléatoirement (soit 15 %) pour faire la validation des méthodes de krigeage (fig. III.2). Ces points ne sont pas introduits dans le calcul des variogrammes et d'estimation par krigeage, mais ils sont, pour toutes les variables confondues, estimés en leur localisations à partir d'autres points mesurés, ce qui permet de comparer les valeurs de variables mesurées (Z) à celles estimées (Z^*). Les critères retenus pour cette validation sont (Arslan ; 2012):

- L'erreur moyenne (EM) : elle doit être proche de zéro pour qu'il n'y ait ni surestimation, ni sous-estimation systématique. Elle est calculée par la formule suivante :

$$EM = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Z^*(x_i) - Z(x_i)) \quad (25)$$

- La racine de l'erreur standardisée quadratique moyenne (RQESM) : on aura une sous-estimation si sa valeur est inférieure à 1, et dans le cas contraire une surestimation. Elle est calculée par la formule suivante :

$$RQESM = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n [Z^*(x_i) - Z(x_i)]^2}{nv}} \quad (26)$$

Où, $Z^*(x_i)$ est la valeur prédite, $Z(x_i)$ est la valeur mesurée et nv est le nombre de points de validation.

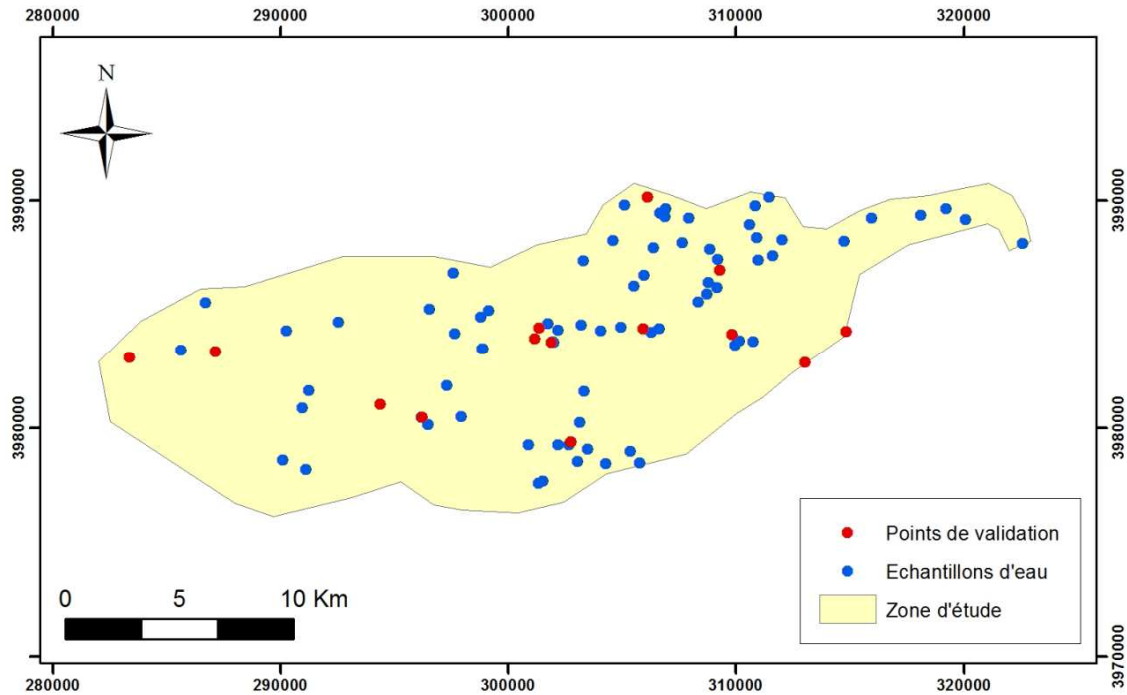


Figure III.2. Localisation des points de validation dans la zone d'étude

III.3. Résultats et discussions

III.3.1. Distribution statistique de la salinité des eaux

Le tableau III.1 présente les statistiques descriptives de salinité des eaux souterraines. La CE des eaux souterraines varie entre 1,2 et 7,03 dS/m, avec une valeur moyenne de 3,34 dS/m. La variance est de 2,34 et l'écart type de 1,56 dS/m, ce qui explique l'hétérogénéité spatiale des données utilisées (fig. III.3a).

L'estimation par krigeage est meilleure sur les données qui présentent une distribution normale (Arslan 2012). Par contre, aucune hypothèse préalable n'est nécessaire pour la fonction de distribution dans le cas du krigeage d'indicateurs (Walter, 1993). Nous avons vérifié la normalité de la distribution des données de la CE à l'aide du test de Kolmogorov-Smirnov. L'asymétrie et les valeurs de kurtosis étaient proches de zéro avec 0,55 et -0,70 respectivement, ce qui valide la distribution normale des données

utilisées (figure III.3b). La valeur statistique du test de Kolmogorov-Smirnov est de 0,152 et qui est hautement significative (tab. III.1).

Tableau III. 1. Les paramètres statistiques de la salinité des eaux souterraines

	Paramètres statistique									Kolmogorov – Smirnov	
	N	Moy.	Min.	Max.	E.type	Variance	CV	Skewness	Kurtosis	Statistic	Sig.
CE (dS/m)	88	3,34	1,20	7,03	1,56	2,43	46,59%	0,55	-0,70	0,152	0,000

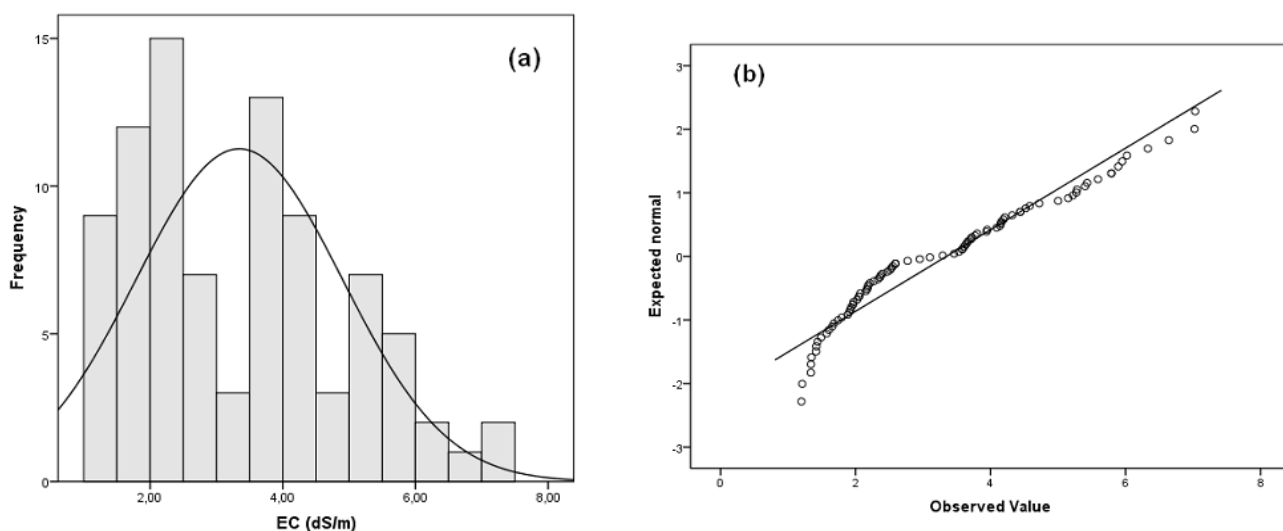


Figure III.3. (a) distribution des fréquences de la CE des eaux souterraines, (b) distribution normale de la CE des eaux souterraines.

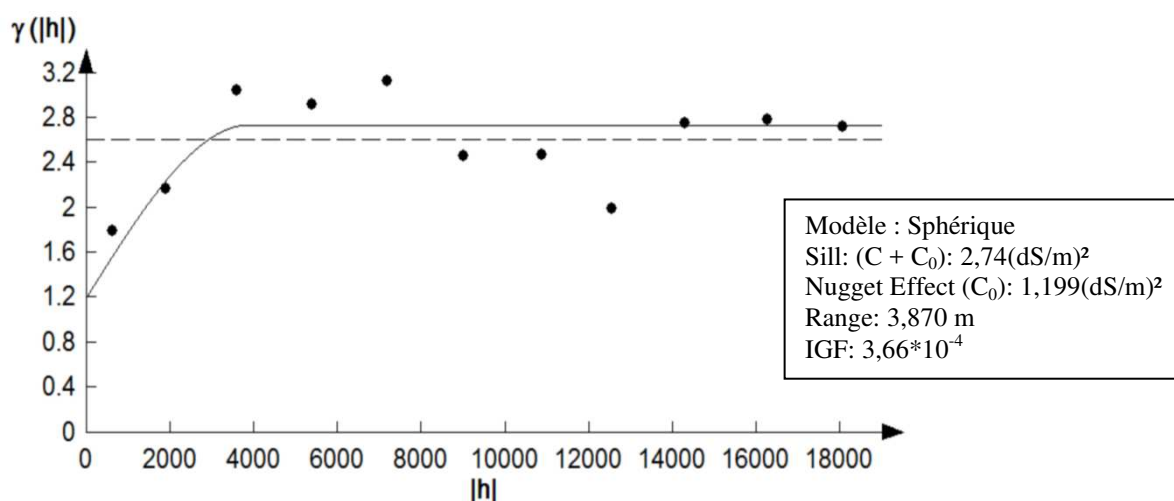
La distribution des fréquences des classes de la CE des eaux souterraines (tab. III.2) montre que la classe C4 (risque très élevé) est dominante avec 42 échantillons (47,7%). La classe C3 (risque élevé) représente 34,1% des échantillons. La classe C5, eau inutilisable pour l'irrigation, représente 18,2%. Les classes C1 et C2 (faible et moyen risque) sont inexistantes dans les eaux souterraines d'irrigation du Bas-Chéliff. Cependant, plus de la moitié des forages analysés (51,1%) ont une CE > 3 dS/m qui est la valeur maximale admissible pour la plupart des cultures (Ayers et Wescot 1988). L'utilisation des eaux souterraines potentiellement saline pour l'irrigation dans la zone d'étude peut engendrer de sérieux endommagements sur les sols et les rendements des cultures.

Table III.2 Fréquences des classes de la CE des eaux souterraines.

Classes	C1	C2	C3	C4	C5	EC>3dS/m
N	0	0	30	42	16	45
(%)	0	0	34,1	47,7	18,2	51,1

III.3.2. Estimation de la CE par krigeage ordinaire (KO)

Le variogramme expérimental Omni-directionnel de la CE des eaux souterraines irrigation (fig. III.4) s'ajuste sur modèle sphérique. L'effet de pépité (C_0) est de $1,199 \text{ (dS/m)}^2$, le pallier ($C_0 + C$) est de $2,74 \text{ (dS/m)}^2$ et la portée est de l'ordre de 3870 m. La dépendance spatiale de la salinité des eaux souterraines peut-être classés en fonction du rapport effet de pépité/ pallier en (%), si ce rapport est $<25\%$, c'est une forte corrélation spatiale ; s'il est compris entre 25 et 75%, c'est une dépendance spatiale moyenne, enfin, un rapport $> 75\%$ indique une faible dépendance spatiale (Cambardella et al., 1994). La valeur de ratio Effet de pépité/Pallier est, dans ce cas, de 49,3% ce qui indique que la CE des eaux souterraines a une dépendance spatiale moyenne.

**Figure III. 4.** Variogramme omni-directionnel de la CE des eaux souterraines

La carte de la conductivité électrique obtenue par krigeage ordinaire montre clairement la dominance de la classe des eaux de forte salinité (fig. III.5); à savoir la classe comprise entre une CE allant de 3 à 5 dS/m est dominante en particulier dans le sud et le nord-est de la zone d'étude. D'autre part, le nord-ouest de la zone d'étude a une CE inférieure à 3 dS/m. Les eaux souterraines dont la CE est inférieure à 2,25 dS/m sont

localisées au centre près de l'oued Chlef. Les eaux qui présentent un risque très élevé ($CE > 5$ dS / m) sont localisées au sud-ouest et un peu au nord de la zone étudiée.

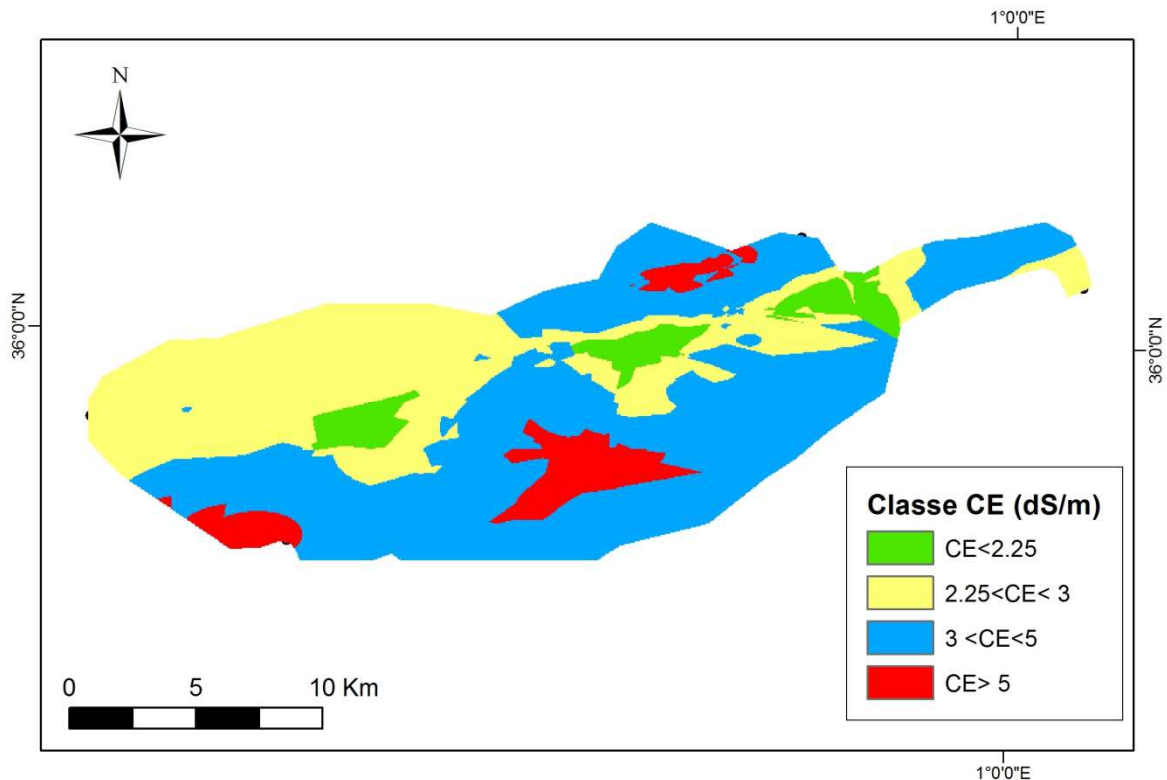


Figure III.5. Carte de la CE des eaux souterraines obtenue par krigeage ordinaire.

III.3.3. Estimation de la CE par krigeage indicatrices (KI)

Trois seuils ont été sélectionnés: 2,25, 3 et 5 dS/m. La première valeur seuil représente la limite supérieure de la classe C3 de la classification USDA ; c'est la meilleure classe existante dans les eaux souterraines du Bas-Chéiff. La deuxième valeur seuil représente la valeur maximale admissible pour la plupart des plantes irriguées. Le dernier (5 dS/m) définit le seuil pour l'eau inutilisable dans l'irrigation. À partir de ces trois valeurs seuils, quatre classes de la CE ont été retenues; $CE < 2,25$; $2,25 < CE < 3$; $3 < CE < 5$ et $CE > 5$ dS/ m.

Nous avons construit les variogrammes des fonctions indicatrices obtenues par les trois valeurs seuils choisis et qui ont montré deux modèles d'ajustement théoriques. La $CE > 3$ dS/m et $CE > 5$ dS/m se sont ajustées à un modèle exponentiel et $CE > 2,25$ s'est ajustée à un modèle sphérique. La fonction $CE > 3$ dS / m CE possède la plus grande portée avec 4940 m et le plus grand effet de pépité $0,066$ (dS/m)². Par contre, la FDCC du seuil $CE > 2,25$ dS/m à la plus petite portée (2469 m) et le plus faible effet de pépité ($0,045$ (dS / m²)). Les valeurs du rapport effet de pépité/pallier des trois variogrammes

indiquent que $CE > 2,25$ et $CE > 3$ dS/m seuils ont une forte dépendance spatiale (20,18 % et 24,99 % respectivement) ; tandis que le seuil $CE > 5$ dS/m (29,83 %) a une dépendance spatiale moyenne.

Tableau III.3 Paramètres d'ajustement des variogrammes expérimentaux des fonctions indicatrices de la CE

Seuils	Modèle	Portée (m)	Pallier (C_0+C) (dS/m) ²	Effet de pépite (C_0) (dS/m) ²	Ratio [$C_0/(C+C_0)$] (%)	IGF
CE > 2,25	Sphérique	2469	0,223	0,045	20,18	$1,96 \cdot 10^{-4}$
CE > 3	Exponentiel	4940	0,264	0,066	24,99	$1,78 \cdot 10^{-3}$
CE > 5	Exponentiel	3060	0,181	0,054	29,83	$3,60 \cdot 10^{-3}$

L'estimation spatiale des fonctions indicatrices aux trois seuils de la salinité choisie donne la probabilité de dépassement de chaque limite (fig. III.6). La comparaison des trois cartes est principalement basée sur la surface obtenue pour chaque classe de probabilité (tab. III.4). Si nous acceptons un seuil de probabilité de 50 % comme significatif, près de 80% de la zone étudiée dépasse le seuil de 2,25 dS/m avec 61% de la surface à très forte probabilité ($P > 75\%$) (fig. III.6a). Le risque de dépassement de la salinité d'une eau souterraine au seuil de 3 dS/m est de 43% dans la zone d'étude (fig. III. 6b). Il est localisé au sud de la zone où seulement 20% dépasse le seuil de 5 dS/m (fig. III.6c).

Table III.4 Le pourcentage des surfaces dépassant un seuil de probabilité de la CE

Probabilités (%)	Surface (%)		
	CE > 2,25 dS/m	CE > 3 dS/m	CE > 5 dS/m
P < 25	6,4	23,3	74,6
25 < P < 50	14	33,9	5,1
50 < P < 75	18,6	25	3,3
75 < P < 100	61	17,8	17

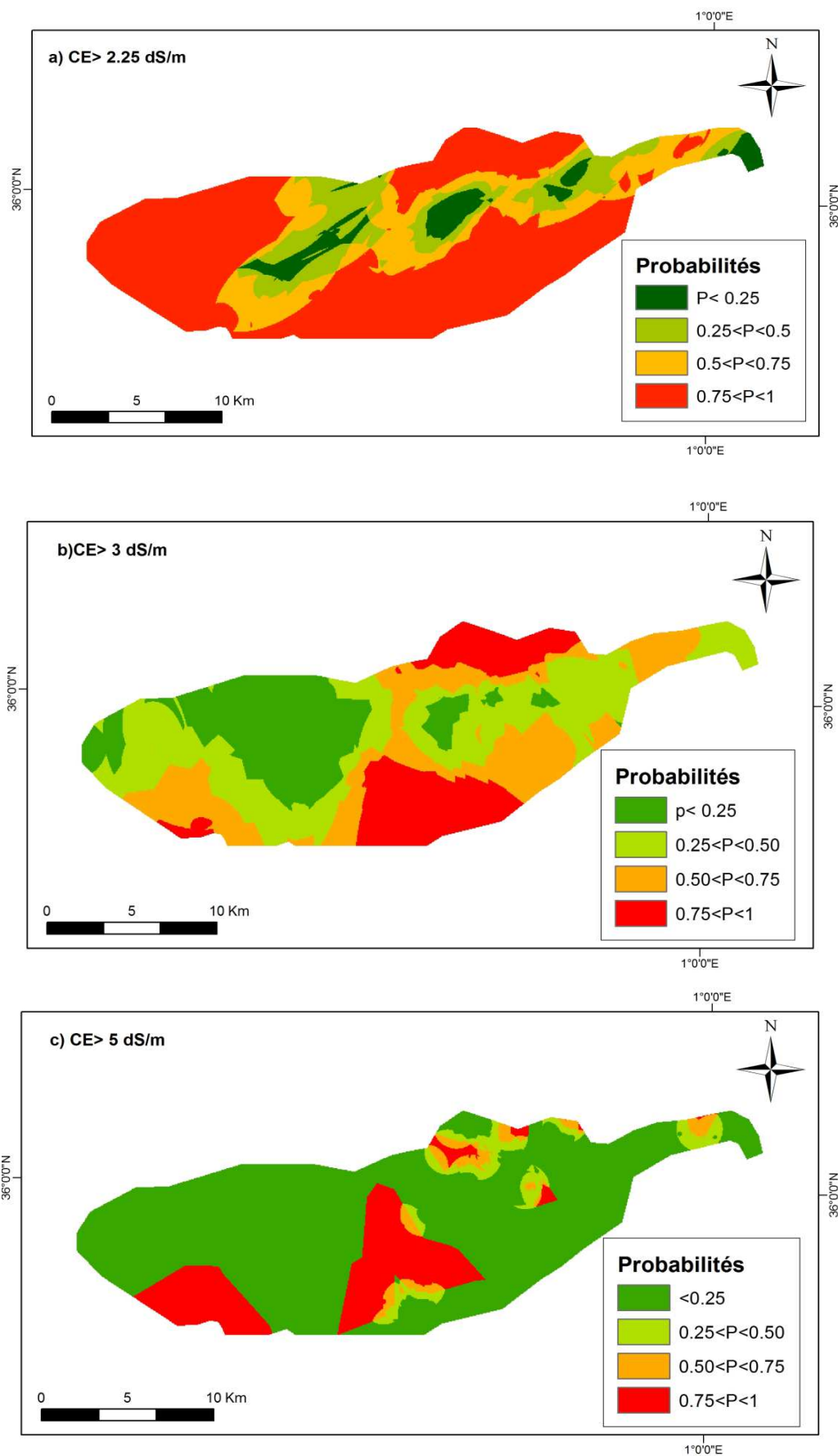


Figure III.6 : Estimation par krigeage d'indicatrices aux différents seuils de CE

Le variogramme théorique a été calculé en utilisant les valeurs de l'espérance mathématique de la CE de la nappe phréatique (équation 24). Le variogramme s'est ajusté à un modèle exponentiel (fig. III.7), l'effet de pépite est de l'ordre de $0,091 \text{ (dS/m)}^2$, le pallier est de $0,782 \text{ (dS/m)}^2$ et la portée est égale à 4000 m. Le ratio effet de pépite/pallier est de 12,5% ce qui signifie une forte dépendance spatiale.

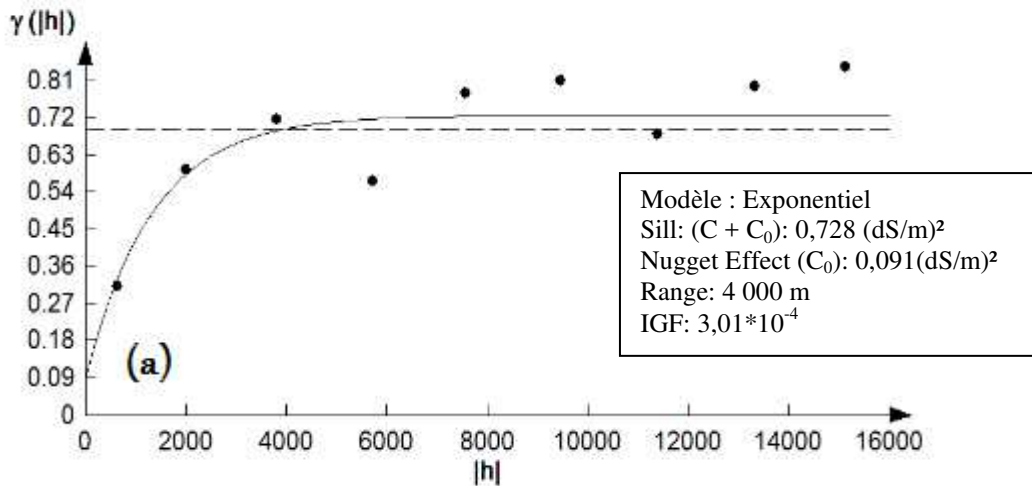


Figure III.7. Variogramme de l'espérance mathématique de la CE.

La carte des classes de la CE a été établie sur les valeurs de l'espérance mathématique de la CE. La distribution géographique des différentes classes est généralement la même que celle obtenue par krigeage ordinaire avec une légère augmentation des surfaces pour la classe de valeurs extrêmes (fig. III. 8)

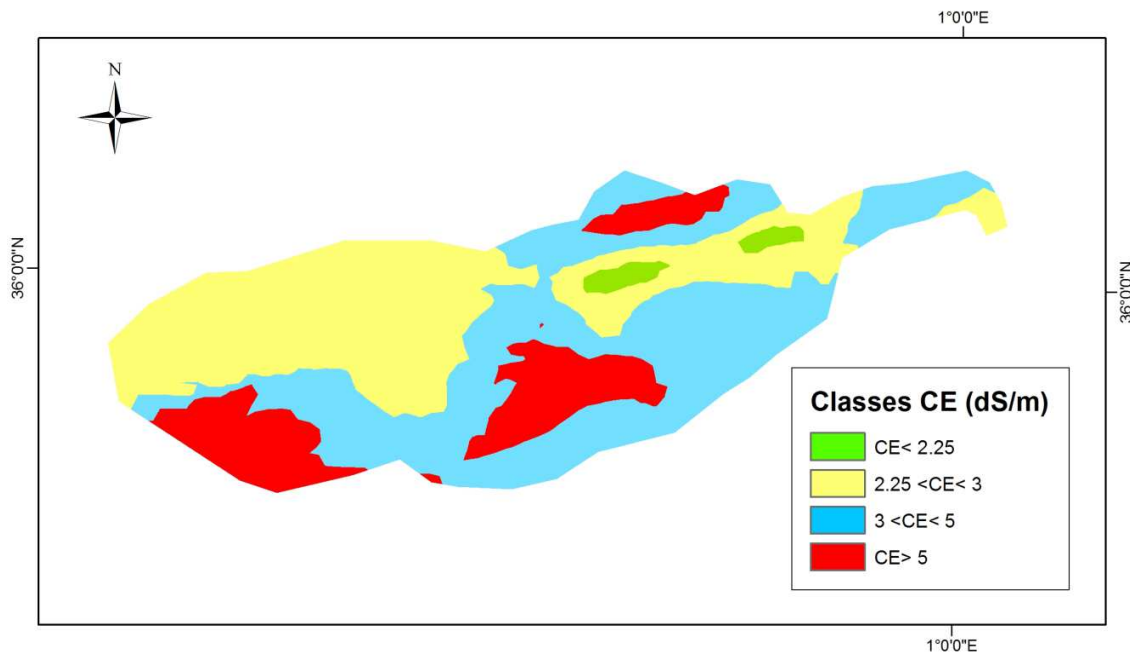


Figure III.8. Carte de l'espérance mathématique des fonctions indicatrices de la CE.

III.3.4. Comparaison entre le krigeage ordinaire et le krigeage d'indicateurs

Le krigeage est une technique d'interpolation spatiale qui nécessite un modèle représentant la structure spatiale interne des données (variogramme). Il est défini comme le meilleur estimateur linéaire sans biais (BLEU). Le krigeage ordinaire, une méthode d'interpolation la plus utilisée, est comparé au krigeage d'indicateurs dans cette étude.

L'appréciation de la performance de variographie selon le ratio effet de pépité/pallier (%) montre que le FDCCs présentent une bonne structuration spatiale. Aussi, le ratio (%) de l'espérance mathématique est le plus faible comparé à celui du variogramme du KO. Ce résultat explique la bonne corrélation spatiale de l'espérance mathématique pour les eaux souterraines.

L'ajustement des nuages de points entre la CE mesurée et les résidus estimés par krigeage ordinaire donne une droite de pente négative élevée, ce qui montre que la tendance est à une sous-estimation plutôt qu'à une sur-estimation (fig. III.9). Ce graphique montre également que les sous-estimations apparaissent à partir d'une CE égale à 3 dS/m.

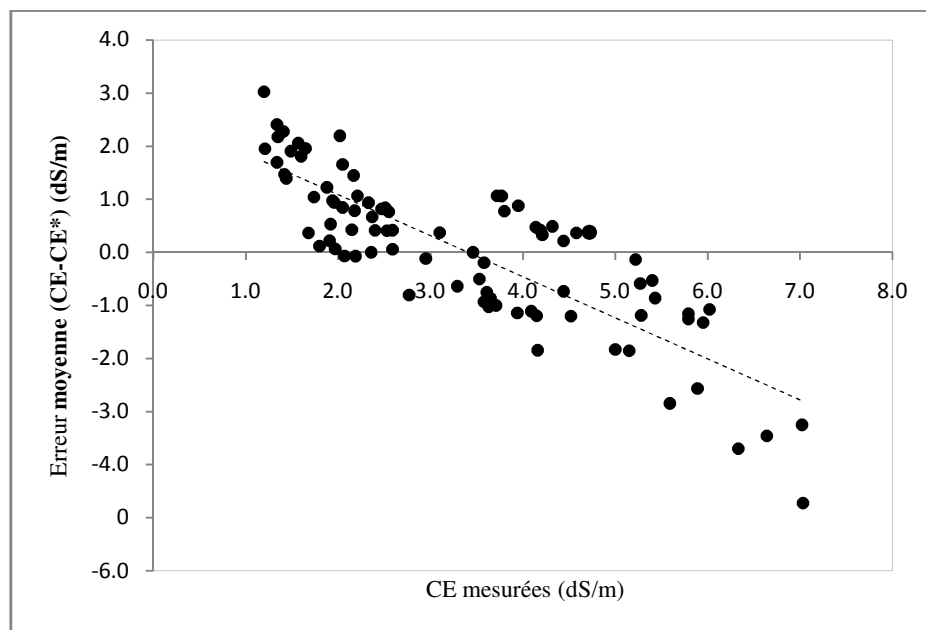


Figure III.9. Relation entre la CE mesurées et les résidus obtenus par KO des eaux souterraines.

Le tableau III.5 présente une comparaison des surfaces des classes de salinité obtenues par KO et KI. La classe de CE < 2,25 dS/m (valeurs faibles) a chuté de 5,81 % avec OK à 1,55% avec KI. Cette classe a été surestimée par KO. La deuxième classe 2,25 < CE < 3 dS/m, présente une augmentation de près de 4% avec KI ; passant de

34,55 % avec KO pour 38,05 % en utilisant KI. Cela confirme la sous-estimation de cette classe estimée par krigeage linéaire (KO). La classe la plus dangereuse ($CE > 5$ dS/m) a augmenté presque deux fois en utilisant la méthode KI, effectivement, sa surface estimée à l'aide KO était 7,26 % et celle avec KI est de 12,89 %. Cette classe a aussi été sous-estimée par KO.

Tableau III. 5. Comparaison entre les surfaces des classes de la CE obtenues avec KO et KI

Classes	KO		KI	
	Superficie (ha)	(%)	Superficie (ha)	(%)
CE < 2,25	1 768,25	5,81	471	1,55
2,25 < CE < 3	10 508,5	34,55	11 573	38,05
3 < CE < 5	15 927,25	52,37	14 448,5	47,51
CE > 5	2 208,5	7,26	3 920	12,89
Total	30 412,5	100	30 412,5	100

La répartition spatiale des classes de la salinité des eaux souterraines estimée par les deux types de krigeages (KI et KO) sur les deux cartes montrent des répartitions presque semblables avec plus de détails pour celle réalisée avec KI. Une plage importante représente les classes CE élevées en utilisant KI ($CE > 5$ dS / m ; tab.III.5) est clairement observée dans le nord et le sud de la zone d'étude qui n'est pas bien montrée dans le cas de la carte estimée par KO. En effet, la prédiction obtenue par KO révèle des sous-estimations remarquables pour les valeurs des classes élevées qui présentent un grand danger. La grande surface de la classe de la $CE > 5$ dS/m obtenue suite à l'utilisation du KI dans l'estimation, nous pousse à constater que les sous-estimations de ce type de krigeage (KI) sont moins importantes, ce qui nous donne une meilleure qualité dans la précision de la prédiction du risque des eaux souterraines à haute salinité.

Si les superficies par classes de la CE des eaux souterraines sont équivalentes entre le KO et le KI, il n'en est pas de même pour l'incertitude dans l'estimation de ces superficies. Pour connaître les limites des superficies entre lesquelles se trouvent probablement les valeurs vraies des classes de salinité, les intervalles de confiance des classes de la CE ont été calculés. Dans le cas d'un intervalle de confiance bilatéral au risque d'erreur de 5 % correspondant à un niveau de confiance de 95 %, les limites de la fourchette d'estimation sont déterminées pour chaque bloc x_0 par :

$$[CE(x_0) - 2 \sigma (x_0), CE(x_0) + 2 \sigma (x_0)] \tag{27}$$

Où $CE(x_0)$ représente la salinité de l'eau souterraine au point x_0 et $\sigma(x_0)$ est l'écart type du krigeage au point x_0 estimé. Comme nous nous intéressons surtout au risque d'avoir des eaux à CE élevée, le calcul a été fait seulement sur la limite supérieure de l'intervalle de confiance.

Le tableau III.6 montre que l'incertitude (différence entre superficie estimée et celle correspondant à l'intervalle de confiance) est de 13,47 % pour le krigeage ordinaire et seulement 2,26 % pour le krigeage d'indicatrices. Ceci montre que la qualité de précision dans l'estimation de la salinité est bien meilleure dans le cas du krigeage d'indicatrices. Par ailleurs, la superficie élevée dans le cas du krigeage ordinaire pour les valeurs de $CE > 3$ dS/m conforte ce résultat et montre une plus faible qualité d'estimations pour ce type de krigeage (KO).

Tableau III.6. Superficies de $CE > 3$ dS/m et leurs intervalles de confiance à 95% estimées par krigeage ordinaire et krigeage d'indicatrices

<i>CE > 3 (dS/m)</i>		
	Krigeage Ordinaire	Krigeage d'indicatrices
<i>CE estimée</i>		
ha	18 135,75	18 368,5
(%)	59,63	60,04
<i>Intervalle de confiance à 95%</i>		
ha	22 231,54	18 946,99
(%)	73,1	62,3

La différence entre les intervalles de confiance du KO et du KI confirme l'apport supplémentaire de la qualité d'estimation apporté par l'application du KI comme il a été montré par la validation de l'estimation (fig. III. 10).

Enfin, la validation statistique effectuée sur 13 points d'eau mesurés et non utilisés lors de la cartographie montre une meilleure estimation pour le krigeage d'indicatrices par rapport au krigeage ordinaire. En effet, l'erreur moyenne (EM) et la racine de l'erreur standardisée quadratique moyenne (RESQM) calculée pour les deux types de krigeage sont toutes favorables pour le krigeage d'indicatrices (tab. III.7).

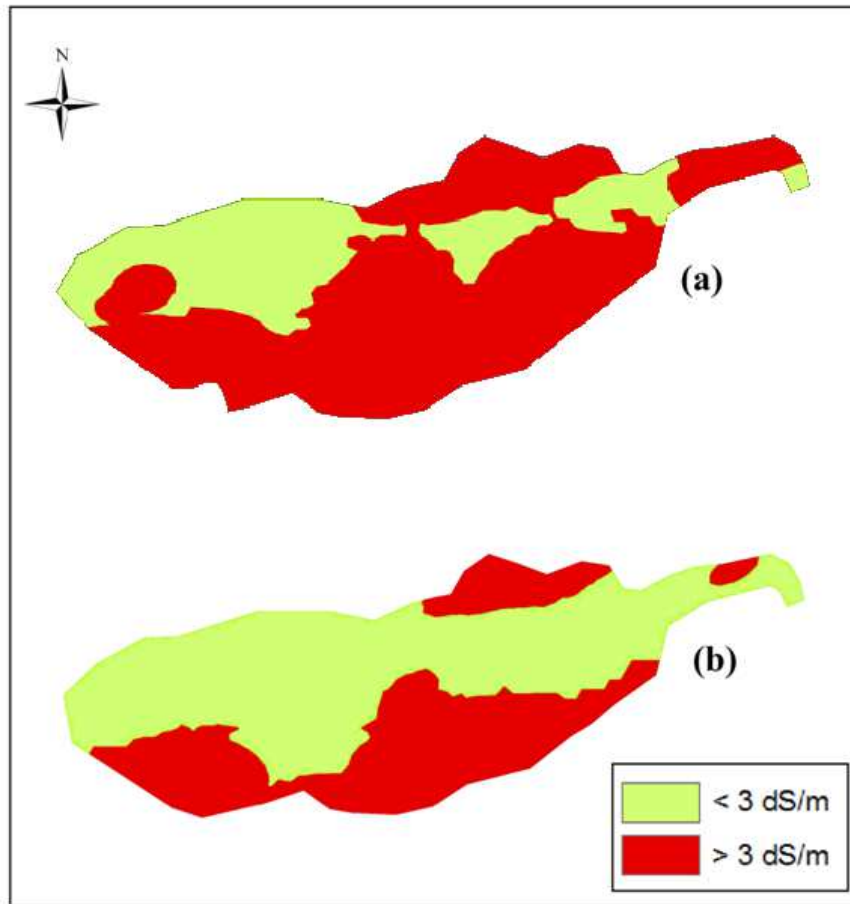


Figure III.10. Superficies des intervalles de confiance à 95 % à CE supérieure à 3 dS/m avec (a) krigeage ordinaire et (b) krigeage d’indicateurs

Table III.7 Comparaison entre les paramètres de la validation statistique entre KI et KO

Type de krigeage	EM	RESQM
KO	-0,0120	0,9210
KI	0,0092	0,0104

Du point de vue gestion des eaux souterraines pour l’irrigation, ce résultat est important pour la viabilité de l’environnement et de l’agriculture de la plaine du Bas-Cheliff. En effet, l’utilisation à long terme des eaux salées pour l’irrigation pose un risque potentiel pour la salinisation des sols et la productivité des cultures au Bas-Chélif. Ce risque est accentué par le climat semi-aride de cette zone irriguée, ce qui augmente le

danger de concentration des sels en zones racinaires des sols. Une prédiction précise de la salinité des eaux souterraines des hautes classes de salinité peut servir de base à l'élaboration d'une stratégie de protection des systèmes de culture tels que : réseau de drainage, dose de lessivage, tolérance des cultures à la salinité de l'eau ; contre la salinisation des sols.

III.4. Conclusion

La cartographie de la salinité des eaux souterraines de la plaine du Bas-Chélif a montré l'état avancé de la vulnérabilité de ces eaux à la salinité. En effet et selon l'estimation faite par le krigeage d'indicatrices, moins de 2 % seulement de la superficie totale de la zone renferment des eaux souterraines d'une salinité inférieure à 2,25 dS/m, alors que 60 % de cette superficie est supérieure à 3 dS/m.

Enfin, l'emploi du krigeage d'indicatrices a permis d'améliorer la cartographie de la salinité des eaux souterraines du Bas-Chélif par une meilleure évaluation des superficies en optimisant les estimations des valeurs extrêmes (problème des sous-estimations), et une meilleure qualité de précision en diminuant l'incertitude (la validation statistique).

Partie B

Chapitre IV

Evolution hydrogéochimique des eaux souterraines du Bas-Chéiff

La nécessité d'une « maîtrise des eaux souterraines d'irrigation » impose de stimuler les recherches sur les processus hydrogéochimique souvent responsable de la salinisation et dégradation physique des sols irrigués en milieux aride. C'est l'objectif recherché dans ce chapitre.

IV.1. Introduction

La gestion durable des ressources en eaux souterraines d'irrigation doit accorder une attention particulière à la qualité (Narasimhan 2005; Esteller et Andreu, 2004). Les gestionnaires doivent faire un effort concerté pour mieux intégrer les questions de quantité des eaux souterraines et de la qualité dans leurs décisions. À son tour, la communauté scientifique devrait leur fournir de cohérentes informations pour comprendre les systèmes d'eaux des nappes afin de mieux quantifier ces problèmes. Sans un niveau approprié de connaissance de ces problèmes, l'impact lié à la qualité des eaux souterraines sera important.

Des études récentes ont été effectuées dans certains pays d'Afrique du Nord et ont traité la qualité des eaux souterraines et de surface à utiliser en agriculture. En Algérie, Douaoui et Hartani, (2007); Bouhlassa et al., (2008); Rouabhia et Djabri, (2010) ; Gouaidia et al., (2012) ont étudié la qualité des eaux et ont montré que les pratiques d'irrigation accroissent le risque de salinisation, au point que plus de 20 % des sols irrigués sont affectés par un problème de salinité. Ben Abbou et al., (2014) ont indiqué que la qualité physico-chimique et microbiologique des eaux utilisées pour l'irrigation des cultures dans la ville de Taza au Maroc ne répond pas toujours aux critères d'utilisation de ces eaux dans l'irrigation. Ces études se sont focalisées surtout sur l'aptitude des eaux souterraines à l'irrigation et les risques éventuelles à leur utilisation. Alors que pour les régions semi-arides tempérées où les eaux souterraines sont potentiellement utilisées en irrigation, l'évolution géochimique est plus que nécessaire. Cela est évident pour une gestion correcte de cette ressource car souvent les paramètres pris en considération pour évaluer l'aptitude des eaux à l'irrigation sont près à évoluer lors de la concentration des eaux sous l'effet de l'évaporation (Barbiéro et al., 2004b).

Le présent chapitre est dédié à l'évaluation de la qualité des eaux souterraines de la plaine du Bas-Chélif par rapport au processus hydrogéochimique qui contrôle sa charge ionique et son aptitude à être utilisée à des fins agricoles.

VI. 2. Matériel et méthodes

VI. 2.1. Echantillonnage et analyses

Durant les mois de mai et juin 2009, 38 échantillons d'eaux ont été prélevés à partir des forages utilisés pour l'irrigation (fig. IV.1) et analysés. Les paramètres analysés sont :

- les cations : le calcium (Ca^{2+}) et le magnésium (Mg^{2+}) sont dosés par la méthode titrimétrique à l'EDTA (Rodier, 2006). Le sodium (Na^+) et le potassium (K^+) sont dosés au photomètre à flamme.
- les anions : les chlorures (Cl^-) sont déterminés par la méthode titrimétrique de Mohr (Rodier, 2006). Les sulfates (SO_4^{2-}) sont dosés par spectrophotométrie-turbidimétrie avec spectrophotomètre UV – visible. L'alcalinité carbonatée (CO_3^{2-} , HCO_3^-) est déterminée par la résolution graphique de Gran (Pansu and Gautheyrou, 2006).
- la conductivité électrique (CE) et le pH sont mesurés insitu par un multiparamètre de terrain WTW (WTW 350i), 0.5% de précision.

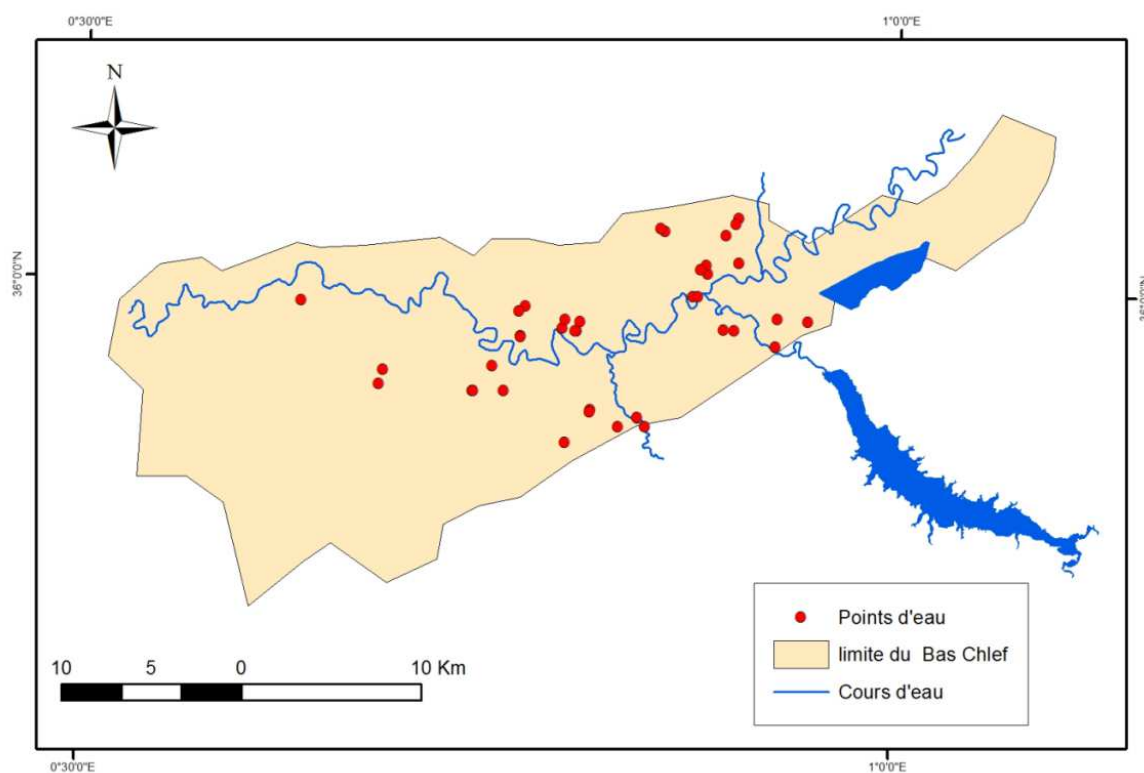


Figure IV.1. Plan d'échantillonnage des eaux souterraines.

Pour les différentes analyses, la balance ionique est inférieure ou égale à $\pm 10\%$, ce niveau est très acceptable pour un grand nombre de laboratoires (Domenico and Schwartz

1990). Les analyses hydrochimiques de nos 38 forages analysés sont montrées au tableau I en annexe (Annexe II).

VI.2.2. Analyse en composante principale

L'analyse en composante principale (ACP) est réalisée avec les données hydrochimiques pour une meilleure compréhension des processus géochimiques des eaux souterraines de la plaine du Bas-Chélif. C'est une méthode statistique essentiellement descriptive ; son objectif est de présenter, sous une forme graphique, le maximum de l'information contenue dans un tableau de données (Diday & al., 1982). Ce tableau doit être constitué, en lignes, par des individus sur lesquels sont mesurées des variables quantitatives (Gaudin, 1982 ; Diday & al. 1982 ; Dervin, 1992). Pour des raisons évidentes de faciliter la visualisation des individus, l'ACP réduit les dimensions des espaces. Les espaces retenus seront donc à une dimension (c'est-à-dire des droites) ou, et c'est le cas le plus fréquent, à deux dimensions (c'est-à-dire des plans) (Dervin, 1992).

L'ACP a été appliquée pour l'étude de la géochimie des eaux souterraines par plusieurs auteurs et qui affirment son efficacité pour comprendre un certain nombre de processus géochimique dans les eaux souterraines (Awdy and Feth 1967; Hitchon et al. 1971; Ashley and Lloyd 1978; Lawrence and Upchurch 1976, 1983; Seyhan et al. 1985; Usunoff and Guzman 1989; Razack and Dazy 1990 ; Jayakumar and Siraz 1997; Jayaprakash et al. 2008; Abderamane et al. 2012; Hussein 2004; Yitbarek et al. 2012). Enfin, l'ACP est effectuée par le logiciel IBM- SPSS V18.

VI.2.3. Processus géochimique d'acquisition de la salinité des eaux souterraines

L'identification des processus géochimiques passe d'abord par la détermination d'un indicateur de facteur de concentration (traceur) et de voir si l'augmentation par concentration est seul responsable des variations chimiques observées (Valles, 1987 ; Barbiero et Vallès, 1992). Par définition, un traceur est un élément qui se concentre proportionnellement à la réduction de volume de la solution sans pour autant interagir avec le milieu. C'est donc un élément présent dans le milieu en quantité suffisante pour être facilement quantifiable. Il doit répondre à deux critères (Valles, 1987) :

- (a) l'élément pris en compte ne doit pas précipiter au cours de la concentration ;
- (b) il ne doit pas s'échanger sur les argiles du milieu.

L'ion chlorure est généralement considéré comme traceur car il ne précipite qu'à de fortes valeurs de salinité. Il est considéré comme un traceur stable et l'élément chimique le plus conservatif des évaporites (Barbiero et Vallès, 1992).

Le facteur de concentration (FC) est estimé à partir du rapport entre la teneur en chlorure d'une eau et la plus petite teneur en chlorure observée dans l'ensemble des échantillons (Cl*).

$$FC = \frac{Cl}{Cl^*} \quad (28)$$

Le classement des analyses selon leur teneur en ion chlorure de chaque élément majeur (Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-) depuis les échantillons d'eau les plus dilués aux échantillons les plus concentrés, en fonction de la molalité croissante de Cl^- . Le nuage de points représentant les données de terrain ne s'oriente jamais suivant une pente supérieure à l'unité cela indique que la détermination du facteur de concentration des solutions à partir de leur molalité en ions chlorures est acceptable (Barbiéro et al., 2001)

IV.2.4. Indice de saturation et simulation d'évaporation

Dans le but d'expliquer les mécanismes d'acquisition de la minéralisation, nous avons utilisé le logiciel PHREEQC V 2.18 (Parkhurst et Appelo, 1999) pour déterminer les indices de saturation de quelques minéraux spécifiques des 38 échantillons prélevés. Les indices de saturation (IS) sont utilisés pour évaluer le degré d'équilibre entre l'eau et le minéral afin de mettre en évidence les différents stades de l'évolution géochimique des eaux qui se traduisent par une variation de ces indices.

La connaissance des saturations des eaux vis-à-vis de certains minéraux permet de dire sous quelles formes chimiques certains éléments sont transportés dans les solutions. L'utilisation de ces indices (précipitation/dissolution) est utile pour déterminer l'évolution géochimique des eaux sous l'effet de la concentration par évaporation. Les IS sont définies par (Vallès, 1992 ; Vallès, 2010) :

$$IS = \log\left(\frac{PAI}{KT}\right) \quad (27)$$

Avec:

PAI: Produit d'Activité Ionique.

KT: Produit de solubilité de l'espèce minérale considérée.

Le degré de saturation, de sous-saturation ou l'état d'équilibre d'une solution vis-à-vis d'un minéral n'est apprécié que si l'on peut comparer le produit de solubilité au produit d'activité ionique des ions de référence dans la solution (Al Droubi, 1976b ; Al Droubi et al., 1978). Ainsi une valeur de IS nulle ($IS = 0$) indique un état d'équilibre entre l'eau et le minéral (saturation). Une valeur négative ($IS < 0$) signifie une sous-saturation et positive ($IS > 0$) la sursaturation. Quand une solution est sous-saturée à l'égard d'un minéral, cela signifie que le minéral a tendance à la dissolution (Al Droubi et al., 1976).

PHREEQC est utilisé pour simuler une évaporation d'une eau (Appelo et Postma, 1993) dans le cadre de cette étude. Le programme simule l'évaporation en prenant compte que la solution est un volume réduit d'un litre, soit une masse d'environ 1Kg. Une solution initiale où la composition chimique est identifiée (HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , pH, et autres), le calcul est conduit par une suite de très petites augmentations du facteur de concentration (FC) en enlevant un volume d'eau. À chaque étape, le programme calcule la force ionique de la solution, les coefficients d'activité des ions à partir de la loi de Debye-Hückel, la distribution des espèces complexes, et teste le degré de saturation de la solution vis-à-vis des minéraux susceptibles de précipiter. (Al Droubi, 1976). Lorsque la solution parvient à saturation vis-à-vis d'un minéral, ce minéral est formé; le programme calcule le nombre de moles précipitées à chaque étape, ainsi que les changements de composition chimique de la solution définis aux différentes précipitations (Al Droubi et al., 1976).

Nous avons effectué l'opération en 20 fractions, ou autrement dit en 20 facteurs de concentration (FC). Cela signifie qu'on va enlever un volume de 5 % à chaque pas de calcul, ce volume doit être reconverti en masse d'eau à enlever de la masse initiale. Cependant, il faut savoir qu'un litre d'eau contient 55,55 moles d' H_2O , un volume de 5 % correspondrait à 2,77 moles (Al Droubi, 1976). La figure IV.2 donne un organigramme de la simulation d'évaporation par le logiciel (fig. IV.2).

IV.2.5. Voie de salinisation des eaux souterraines

Pour prédire l'évolution de la composition chimique d'une solution, le concept d'alcalinité résiduelle est utilisé. Le concept d'alcalinité résiduelle a été généralisé à la précipitation successive de plusieurs minéraux (Van Beek, *et al.* 1973 ; Barbiero et Vallès, 1992). L'alcalinité résiduelle est calculée en soustrayant à l'alcalinité les équivalents de

cations et en additionnant les équivalents d’anions qui sont impliqués dans les précipitations. Elle est le plus souvent considérée par rapport à la précipitation de calcite et de sépiolite, et correspond alors à la définition du concept de *Résiduel Sodium Carbonates* (RSC) utilisé suite aux travaux d’Eaton (1950) et de Richards (1954) (Marlet et Job, 2006).

$$RSC = \text{Alcalinité carbonatée} - (Ca + Mg) \dots\dots\dots(\text{mmol/L}) \quad (29)$$

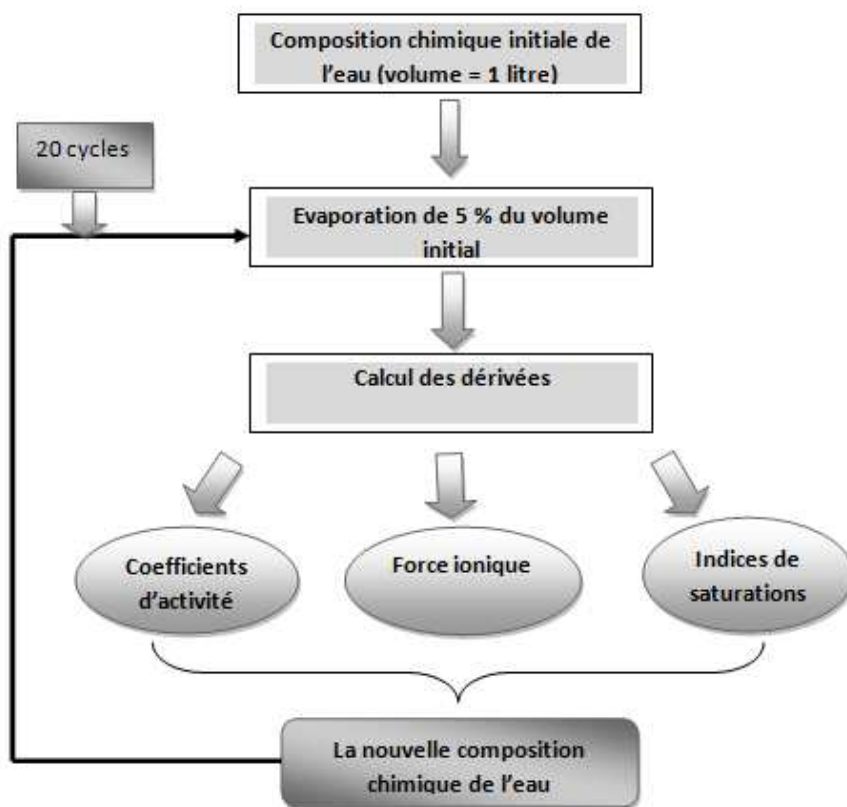


Figure IV.2. Les étapes de simulation de l’évaporation d’une eau par PHREEQC

Si le RSC est positif, c’est la voie alcaline relative à la précipitation de calcite/sépiolite, dans le cas contraire (RSC < 0), c’est la voie saline neutre. Dans ce cas, deux cas peuvent se présenter en fonction du signe de l’alcalinité résiduelle appliquée à la précipitation de calcite de sépiolite et de gypse (Marlet et Job, 2006) :

- RSC devient positive suite à l’addition des sulfates relatifs à la précipitation du gypse, c’est la voie saline neutre à dominances sulfatées ;

$$RSC1 > 0 : \text{Alcalinité carbonatée} - (Ca + Mg) + SO4 > 0 \dots\dots\dots(\text{mmol/L}) \quad (30)$$

- Si RSC1 reste négative (RSC1 < 0) même par addition des sulfates, on parle alors voie saline neutre à dominance chlorurée..

VI.3 Résultats et discussions

VI.3.1. Etude des éléments chimiques majeurs

Les paramètres statistiques (Min, Max, Moy et C.V) de nos 38 échantillons analysés sont calculés et résumés dans le tableau IV.1. Comme les eaux souterraines de la plaine du Bas-chélif sont utilisées en irrigation, nous avons comparé ces paramètres aux normes FAO de la qualité des eaux d'irrigation et qui constituent les valeurs maximales admissibles.

Tableau IV.1. Paramètres statistiques des eaux souterraines de la plaine du Bas-Chélif

	Unité	Effectif	Moyenne	E. type	Min	Max	CV	Norme FAO*
Na	mmol/L	38	14,73	8,24	5,22	32,25	0,56	40
k		38	0,36	0,17	0,05	0,56	0,48	2
Ca		38	7,13	6,41	0,01	26,63	0,90	20
Mg		38	7,37	4,38	2,49	20,32	0,59	5
SO4		38	10,51	11,61	0,79	50,73	1,10	20
Cl		38	16,23	9,22	5,97	33,56	0,57	30
HCO3		38	5,65	2,14	1,63	8,92	0,39	10
CE	(dS/m)	38	3,19	1,58	1,20	6,64	0,49	3
pH		38	7,50	1,39	0,40	8,30	0,19	6 - 8,5
SAR		38	6,00	2,51	2,53	11,54	0,42	10

*Source : FAO, 1996

Les teneurs en magnésium et la CE, respectivement 7,37 mmol/L et 3,19 dS/m en moyenne, sont supérieures aux normes FAO (5 mmol/L et 3 dS/m respectivement). Par contre les valeurs maximales du calcium, des sulfates, les chlorures et le SAR ont des teneurs largement supérieures à ces normes 20, 20, 30 mmol/L et 10 respectivement. La valeur maximale de la CE (6,64 dS/m) dépasse deux fois la norme FAO. La valeur maximale du pH de l'ordre de 8,3 est très proche de la valeur maximale admissible de la FAO (8,5) présente un risque d'alcalinisation et de sodisation des sols irrigués (Ayers et Wescot, 1988 ; Harvandi, 1999).

Les coefficients de variation sont très élevés, pour le calcium (0,90) les sulfates (1,10); ils le sont moins pour le Sodium, le Magnésium et les chlorures mais avec des seuils qui dépasse les 50 %. Ces coefficients indiquent une va hétérogénéité élevée de la qualité des eaux souterraines de la plaine ; d'où la nécessité d'une étude hydrogéochimique

pour mieux comprendre les processus d'acquisition de la salinité dans nos eaux souterraines étudiées.

Avant d'entamer l'analyse des résultats par utilisation de l'ACP, il est intéressant d'avoir une idée sur les liaisons existantes entre les variables prises deux à deux. La matrice des corrélations de Pearson (Swan and Sandilands 1995) est établie pour trouver les relations entre deux variables ou plus (tab. IV.2). La conductivité électrique (CE) est bien corrélée au : Cl (0,907), Na (0,868), Ca (0,809), Mg (0,741) et SO₄ (0,677). Il n'existe aucune corrélation entre la CE et les carbonates (0,056) et une faible corrélation négative avec le pH (-0,403) qui signifie leur opposition. Ces relations (fig. IV.3) montrent que ces éléments contribuent dans la salinité des eaux souterraines. La concentration de ces éléments par évaporation tend à augmenter la CE des eaux de la nappe. Par ailleurs, la salinisation des eaux souterraines peut être expliquée par la concentration des eaux de recharge par évaporation et les interactions entre l'eau et la roche qui constitue l'aquifère.

Les Chlorures sont très significatives corrélés aux : le sodium (0,835), le magnésium (0,730) et le calcium (0,629). La relation entre Na⁺ vs Cl⁻ suggère la dissolution de l'Halite (NaCl) qui va augmenter la charge ionique de la solution en ions sodium et chlorure :



La relation fortement significative entre Cl⁻ vs Ca⁺ et Cl⁻ vs Mg⁺ suggère que le phénomène d'échange cationique peut affecter la composition chimique des eaux souterraines étudiées (Gupta et al. 2008). La corrélation positive et significative entre les sulfates et le calcium (0,710) indique la contribution des évaporites dans la salinité des eaux. L'importante roche évaporite présente au Bas-Chéiff est le Gypse (CaSO₄, 2H₂O) dont sa dissolution donne du calcium et les sulfates :



Tableau IV.2 : Coefficient de corrélation entre les variables initiales

	Na	Ca	Mg	SO ₄	Cl	HCO ₃	CE	pH
Na	1,000							
Ca	0,444	1,000						
Mg	0,468	0,706	1,000					
SO ₄	0,512	0,710	0,445	1,000				
Cl	0,835	0,629	0,730	0,421	1,000			
HCO ₃	0,116	0,026	0,030	0,156	0,040	1,000		

CE	0,868	0,809	0,741	0,677	0,907	0,056	1,000	
pH	-0,276	-0,360	-0,601	-0,245	-0,398	0,136	-0,403	1,000

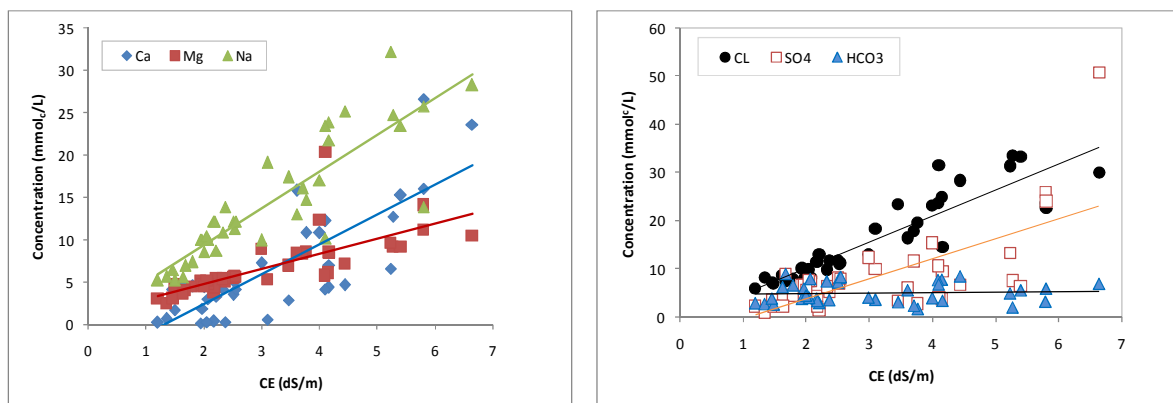


Figure IV. 3. Relation entre les éléments chimiques et la CE des eaux souterraines: (a) cations, (b) anions.

Par ailleurs, l'activité humaine a beaucoup contribué dans la salinité des eaux de la nappe. En effet, l'utilisation excessive des eaux souterraines en agriculture a diminué le niveau piézométrique ce qui a augmenté la concentration en éléments (Meddi, 2008)

VI.3.2. Analyse en composante principale (ACP)

Une analyse en composantes principales (ACP) est effectuée pour une meilleure compréhension de l'hydrochimie des eaux souterraines. Les données introduites consistent en huit variables (Ca, Mg, Na, Cl, SO₄, HCO₃, CE, pH) analysées dans les 38 points échantillonnés. Nous avons hormis le potassium par le fait de sa faible relation avec les variables.

Une valeur propre représente la variation des individus sur l'axe correspondant. Dans un but de faciliter leur interprétation, ces variables sont exprimées en pourcentage des valeurs propres total. Les valeurs propres, le pourcentage de variance de chaque composante principale et le pourcentage cumulé des valeurs propres sont présentés au tableau IV.3 et la figure IV.4 montre la variation des valeurs propres en fonction des différentes composantes principales (axes).

Pour augmenter l'extraction des composantes principales, une rotation *Varimax* est employée (tab. IV.3). La première composante présente une valeur propre égale à 4,587, elle explique 57,342 % de la variation totale, la seconde composante égale à 1,171 explique 14,632 % de la variance totale. Les pourcentages de variation sont assez élevés

pour les deux premiers axes avec un cumul de 71,975 %. Ces deux axes présentent donc près des deux tiers de l'information, nous allons donc nous limiter à ces deux axes dans nos interprétations.

Tableau IV.3. Valeurs propres et pourcentages des axes principaux.

Axes	Valeurs propres initiales			Extraction Varimax		
	Total	% Variance	Cumulative %	Total	%Variance	% Cumulative
1	4,587	57,342	57,342	4,587	57,342	57,342
2	1,171	14,632	71,975	1,171	14,632	71,975
3	0,803	10,039	82,014			
4	0,755	9,433	91,447			
5	0,448	5,596	97,044			
6	0,166	2,078	99,122			
7	0,065	,807	99,929			
8	0,006	,071	100,000			

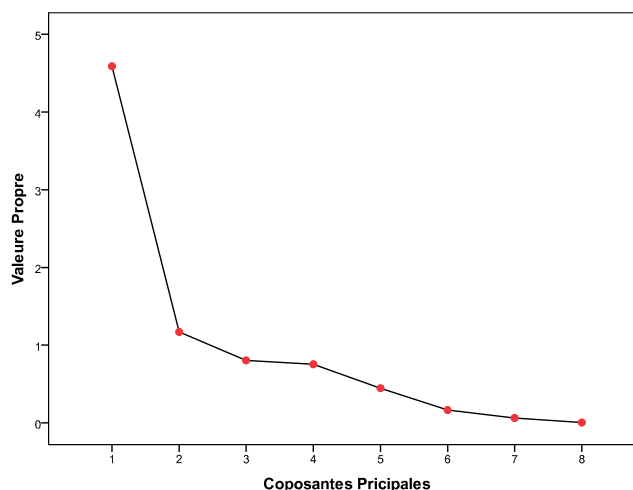


Figure IV.4. Variation des valeurs propres suivant les composantes principales

La contribution de chaque variable dans la formation d'une composante principale est donnée par le coefficient de corrélation entre la variable et l'axe considéré ; autant que ce coefficient est important, autant que cette variable contribue dans la formation de l'axe. Le tableau IV.3 donne les corrélations entre les variables est l'axe1 et 2 retenus dont nos interprétations.

Tableau IV.4. Corrélations des variables aux axes principaux.

Variables	Composantes	
	Axe 1	Axe 2
CE	0,976	0,075
Cl	0,893	-0,003
Ca	0,835	0,004

Mg	0,832	-0,231
Na	0,801	0,208
SO ₄	0,712	0,272
HCO ₃	0,074	0,823
pH	-0,540	0,563

Le tableau IV.4 montre que les corrélations des variables avec l'axe1 sont positives, elles sont classées, par ordre décroissant, comme suit : CE, Mg, Cl, Ca, Na et SO₄. Ces variables seront les mieux représentées sur le plan composé de l'axe1 et l'axe 2. Les bicarbonates et le pH ont une corrélation positive avec l'axe 2 et en ordre décroissant. Il s'avère, donc, que l'Axe1 va représenter la salinité des eaux ou la minéralisation d'une façon générale. Tandis que l'Axe 2, et à l'opposé, représente l'alcalinité des eaux.

Le plan réalisé par l'Axe1 et l'Axe2 (fig. IV.5) et qui représente près de 72 % de la variance totale montre que les éléments CE, Mg, Ca, Cl, Na et SO₄ sont bien corrélés entre eux et, donc, bien représentés sur le graphe. Ils forment un grand groupe, celui de la salinité et la minéralisation globale des eaux, avec une certaine affinité entre : CE, Mg, Ca, Cl, et Na qui ont tendance à former un intragroupe. A l'opposé, sur l'axe 2 on trouve le pH et les bicarbonates qui forment un autre groupe qui représente l'alcalinité des eaux bien représentée par les Bicarbonates (elles sont bien corrélées à l'axe 2).

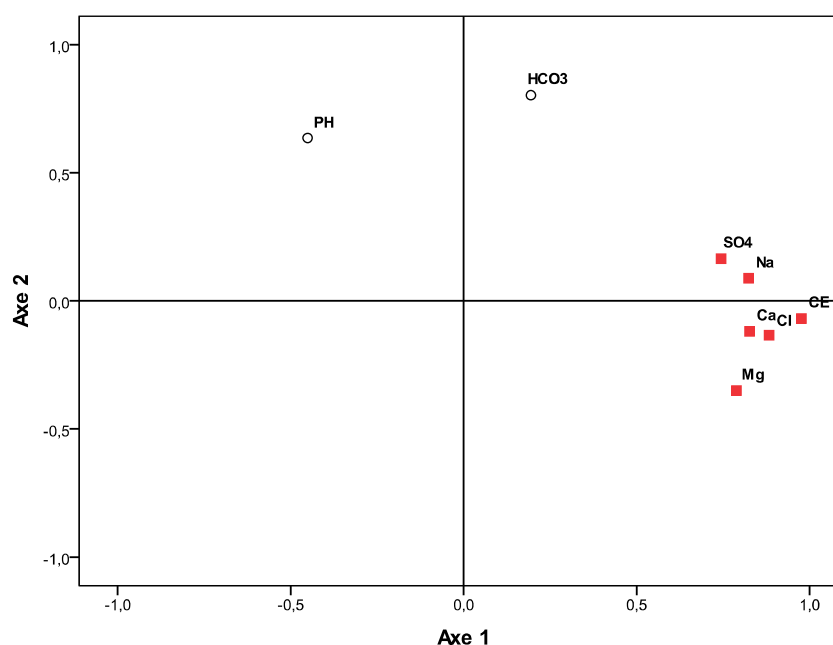


Figure IV.5. Variables projetées sur le plan formé par l'Axe1 et l'Axe2.

La figure IV.6 montre la projection des individus sur le plan principale formé par l'Axe1 et l'Axe2. Si on se maintient au plan principal, il apparaît clairement que la

disposition des individus se fait essentiellement selon l'axe1. Ainsi on peut voir une distribution en deux différents groupes avec une distribution régulière dans l'espace. Le groupe A est constitué de 20 individus, le groupe B est formé de 18 individus. La formation des deux groupes est comme suite :

- **Groupe A** : 4, 6, 7, 9, 10, 11, 14, 18, 19, 20, 23, 24, 25, 27, 28, 29, 30, 31, 34 et 36
- **Groupe B** : 1, 2, 3, 5, 8, 12, 13, 15, 16, 17, 21, 22, 26, 32, 33, 35, 37, 38

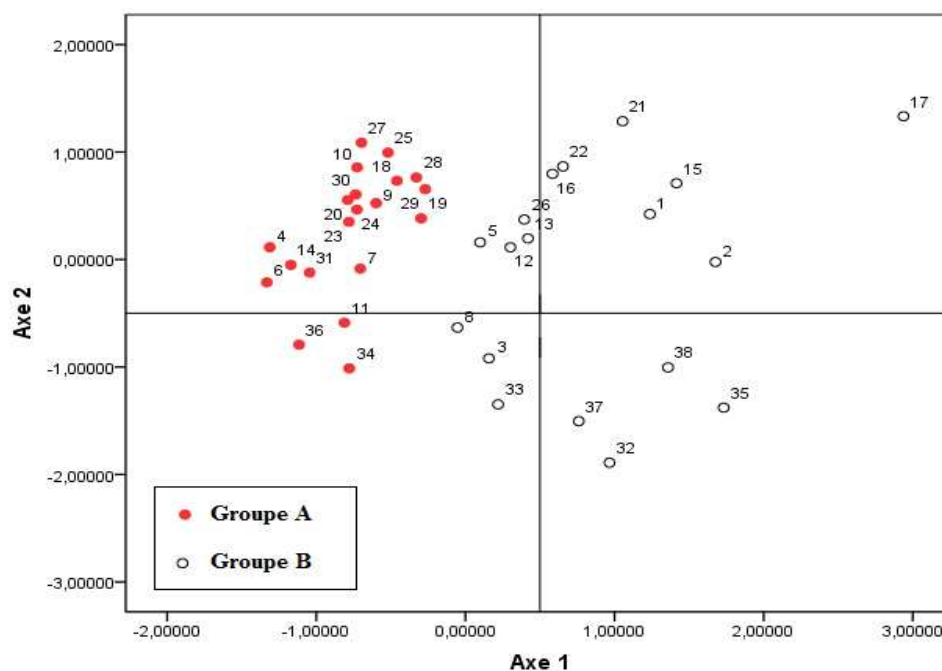


Figure IV.6. Projection des individus sur le plan principal formé par l'Axe1 et l'Axe2

Le tableau IV.5 représente les paramètres statistiques des éléments chimiques des deux groupes A et B. Les valeurs moyennes du groupe A sont inférieures à ceux du groupe B à l'exception des valeurs des bicarbonates (alcalinité carbonatée) et le pH où elles sont supérieures à ceux du groupe B. En effet, les valeurs extrêmes du pH (ex : pH = 8,30) et les bicarbonates sont localisées dans le groupe A, dans l'autre groupe, B, c'est les valeurs minimales qui sont trouvées. Par contre, la minéralisation du groupe B est très importante avec des valeurs extrêmes de la CE (6,64 dS/m), du sodium (32,25 mmol/L) et surtout les chlorures (33,56 mmol/L). Enfin, on peut dire que le groupe A présente une voie alcaline car il présente une alcalinité carbonatée et pH élevé et une faible minéralisation. Le groupe B, quant à lui, c'est la voie saline neutre.

D'une manière générale, la division des eaux souterraines en deux groupes est semblable aux deux composantes retenues déjà dans nos interprétations. Nous allons se

baser sur cette classification pour étudier l'évolution géochimique des eaux souterraines et les risques qui lui sont liées.

Tableau IV.5. Paramètres statistique des groupes A et B.

Variables	Unité	Groupe A (20 individus)				Groupe B (18 Individus)			
		Moy.	E.Type	Min	Max	Moyenne	E.Type	Min	Max
Na	mmolc/L	9,25	2,74	5,22	13,91	20,03	6,35	9,98	32,25
k		0,41	0,13	0,05	0,56	0,36	0,16	0,08	0,56
Ca		2,51	1,87	0,01	4,97	10,55	6,99	0,58	26,63
Mg		4,51	0,93	2,49	5,68	9,46	3,51	5,31	20,32
SO ₄		4,94	2,52	0,79	8,82	12,39	11,56	2,64	50,73
Cl		9,45	1,99	5,97	12,97	23,90	6,44	12,98	33,56
HCO ₃		5,18	2,18	2,55	8,92	4,78	2,10	1,63	8,42
CE	dS/m	1,97	0,40	1,20	2,55	4,43	1,03	2,99	6,64
PH		7,95	0,30	7,10	8,30	7,53	0,38	6,90	8,00
SAR		5,12	1,76	2,74	8,53	6,97	2,89	2,53	11,34

IV.3.3. Le faciès chimique

Pour bien identifier les faciès chimiques et donner des indications sur les aspects qualitatifs des eaux souterraines, la représentation graphique des résultats de l'analyse révèle un outil incontournable. Pour atteindre cet objectif, les données hydrochimiques recueillies sont projetées sur le diagramme de Piper (Piper, 1944) en utilisant le logiciel DIAGRAMME V 6.5 (Smiler, 2009). Ce diagramme a la particularité de représenter plusieurs échantillons sur le même plan. Il est composé de deux triangles, permettent de déterminer les faciès cationiques et le faciès anioniques. Le faciès global est obtenu par l'intersection sur un losange synthétisant le faciès chimique d'échantillonnage considéré.

Les résultats d'analyse portés sur le diagramme de Piper (fig. IV.7) nous montre que l'origine est commune de ces eaux (groupe A et groupe B). Elles se regroupent en un seul pôle influencé par la dissolution des minéraux évaporitiques. Cette dissolution a généré plusieurs éléments chimiques, notamment les sulfates, les chlorures, le magnésium, le calcium et le sodium. Cependant, le groupe B semble être très influencé la dissolution des éléments évaporitiques au point où il tend vers hyper chloruré calcique et hyper sulfaté calcique. Pour le groupe A, il se positionne en majorité en faciès sodique qui tend vers un faciès chloruré/sulfaté calcique ou magnésique.

Les points du groupe B sur le triangle relatif aux cations se mettent au milieu (partie mixte) avec un nombre très limité d'observations avec une tendance vers le sodium. Les points du groupe A sont tout à fait à l'opposé du groupe A où ils se positionnent en majorité sur le sodium et de peu sur la zone mixte. Cette concentration au centre des observations est assez marquée pour le groupe A sur le triangle des anions (pas d'anions dominants). Par contre, le groupe B se positionne sur la case des chlorures est tend vers la case des sulfates.

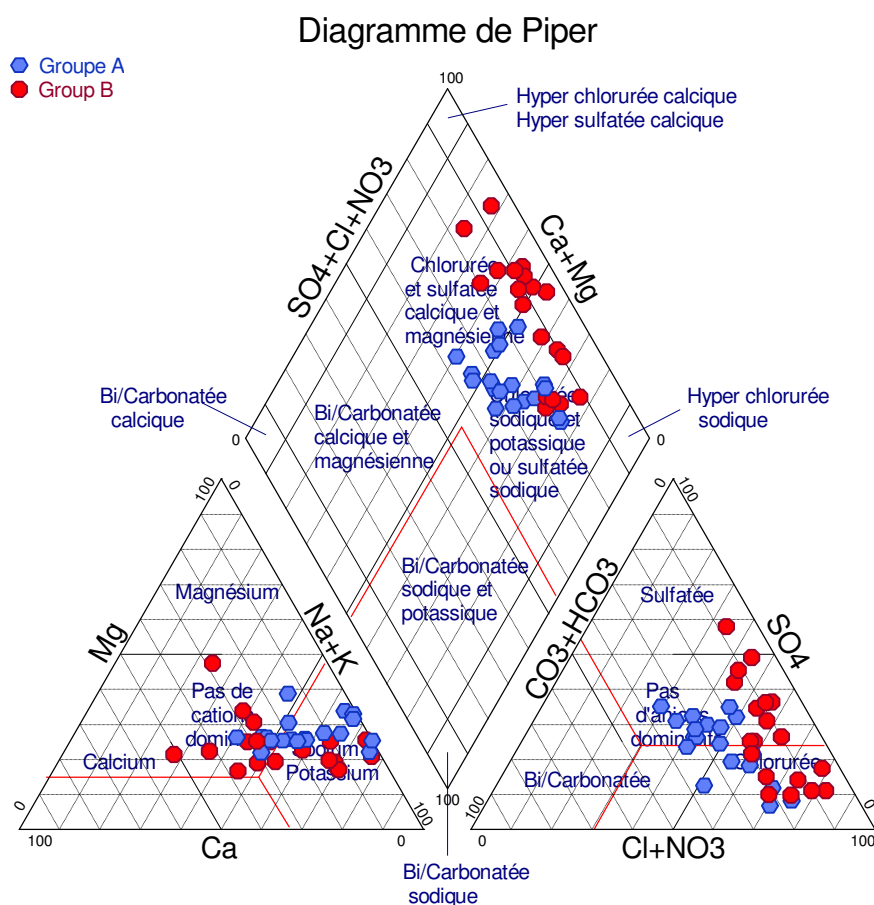


Figure IV.7. Projection des points d'eau des groupe A et B sur le diagramme de Piper.

Un autre moyen pour mieux apprécier l'origine des faciès caractéristiques des eaux de la région est l'étude des deux rapports caractéristiques suivants: SO_4/Cl , Ca/Na , Mg/Ca . Ce suivi touche l'ensemble des échantillons analysés appartenant aux deux groupes de l'ACP pour pouvoir faire les comparaisons.

L'examen du graphe tracé (fig. IV.8) montre que la majorité des points des deux groupes (A et B) sont en dessous de '1' pour le rapport SO_4/Cl d'où la prédominance de l'ion chlorure. Trois points du groupe B ont un rapport supérieur à 1 d'où la dominance

sulfatée. Les points du groupe A ont tendance à se rapprocher de 1. Enfin, la prédominance des sulfates sur les chlorures ou l'inverse dépend de deux facteurs essentiels;

- Le premier est sans doute le lessivage à des degrés variables. des formations évaporitiques très solubles.
- Le deuxième facteur est lié à l'état de ces minéraux (qui génèrent ces éléments) dans l'eau (équilibre, sursaturé, sous-saturé)

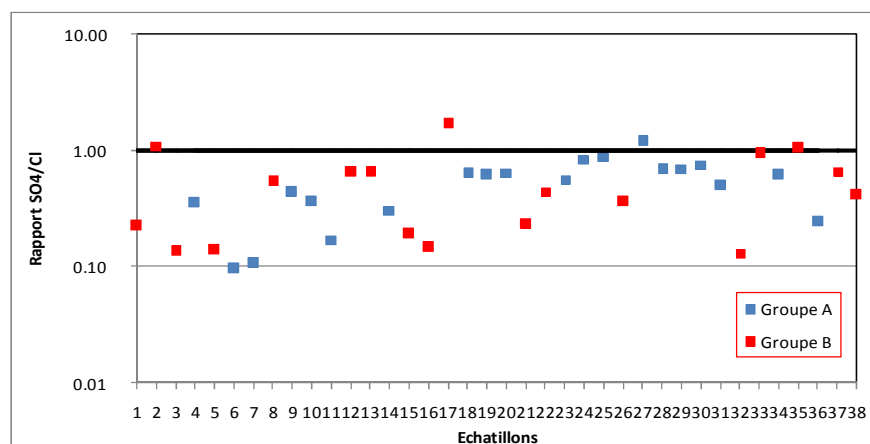


Figure IV.8. Evolution du rapport (SO_4/Cl) dans les deux groupes issus de l'ACP.

Cette relation se confirme pour le deuxième paramètre du faciès (cations) dans le graphique calcium - sodium (fig. IV.9), où la dispersion par rapport à "1" soit semblable au premier rapport (SO_4/Cl). La dominance sodique est marquée dans les deux groupes

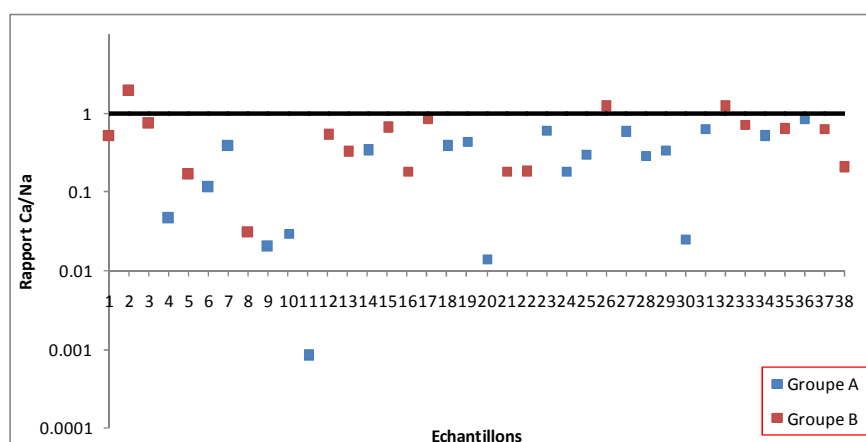


Figure IV.9. Evolution du rapport (Ca/Na) dans les deux groupes issus de l'ACP.

Concernant l'absence du faciès calcique normalement généré par la dissolution du gypse est du probablement à la participation d'une partie de l'ion calcium en phase de

précipitation de la calcite ou de l'aragonite (cas du groupe A). Le reste de l'ion calcium en réaction n'est pas assez important et est masqué par la dominance du magnésium à l'exception de quelques points du groupe B où la dominance magnésienne est prépondérante (fig. IV.10).

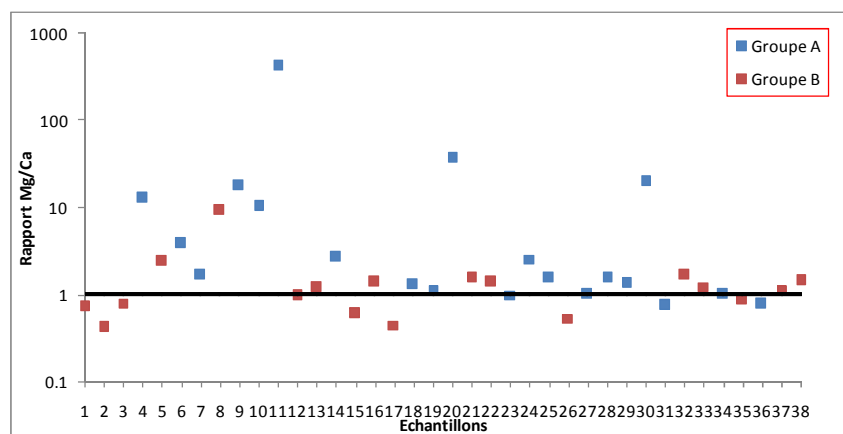


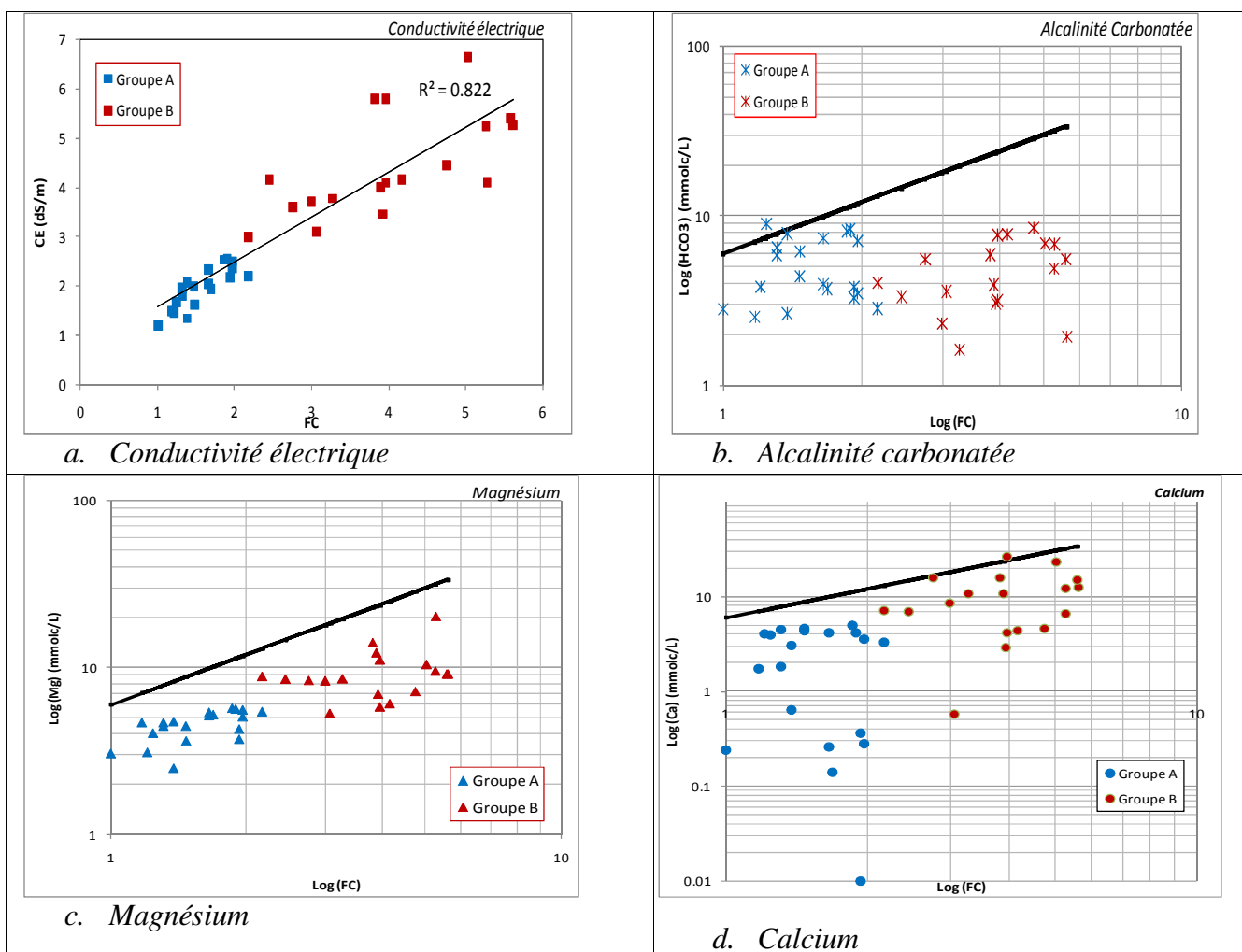
Figure IV.10. Evolution du rapport (Mg/Ca) dans les deux groupes issus de l'ACP.

VI. 3.4. Evolution géochimique des eaux souterraines

Une eau de composition chimique donnée se concentre par évaporation. Si aucune précipitation ou dissolution n'intervient au cours de cet événement, la molalité totale de chacun des éléments en solution augmente proportionnellement au facteur de concentration. L'augmentation des concentrations des espèces aqueuses n'est pas proportionnelle au facteur de concentration (FC). Certains peuvent augmenter fortement ou faiblement, d'autres peuvent même diminuer lorsque la concentration totale augmente (Al Droubi et al., 1976).

La dissolution/précipitation d'un minérale lors de la concentration d'une eau sous l'effet de l'évaporation peut être analysée grâce au diagramme binaire réalisé en log/log entre l'élément majeur qui forme le minérale et le facteur de concentration. Tout d'abord, la conductivité électrique qui provient de la salinité des eaux souterraines étudiées évolue proportionnellement au facteur de concentration ($R = 0,90$) constitué par les chlorures (fig. IV.11a). Ce qui confirme la possibilité de l'utilisation des chlorures pour l'estimation du facteur de concentration. Aussi, nous gardons la même logique déjà entreprise dans nos interprétations en prenant en considération la classification issue de l'ACP.

Le diagramme de la figure IV.11b montre que la molalité de l'alcalinité carbonatée n'évolue pas avec la concentration globale pour les deux groupes. Elle semble être prélevée de la solution pour participer à des précipitations pour le groupe B. Dans le cas du groupe A, la molalité de l'alcalinité carbonatée est plus élevée que le groupe B, elle reste au-dessus de la molalité du calcium (fig. IV.11d). La combinaison des deux minéraux lors d'une concentration d'une eau engendre la précipitation de la calcite (CaCO_3). Cet état donne un excès de l'alcalinité carbonatée après épuisement du calcium sous l'effet de la concentration pour ce groupe. Dans le cas du groupe B, ce cas de figure est absent du fait que le calcium évolue avec le facteur de concentration et sa molalité est nettement supérieure à celle de l'alcalinité carbonatée.



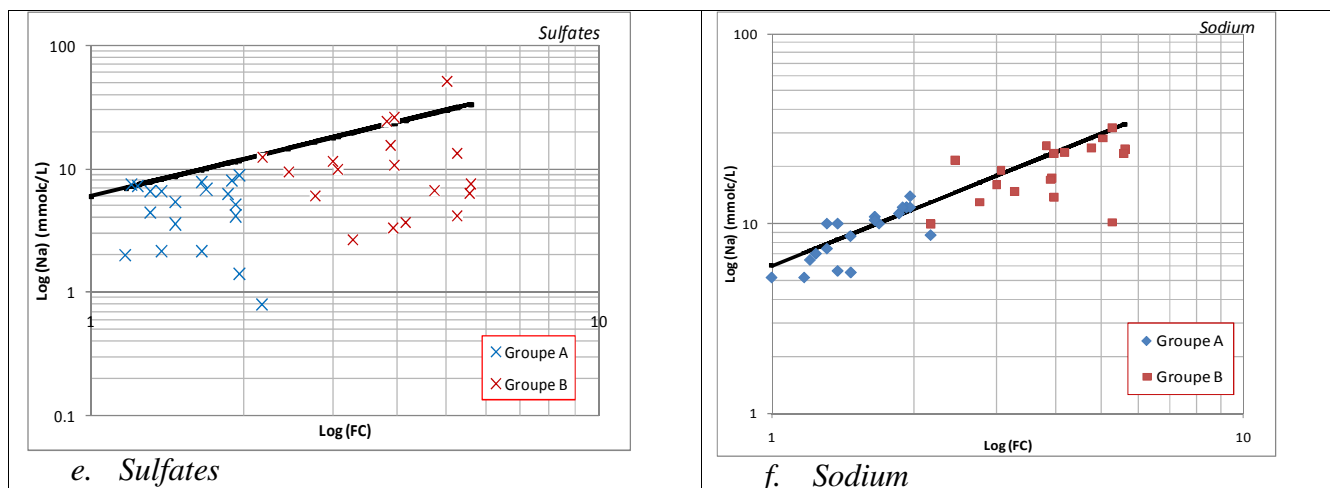
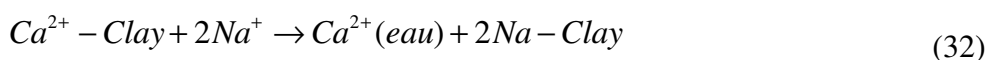


Figure IV. 11. Diagrammes binaire des concentrations des eaux des groupes A et B suivant le facteur de concentration.

Le calcium aussi peut se précipiter sous forme de gypse. En effet, le diagramme des sulfates (fig. IV.11e) montre le prélèvement des sulfates des eaux du groupe A où elles précipitent semblablement au calcium. Pour le groupe B, les SO_4 évoluent suivant le facteur de concentration.

Le magnésium (fig. IV. 11c) semble avoir la même évolution que celle du calcium pour les deux groupes. Il précipite dans le cas du groupe A où sa molalité est inférieure à celle des bicarbonates, il évolue suivant le facteur de concentration pour le groupe B. Ceci peut être expliqué par l'enlèvement du Mg de la solution pour ce précipiter sous forme de sépiolite ou de dolomite (sels à base de magnésium), par contre, l'excès des bicarbonates dans le cas des eaux du groupe A peut engendrer l'épuisement des cations divalents (Ca et Mg) des argiles et qui seront sans doute échangés par le sodium présent dans la solution (fig. IV. 11f). En effet, le sodium ne précipite que dans le cas du groupe B, sous forme d'Halite (NaCl) sans doute, et participe à sa salinité (fig. IV. 11a). Donc, lorsque les eaux du groupe A sont en contact d'une argile, Na peut remplacer Ca ou Mg sur le complexe d'échange des argiles (Gupta et al. 2008) :



Ceci est évident quand ces eaux sont utilisées en irrigation comme le cas de nos eaux souterraines dans le Bas-Chélif.

L'échange ionique entre les eaux et les argiles peut être analysé par deux diagrammes habituellement utilisés dans de nombreuses recherches (Datta and Tyagi, 1996; Fisher et Mulican, 1997 ; Cerling et al., 1989; Rajmohan et Elango, 2004). Il s'agit

des diagrammes $(Ca + Mg)$ vs $(HCO_3 + SO_4)$ et $(Na + K)$ vs Cl . Le premier concerne la précipitation de la Calcite, Dolomite et Gypse, le second est relatif à la précipitation de la Halite. Les diagrammes sont réalisés en log/log et l'analyse est effectuée suivant une droite bissectrice (1:1) (figure IV.12).

Le diagramme de la figure IV. 12a relatif à la précipitation de la Calcite, Dolomite et Gypse montre que ces trois minéraux sont susceptibles d'être précipités dans le cas des eaux du groupe A que dans le groupe B. Par contre, la Halite précipite dans les eaux du groupe B alors que les cations monovalents (le Na surtout) reste en solution dans le cas des eaux du groupe A (fig. IV. 12b). La précipitation de Ca et Mg qui sont bien impliqués dans la précipitation de la Calcite, Dolomite et Gypse dans le cas du groupe A va sans doute provoquer l'épuisement de ces ions de la solution lors de l'évaporation. Cet état, et sous l'effet de la concentration, va provoquer la sortie des cations divalents (Ca et Mg) du complexe d'échange (argile) et qui seront remplacés par les monovalents (Na surtout). L'enrichissement des argiles en sodium provoque une dispersion physicochimique et donc une dégradation physique du sol irrigué (Samner, 1993)

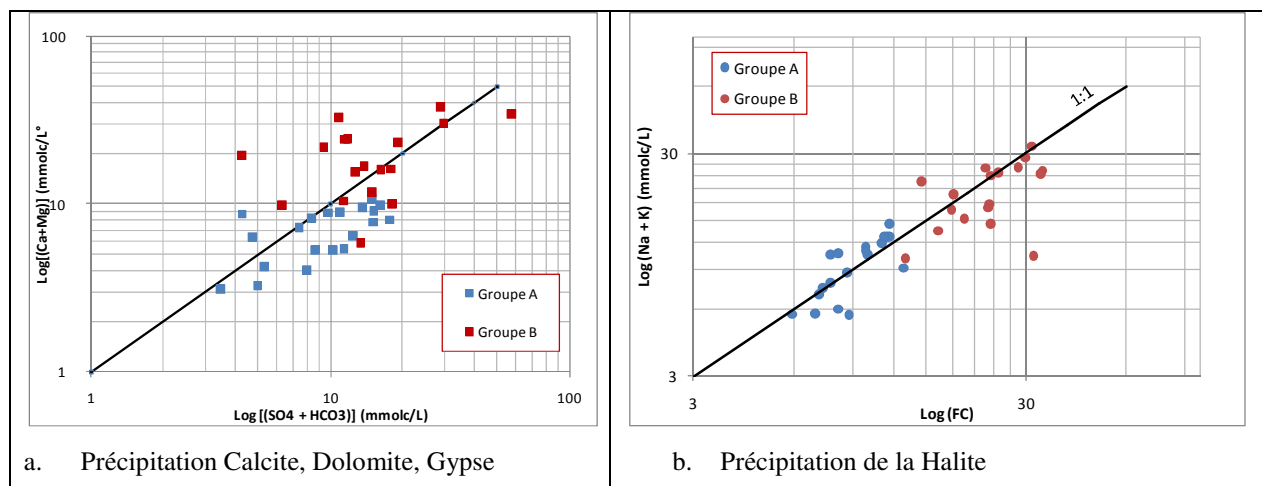


Figure IV. 12. Diagrammes des précipitations des minéraux sous l'effet de la concentration par évaporation : (a) précipitation de la Calcite, Dolomite et Gypse, (b) précipitation de la Halite

Ces résultats sont validés par le calcul des indices de saturation des minéraux susceptibles d'être précipités et qui contribuent à l'acquisition de la salinité des eaux souterraines (Calcite, Dolomite, Gypse, Halite). Le calcul s'est effectué par le logiciel Phreeqc V.2.18 en utilisant la base de données Pidzer souvent recommandée pour les zones semi-arides (Bourrié, 2012).

Nous avons ordonné l'ensemble des indices de saturation calculés suivant le facteur de concentration pris en log. Le graphe de la figure IV.13 montre que dès le début de la concentration, les solutions sont déjà sursaturées (précipitation) selon les cas en Dolomite et Calcite. A noter que quelques points sont sous-saturés (IS <0) ou en équilibre (IS=0) même parfois légèrement sous-saturés.

Par contre les minéraux évaporitiques se trouvent sous-saturés (fig. IV.13), ainsi on constate que le Gypse est proche de la saturation (état d'équilibre). Alors que la Halite se trouve largement sous-saturée mais qui tend à augmenter avec le facteur de concentration contribuant ainsi à une augmentation de la minéralisation

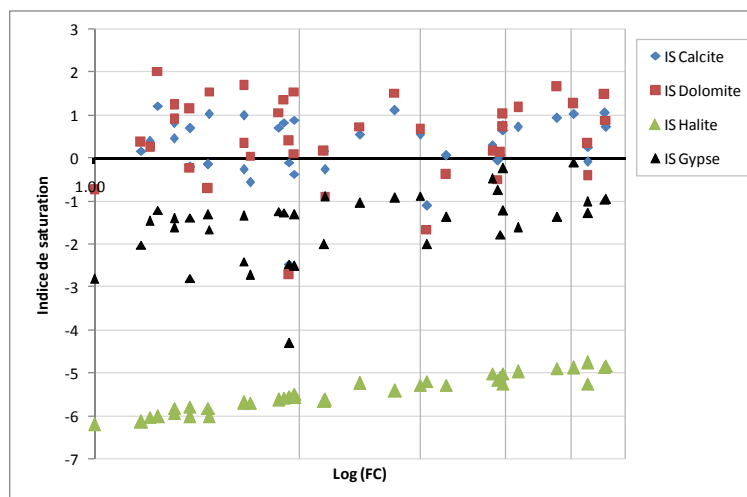
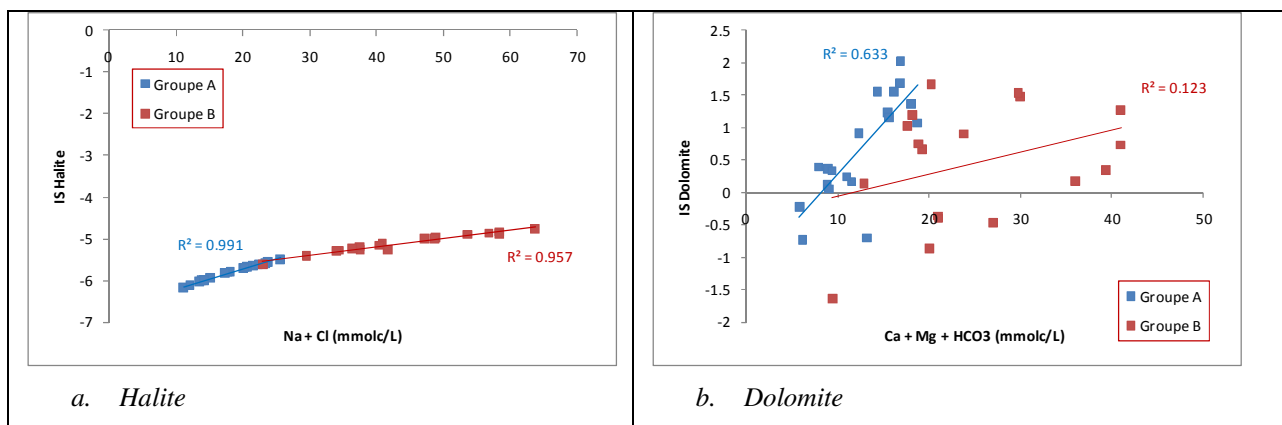


Figure IV.13. Evolution des indices de saturation en fonction du facteur de concentration

Nous avons essayé de comprendre l'implication des éléments chimiques majeurs dans la formation des minéraux dans chaque groupe issu de l'ACP. Cela est n'est possible qu'en cherchant la relation entre l'indice de saturation du minéral et les éléments qui rentrent dans sa formation (Deutsch et Siegel, 1997).



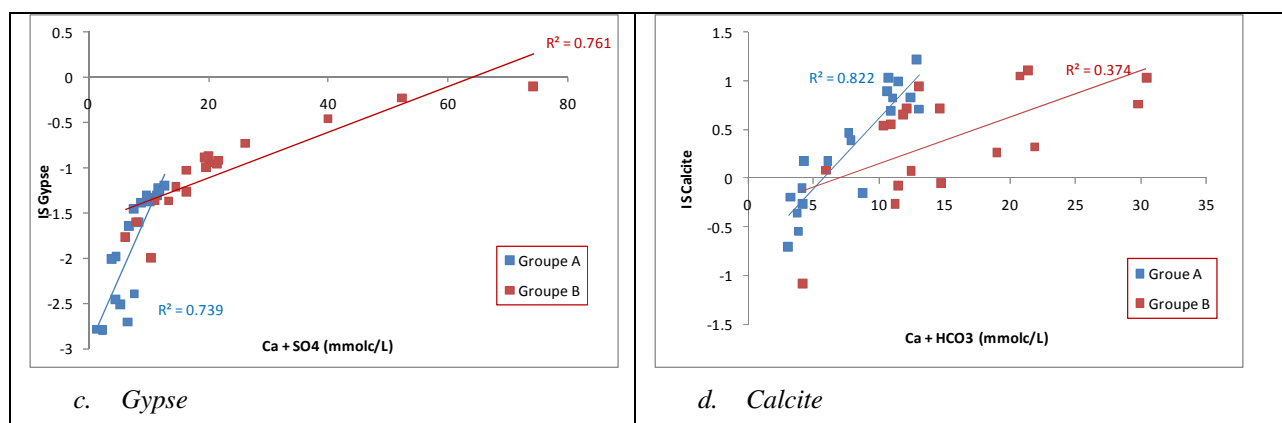


Figure IV.14. Relation entre les indices de saturation et les éléments impliqués dans la formation des minéraux.

En général, les eaux du groupe A présentent de fortes corrélations entre les indices de saturation des minéraux et les éléments chimiques de chaque minérale en particulier pour la Halite ($R^2 = 0,99$), calcite ($R^2=0,82$), le gypse ($R^2=0,74$) et la Dolomite ($R^2 = 0,63$). Pour les eaux du groupe B, ces relations sont faibles à l'exception de la Halite (0,95) et le Gypse (0,76). Ceci prouve les précipitations des sels à base de cations divalents (Ca et Mg) dans les eaux du groupe A qui sont plus diluées à comparer avec ceux du groupe B. La Halité, bien qu'elle est sous saturée dans les deux groupes, se dissout et va libérer le sodium qui à son tour va s'échanger avec les cations divalents sur le complexe d'échange provoquant ainsi une alcalinisation et/ou une sodisation. Pour le groupe B, la libération du sodium suite à la dissolution de la Halite participe plutôt à une augmentation de la minéralisation car il y aurait suffisamment de calcium et de magnésium pour être enlevé de la solution et participé ainsi à la formation de la Calcite, Dolomite et Gypse lors de l'évaporation.

IV.3.5. Aptitude des eaux souterraines à l'irrigation.

L'aptitude d'une eau à l'irrigation est souvent évaluée en s'intéressant aux risques de salinité et de sodicité que cette dernière peut engendrer sur le sol. La conductivité électrique (CE) et le SAR sont les principaux critères à prendre en considération pour évaluer ces risques. Pour faciliter l'interprétation de la qualité des eaux à l'irrigation, on utilise des diagrammes dont le plus commode est le diagramme de RIVERSIDE (Richards, 1954).

La projection des eaux des forages utilisés en irrigation sur le diagramme de RIVERSIDE (1954) montre que les eaux du groupe A sont de meilleure qualité à comparer avec ceux du groupe B (fig. IV. 15). Le groupe A est réparti sur trois classes avec une

dominance de la classe C3S1 avec 40 %. Cette classe de qualité moyenne semble être la meilleure classe existante dans le Bas-Chélif (Douaoui et Hartani, 2008 ; Bradaï et al.2012). Elle présente un faible risque de sodicité et une salinité modérée. La deuxième classe du groupe A est la classe C3S2 (35%) suivie de la classe C4S2 (25%). Ces deux dernières classes qui varient entre qualité mauvaise à médiocre sont à utiliser avec précaution sur les sols.

Les eaux composant le groupe B sont réparties en six classes avec la dominance des classes C4S3 (33,3 %), C4S2 (27,8 %) et C5S2 (22,2). Ces classes de très mauvaise qualité peuvent nuire aux sols et la plante simultanément. Il existe aussi, dans ce groupe, des eaux déconseillées pour l'irrigation qui sont représentées par la classe C5S4 avec 5,6%.

Tableau IV.6. Taux de répartition des classes par groupe sur le diagramme de RIVERSIDE

Classes	Individus	%
Groupe A		
C3S1	8	40
C3S2	7	35
C4S2	5	25
Total	20	100
Groupe B		
C4S1	1	5,6
C4S2	5	27,8
C4S3	6	33,3
C5S2	1	5,6
C5S3	4	22,2
C5S4	1	5,6
Total	18	100

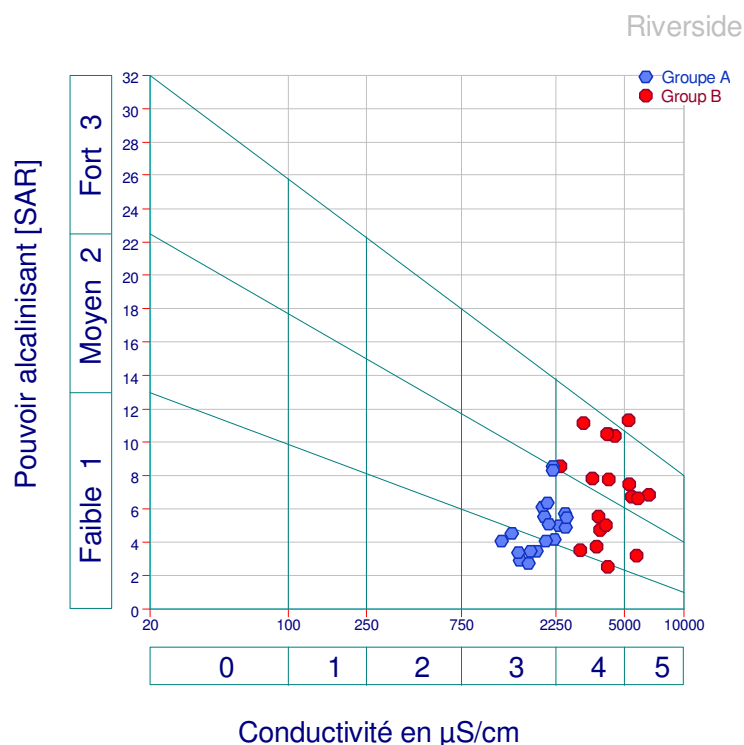


Figure IV.15. Projection des eaux du groupes A et B sur le diagramme de RIVERSIDE.

En comparant entre les eaux des deux groupes A et B, nous constatons que les eaux du groupe B sont caractérisées par une CE et des SAR élevés. Les eaux du groupe A ont une salinité plus ou moins faible avec un SAR élevé. Cependant, et suite à plusieurs travaux, il s'avère qu'un SAR élevé peut être compensé par une salinité élevée car cette dernière peut améliorer la structure du sol (par l'amélioration de sa perméabilité surtout) (Sumner, 1993 ; Douaoui et al. 2004 ; Hanson et al., 1999). Par contre, une CE faible et SAR élevé peut engendrer des dégradations physiques sur le sol en affectant surtout l'infiltrabilité du sol. Ces interprétations nous mènent à dire que les eaux du groupe A peuvent avoir un danger sur la dégradation physique des sols irrigués, alors que le danger du groupe B est surtout sur la plante en augmentant la concentration en électrolyte de la solution du sol qui engendre une osmose inverse et flétrissement des plantes irriguées (Marlet et Job, 2006 ; Wang et al., 2012). C'est la raison pour laquelle cette classification est souvent mise à des examens critiques (Barbiéro et al., 2004b).

Le concept d'alcalinité résiduelle est considéré comme l'un des meilleurs moyens pour l'évaluation des risques d'alcalinisation des eaux d'irrigation (van Hoorn, 2003 ; Marlet et Job, 2006 ; Minhas et al., 2007). Nous avons tenté de classer les eaux de nos groupes selon le concept d'alcalinité résiduelle relatif à la précipitation de plusieurs

minéraux (calcite, Sépiolite et Gypse) rapporté par Marlet et Job (2006). Ce qui explique bien

Il se trouve que deux cas ont été retrouvés dans les eaux souterraines de la plaine du Bas-Chélif (tab. IV.7 et fig. IV.16) et qui sont répartis sur les deux groupes A et B avec la dominance de chaque type par groupe :

Tableau IV.7. Taux de chaque type d'eau par groupe

Type d'eau	Désignation	Groupe A		Groupe B	
		individu	%	individu	%
RSC > 0	$RSC = \text{Alcalinité carbonatée} - (Ca + M) > 0$	0	0	0	0
RSC 1 > 0	$RSC1 = \text{Alcalinité carbonatée} - (Ca + Mg) + SO_4 > 0$	18	90	6	33
RSC 1 < 0	$RSC1 = \text{Alcalinité carbonatée} - (Ca + Mg) + SO_4 < 0$	2	10	12	67
	Total	20	100	18	100

- Dans le groupe A, ce sont les eaux du type 02 (RSC1 > 0) qui dominent, elles caractérisent la voie neutre à dominance sulfatée (Marlet et Job, 2006). Le principal risque apporté par ces eaux est la dégradation des propriétés physiques des sols suite à une sodisation rapide que le SAR ne caractérise qu'imparfaitement. On pourra secondairement relever un risque de salinisation en fonction de la conductivité électrique des eaux d'irrigation. Ces eaux sont aussi caractérisées par une salinité relativement importante, notamment du fait de teneurs élevées en sulfate ;
- Le groupe B, ce sont les eaux du type 03 (RSC 1 < 0), elles caractérisent la voie saline neutre à dominance chlorurée. Ces eaux arborent un risque d'une salinisation des sols et le critère déterminant est leur conductivité électrique souvent élevée. La sodisation accompagne généralement cette salinisation en fonction du déséquilibre entre Na et Ca+Mg, bien représenté par le SAR. Le risque de dégradation des sols est faible dans la mesure où la sodisation est progressive et la salinité alors suffisamment élevée pour assurer la stabilité structurale des sols (Sumner, 1993 ; Douaoui et al., 2004 ; Marlet et job, 2006).

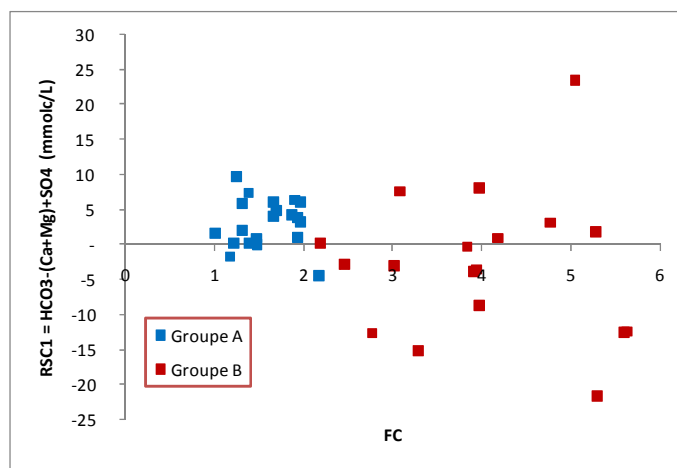


Figure IV. 16. Evolution du RSC1 des groupe A et B en fonction du facteur de concentration

Afin de s'assurer de la fiabilité de cette approche, nous avons simulé l'évaporation de deux types d'eau qui caractérisent l'évolution géochimique des eaux souterraines étudiées par PHREEQC V.2.18. L'eau E2 présente un signe d'alcalinité résiduelle positif ($RSC1 > 0$), l'eau E1 présente, à l'opposé du premier, un signe de RSC1 négatif ($RSC1 < 0$). Il est à noter que les eaux du type E2 caractérisent le groupe A, alors que ceux du type E1 caractérisent le groupe B. afin de voir l'évolution des eaux sous l'effet de l'évaporation, nous avons projeté les résultats des simulations de l'évaporation le digramme de RIVERSIDE (fig. IV.17). On distingue que les eaux du type E2 ($RSC1 > 0$) évoluent vers des classes plus dangereuses en passant de la meilleure classe existante dans les eaux souterraines du Bas-Chéiff (C3S1) vers une classe déconseillée pour l'irrigation (C5S4). Au contraire, les eaux du type E1 où, et surtout, leur salinité augmente et n'ont pas le SAR, évoluent vers les classes plus salées. Ces résultats sont semblables à ceux rapportés par la théorie du concept d'alcalinité résiduelle (Barbiéro et al., 2004b ; Marlet et Job, 2006). La dégradation physique des sols irrigués par les eaux du type E2 est bien montré par nos résultats (fig. IV.17), alors qu'elles sont plus diluées est souvent bien appréciées pour l'irrigation au Bas-Chéiff.

Enfin, et d'après ces résultats, nous pouvons dire que le signe d'alcalinité résiduelle, qui est un paramètre simple à déterminer, s'avère plus efficace pour déterminer l'aptitude d'une eau à l'irrigation et prédire les risques éventuels relatifs à son utilisation sur les sols. Ce critère, souvent négligé par les études, fera l'objet de notre prochain chapitre.

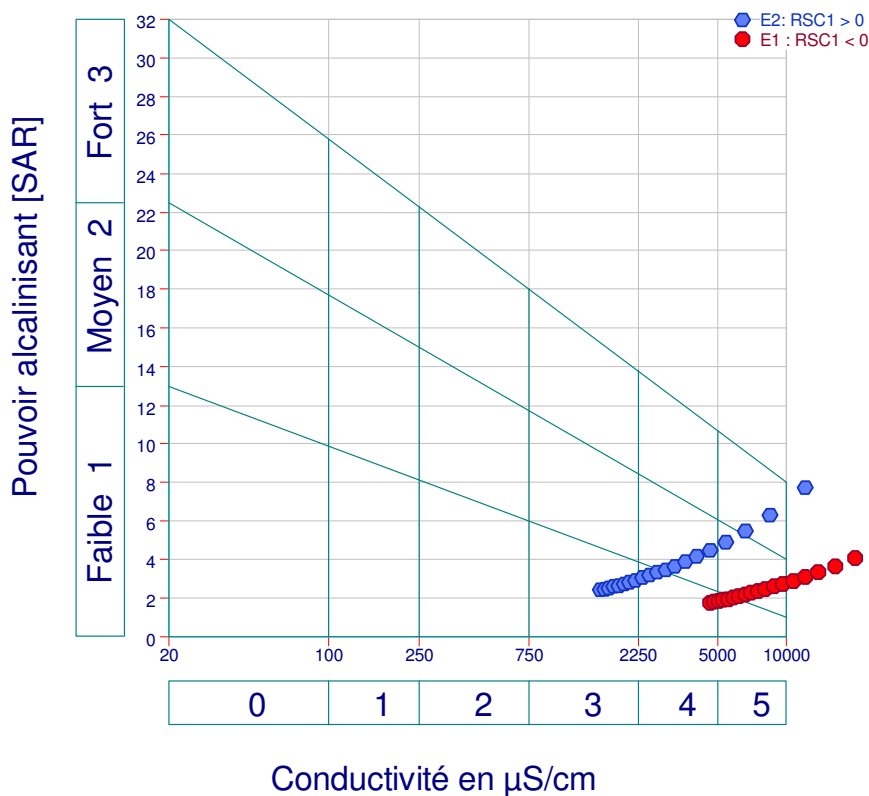


Figure IV.17. Projection des résultats de simulation d'évaporation de E1 et E2 sur le diagramme de RIVERSIDE.

IV.4. Conclusion

Au terme de ce travail, nous avons essayé d'étudier l'évolution de la qualité hydrogéochimique des eaux souterraines utilisées en irrigation dans la plaine du Bas-Chélif. Le recours à cette ressource est venu suite aux problèmes que connaît la région comme la sécheresse et la disponibilité des eaux superficielles.

Tout d'abord, l'utilisation de l'analyse en composante principale nous a permis de connaître l'origine de la salinité des eaux qui est liée surtout aux éléments majeurs excepté l'alcalinité carbonatée. Elle nous a permis aussi de subdiviser les eaux souterraines en deux groupes (A et B) suivant l'axe 1 qui représente la salinité. Le groupe B est marqué par une forte minéralisation comparé aux eaux du groupe A.

L'évolution géochimique des eaux souterraines est étudiée par l'analyse des diagrammes binaires des éléments chimiques majeurs de la salinité suivant un facteur de concentration déterminé à partir de l'ion chlorure. Cette analyse a montré que le groupe A

(moins chargée) précipite la calcite, dolomite et gypse. Cela implique que lors de la concentration de ces eaux, les éléments chimiques impliqués dans la formation de ces minéraux (Ca, Mg, SO₄ et HCO₃) seront enlevés de la solution. Ceci suggère que le sodium soit sous une forme plus libre et qui serait susceptible d'être échangé sur le complexe d'échange provoquant ainsi une alcalinisation voire une sodisation.

L'approche alcalinité résiduelle a fait ressortir deux types d'eaux dont l'impact sur la dégradation des sols est distinctif : le premier type (RSC1 > 0), à alcalinité toujours positive suite à la précipitation du gypse, marque également un risque de sodisation des sols. Dans le deuxième type (RSC1 < 0), le risque principal est la salinisation des sols qui, d'un autre côté, diminue le risque de salinisation même en présence d'un SAR élevé. Les eaux du premier type marquent les eaux diluées du groupe A alors que le deuxième type est la caractéristique principale du groupe B.

L'évaluation de l'aptitude des eaux souterraines à l'irrigation par le signe d'alcalinité résiduelle généralisée a montré une grande signification et confirme certaines critiques apportées aux critères d'évaluation d'une qualité d'une eau d'irrigation. Cela est bien montré par la simulation d'évaporation de deux types d'eau à un signe d'alcalinité résiduelle généralisée opposé.

Enfin, une étude expérimentale au laboratoire est établie dans le cadre de cette thèse pour suivre et prédire l'évolution géochimique et physique des sols irrigués par l'existence de différents types d'eau révélée par cette étude (chapitre V).

Partie B

Chapitre V

**Evolution géochimique des sols
irrigués par les eaux souterraines**

L'évolution géochimique des eaux souterraines de la plaine utilisées en irrigation a démontré que ces eaux sont départagées par rapport à leur signe alcalinité résiduelle calcite-Sépiolite-gypse (RSC1). Ce critère sera testé sur deux sols à texture différentes dans un cadre expérimental dans ce chapitre. Le but est de démontrer les effets de ces eaux sur le devenir salin et physique du sol irrigué d'une eau d'irrigation suivant un critère souvent négligé et qui est l'alcalinité résiduelle.

V.1. Introduction

La composition chimique des solutions naturelles dépend de trois principaux facteurs : la dissolution des minéraux primaires, l'évolution ou la dilution des solutions et la néoformation de minéraux secondaires par précipitation lors d'une évaporation (Zougari, 1999). De ce fait, si une eau est mise en contact avec des minéraux du sol, de nombreuses réactions chimiques se produisent tant à l'intérieur de la phase aqueuse qu'entre la solution du sol et les minéraux.

Au cours des dernières décennies, l'utilisation des eaux souterraines en irrigation est devenue monnaie courante dans la plaine du Bas-Chélif. L'utilisation des eaux souterraines de mauvaise qualité en irrigation peut avoir un impact sur la salinisation et la dégradation physique des sols. La plupart des eaux souterraines utilisées pour l'irrigation montrent généralement des compositions alcalines, où les carbonates (alcalinité carbonatées.) sont les espèces dominantes. Elle est définie comme étant la différence algébrique entre le cation de base forte et d'équivalents d'anions d'acides forts (Stumm et Morgan, 1970), et peut être exprimée comme suit: Alc. où () désigne la concentration totale dans $\text{mol}_c \cdot \text{l}^{-1}$. En outre, la plupart des eaux souterraines, montrent aussi une alcalinité résiduelle calcite-sépiolite-gypse positive ($\text{AR}_{\text{CSG}} > 0$) qui correspond à l'alcalinité de la solution après précipitation de calcite, sépiolite et le gypse $\text{AR}_{\text{CSG}} = \text{Alc.} - (\text{Ca} + \text{Mg}) + \text{SO}_4$, (Valles et al., 1991 ; Marlet et Job, 2006). Cependant, AR. a également été présentée comme un traceur conservateur de la solution du sol (Ribolzi et al., 1996; Barbiéro et al., 2001; Barbiero et al., 2004a), la concentration continue de ces eaux dans la zone racinaire du sol peut conduire à une sodicité (Van Beek et Van Breemen, 1973). En effet, lorsque nous avons une concentration de ce type d'eau dans le sol, la teneur en carbonate va continuer à croître en fonction de la concentration des solutions, le calcium précipite sous forme de calcite et de gypse ainsi que la magnésium sous forme de sépiolite (silicates), par

conséquent, le sodium et le SAR vont atteindre des valeurs élevées qui peuvent donner les propriétés néfastes au sol en place (Chevery, 1974; Barbeiro et al, 2004b ; Marlet et Job, 2006).

De nombreuses études font état des effets néfastes de la qualité de l'eau d'irrigation sur les propriétés physiques du sol en particulier la conductivité hydraulique du sol (Suarez et al., 2006). La plupart de ces études ont été réalisées au laboratoire en sur des sols remaniés dans les colonnes sous écoulement d'eau continu (conditions de saturation) (Suarez et al., 2006; McNeal et Coleman 1966; McNeal et al 1969). Elles se sont basées aussi sur la réponse de la composition chimique de la solution du sol expérimentée et sa réponse à la salinité. Toutefois, ces études, aussi visées, se sont contentées à déterminer l'aptitude de l'eau à l'irrigation en zones arides en se basant uniquement à la CE et le SAR de l'eau d'irrigation (Ayes et Wescot 1985; Suarez et al., 2006).

Les objectifs de ce travail sont : (i) simuler l'évolution de la solution des sols au contact d'une eau à alcalinité résiduelle qui caractérise les eaux souterraines de la plaine du Bas-Chélif, et (ii) élucider les menaces sur la dégradation physique des sols irrigués pour mieux préserver les aptitudes agronomiques de ces derniers.

V.2. Matériels et méthodes

V.2.1. Choix des eaux et des sols

Deux types de sols et deux types d'eau sont utilisés en expérimentation. Le premier sol est d'une texture équilibrée provenant d'une parcelle du périmètre de Ouarizane désignée par « S1 » ; le deuxième sol « S2 » est argileux provenant d'une parcelle de H'madna (tab. V.1). Les deux types d'eau (E1, E2) proviennent directement des forages utilisés habituellement en irrigation dans le périmètre irrigué du Bas-Chélif. Ce choix est basé essentiellement sur le signe d'alcalinité résiduelle qui caractérise ces eaux (Chapitre III):

(a). Des eaux caractérisées par une alcalinité calcite, sépiolite et gypse négative, elles sont à dominance chlorurée et sont représentées par l'eau « E1 »

$$E1 : AR-CSG = Alc. Carbonatées - (Ca+Mg) + SO_4^{2-} < 0 \text{ (mmolc.L}^{-1}\text{)} \quad (36)$$

(Voie neutre chlorurée).

(b). Des eaux caractérisées de précipiter la calcite, sépiolite et gypse donc à Alcalinité résiduelle calcite, sépiolite gypse positive (AR-CSG > 0). Elles sont représentées par l'eau « E2 » :

$$E2 : AR-CSG = Alc.Carbonatée - (Ca + Mg) + SO_4 > 0 \text{ (mmolc.L-1)} \quad (37)$$

(voie sulfatée)

Tableau V.1: Les paramètres chimiques des sols S1 et S2 utilisés en expérimentation.

Sol	Texture			pH	Solution du sol								Cations échangeables		
	A	L	S		CE	Cl	SO ₄	Alc.	Ca	Mg	Na	K	CaX	MgX	NaX
	%				dS/m	mmolc/L								Cmolc/kg	
S1	33,5	36,5	30	8,08	2,23	16	5,91	3	3	1	11,9	0,39	7,12	0,98	0,46
S2	57,8	33,4	8,8	8	1,76	12	4,16	3,14	8	8	1,2	0,47	10,67	1,47	0,69

Tableau V.2 : Les Paramètres chimiques des eaux E1 et E2 utilisées en expérimentation.

Eau	Na	Ca	Mg	K	Cl	SO ₄	Alc.	SiO ₂	pH	CE	SA R	RSC*	RSC1**
	mmolc. L ⁻¹											mmolc. L ⁻¹	
E1	10	12,24	20,32	0,09	31,54	4,13	6,75	0,12	6,99	4,1	2,53	-25,81	-21,68
E2	6,45	4,1	3,1	0,44	7,2	3,57	3,8	0,2	7,70	1,46	-3,4	0,17	3,40

*RSC (mmolc. L⁻¹) = Alc - (Ca + Mg)

**RSC1 (mmolc. L⁻¹) = Alc - (Ca + Mg) + SO₄

V.2.2. Description du dispositif expérimental

La distribution des sols sur des pots d'un diamètre de 5 cm et une hauteur de 12 cm, soit un volume d'environ 230 cm³ (fig. 1a). Ces pots ont été fabriqués à partir de morceaux de PVC dont la partie inférieure est obstruée par une toile. Ils sont remplis de 200 g de sol après avoir mis quelques grains de gravier au fond afin d'éviter le colmatage à la sortie (fig.2a). L'eau et le sol sont ramenés en équilibre avec chaque type de sol. Au départ, on apporte une quantité d'eau supérieure de 4 à 5 fois l'espace poral du sol disposé dans le pot. Après 24 heures de ressuyage, le sol est à sa capacité au champ ce qui est considéré comme un état initial. La différence entre le poids du pot après ressuyage et avant irrigation détermine la quantité d'eau nécessaire pour ramener le sol à sa capacité au champ. L'eau évaporée est mesurée par double pesée. Notre but ici est d'évaporer l'eau et d'apporter la même quantité perdue dans la journée. Une fois le pot est ramené à sa capacité au champ, c'est un facteur de concentration (FC). L'opération est réalisée tout en évitant le lessivage des sels. Après chaque facteur de concentration atteint, un pot est détruit pour que le sol soit analysé. On a retenu 15 facteurs de concentration qui sont suffisants pour caractériser les tendances évolutives des processus de salinisation. Chaque type d'eau irrigue 15 pots pour un même type de sol. Comme il y a deux essais, le nombre

de pots est de 30 par type d'eau et chaque type de sol. Enfin, un pot est rajouté pour l'état de mise en équilibre afin de pouvoir caractériser l'état initial juste après la mise en équilibre des eaux avec les sols. La figure 1b montre la disposition des pots dans le dispositif expérimental.

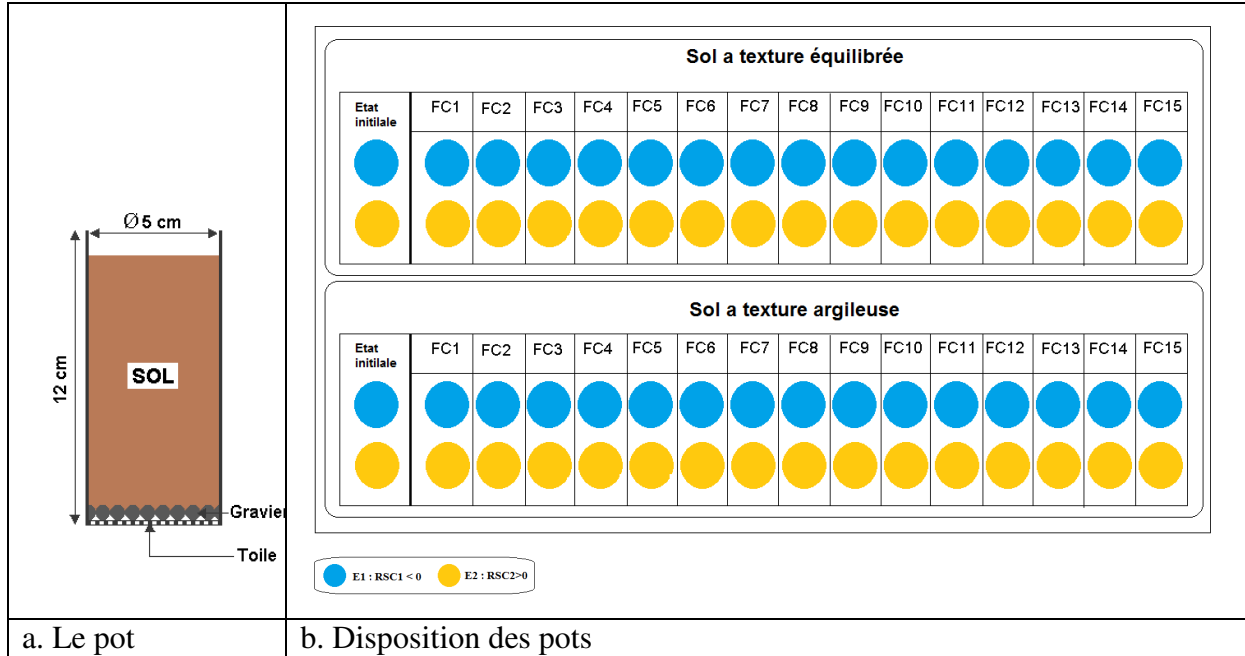


Fig. V.1. Dispositif expérimental

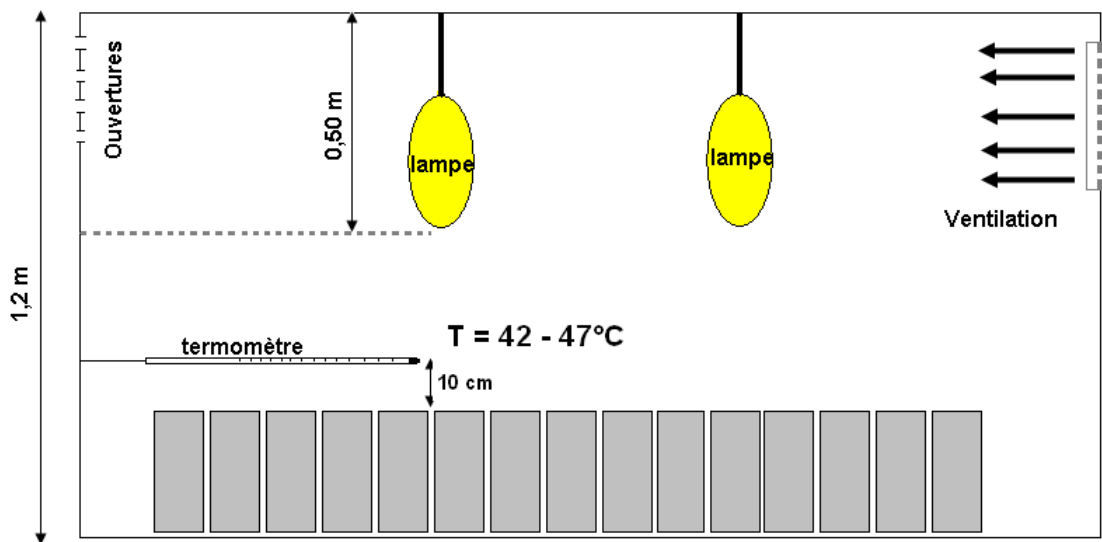


Fig. V.2 Schéma simplifié du dispositif d'évaporation accéléré

V.2.3. Protocole des analyses

Pour notre travail, nous avons réalisé deux suivis que nous avons jugé utile est complémentaire : un suivi des géochimique des sols irrigués et un suivi des propriétés structurales.

Après la récupération du sol du pot constituant un facteur de concentration, il est séché à l'air libre, une quantité est tamisée à 2mm pour procéder à la l'extraction de la solution de sol par procédé de la pâte saturée. Les agrégats sont utilisés pour le suivi de la stabilité structurale.

V.2.3.1. Préparation de la pâte saturée

Une quantité de sol de 120 g tamisé à 2 mm est placée dans un bécher de 500 ml de volume. On ajoute de l'eau distillée à la terre tout en remuant avec une spatule. Les volumes pédologiques utilisés varient d'un échantillon à l'autre de même que la nature des sols. De ce fait, les volumes d'eau utilisés pour obtenir la pâte saturée varient également d'un échantillon à l'autre (Baize, 1988). L'eau distillée est ajoutée à la terre jusqu'à saturation c'est-à-dire jusqu'à sa limite de liquidité d'Atteberg. On crée ainsi un rapport terre/eau variable selon la texture. Selon Pelven, (1955), à saturation la pâte brille à la lumière et glisse librement le long de la spatule. Ainsi faite, on laisse la préparation reposer librement à la température ambiante. Pour que les deux phases solide et liquide soient en équilibre, il faut attendre au moins 12 à 24 heures de temps. Au bout de cette période, la plupart des sels sont dissout (Mathieu et Pieltain, 2003).

L'extraction de la solution du sol est faite par centrifugation à 3000 tours/ minutes pendant 10 minutes. La solution ainsi récupérée est mise dans des bouteilles après l'avoir filtrée jusqu'à sa limpidité. La solution liquide récupérée est prête pour la mesure de la conductivité électrique et les analyses chimiques (cations et anions).

V.2.3.2. Les analyses chimiques

Par définition, la salinité désigne la concentration des sels présents dans la solution du sol. Ces sels sont représentés en grande partie par des cations et des anions. Pour notre travail, nous avons dosés les anions : Chlorures (Cl^-), les Carbonates (CO_3^{2-}), les Bicarbonates (HCO_3^-) et les sulfates (SO_4^{2-}), et les cations : Sodium (Na^+), Calcium (Ca^{++}) et le Magnésium (Mg^{++}).

A. Dosage des anions

Les anions ont été dosés au laboratoire de pédologie de la faculté des sciences agronomiques et biologiques de l'université de Chlef. Les ions Cl^- , CO_3^{2-} et HCO_3^- ont été déterminés par les méthodes tétrimétriques classiques décrites par Mathieu et Pieltain, (2003). L'ion SO_4^{2-} est dosé par spectrométrie ultra-violet selon la méthode Rodier, (1996). Les protocoles des analyses de anions sont présentés en annexe de ce mémoire.

B. Dosage des cations

Les cations ont été dosés au laboratoire régional de l'Institut National des Sols Irrigués et Drainés (INSID) à Relizane. Les cations Na^+ , K^+ , Ca^{++} et Mg^{++} sont dosés par spectrophotométrie d'absorption atomique. Le principe est de préparer une solution diluée de l'échantillon à analyser qui est absorbé puis vaporiser à l'aide d'une flamme. Chaque élément dosé lui est approprié une lampe spécialisée et une courbe d'étalonnage réalisée au moyen des solutions étalons selon l'élément dosé.

La figure V.3 illustre l'organigramme du protocole expérimental est les résultats qui seront obtenus et traités pour répondre aux objectifs recherchés dans ce chapitre

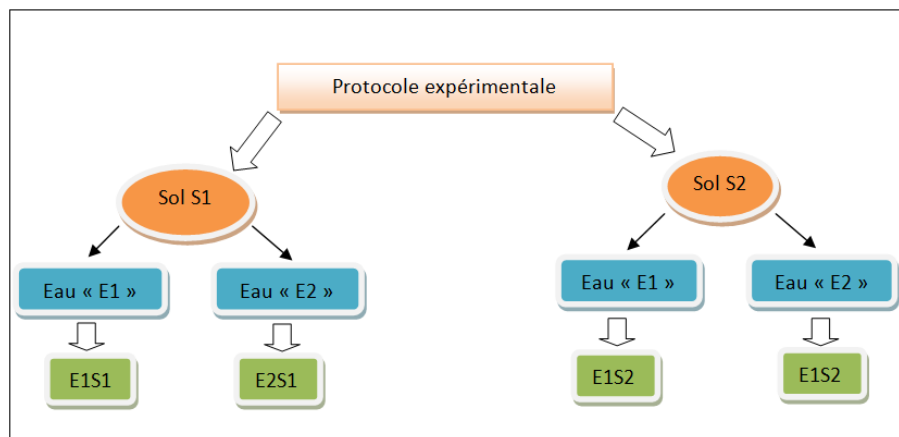


Figure V.3. L'organigramme du protocole expérimental

V.2.3.3. Le suivi de l'évolution structurale

Le suivi de l'évolution structurale est effectué sur les sols après un facteur de concentration donné. Ces facteurs sont : FC1, FC5, FC10 et FC15. La méthode choisie est celle mise au point par Le Bissonais en 1988 (Le Bissonais et Le Souder, 1995 ; Le Bissonais, 1996). Elle a pour objectif de donner une description du comportement des matériaux du sol soumis à l'action de la pluie et de séparer les différents mécanismes les uns des autres.

Dans la continuité de la méthode de Hénin et *al.*, (1958), cette méthode permet, d'une part, de bien contrôler la désagrégation et d'autre part, de limiter la réagrégation des particules durant le séchage (Le Bissonnais et al, 1995).

La méthode se réalise par trois principales phases et dont chacune reflète un aspect bien défini de l'effet de la pluie sur les agrégats. Nous avons réalisé un seul état, celui de l'humectation rapide par capillarité.

Les échantillons de départ sont constitués d'agrégats calibrés, de 3 à 5 mm, les agrégats doivent être dans les mêmes conditions (séchage à l'air, l'état hydrique et structural).

La désagrégation par l'éclatement total : ce traitement permet de tester le comportement de matériaux secs soumis à des humectations brutales, où on met les agrégats en contact avec l'eau distillée (immersion dans l'eau), ces agrégats seront par la suite tamisés dans l'éthanol, pour fixer l'état de désagrégation (fig.V.3)

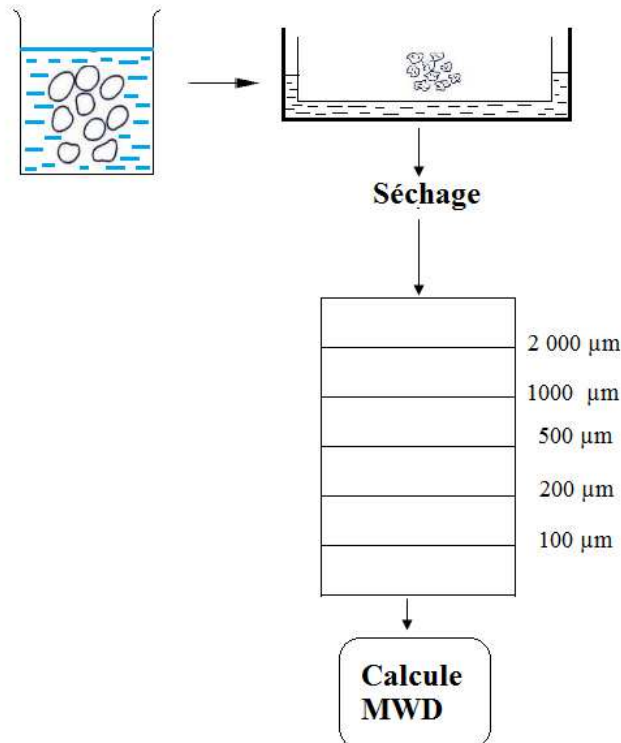


Fig. V.3. Schéma récapitulatif de la méthode de Le Bissonnais

Par la suite, on récupère le refus du tamis de 0,1 mm de diamètre qu'on fait sécher ensuite à 80 °C pour le faire passer finalement à travers une série de 5 tamis (2 mm, 1 mm, 0,5 mm, 0,2 mm, 0,1 mm). La fraction inférieure à 0,1 mm est déterminée par différence par rapport au poids total. Le sixième tamis de 50 µm n'a pas été utilisé ici.

L'expression des résultats des tests permet de calculer le diamètre moyen pondéré dénommé MWD (Mean Weight Diameter) pour chaque phase, tel que :

$$MWD = \frac{\sum_i^n P_i d_m}{P_t} \quad (38)$$

$$\text{Et : } d_m = \frac{d_i + d_{i+1}}{2} \quad (39)$$

Avec n : nombre de tamis.

P_i : poids sec de la fraction recueillie sur le tamis de diamètre de mailles d_i .

P_t : somme des poids secs.

d_{mi} : diamètre moyen des particules trouvées sur le tamis .

$d_{(i+1)}$: diamètre des mailles du tamis supérieur à d_i .

V.3. Résultats et discussions

V.3.1. Evolution de la solution des sols au contact des eaux E1 et E2

Les diagrammes de la concentration ionique, issus de l'analyse de la solution du sol, sont représentés par rapport aux chlorures (Cl⁻). L'ion chlorure est utilisé à la fois comme traceur et indicateur du facteur de concentration par rapport à l'eau de contact (fig. V.4).

Les évolutions géochimiques de Ca et Mg, relatives à la formation de calcite et de la sépiolite, sont représentées sur les figure 5a et 5b, qui montrent qu'il y a effectivement précipitation du calcium et du magnésium dans le cas des sols aux contacts avec l'eau E2 (RSC1>0). L'éloignement des points de la courbe d'équilibre est révélateur de la précipitation de ces deux éléments. Ce n'est pas le cas pour les sols aux contacts avec l'eau E1 (RSC1<0), ce qui signifie que ces deux éléments restent en solution. Les carbonates (fig. V.4d) suivent la même tendance que Ca et Mg dans le cas du traitement avec E2, ce qui confirme la précipitation des trois éléments (Ca, Mg et HCO₃) sous forme de calcite et de sépiolite dans le cas des sols.

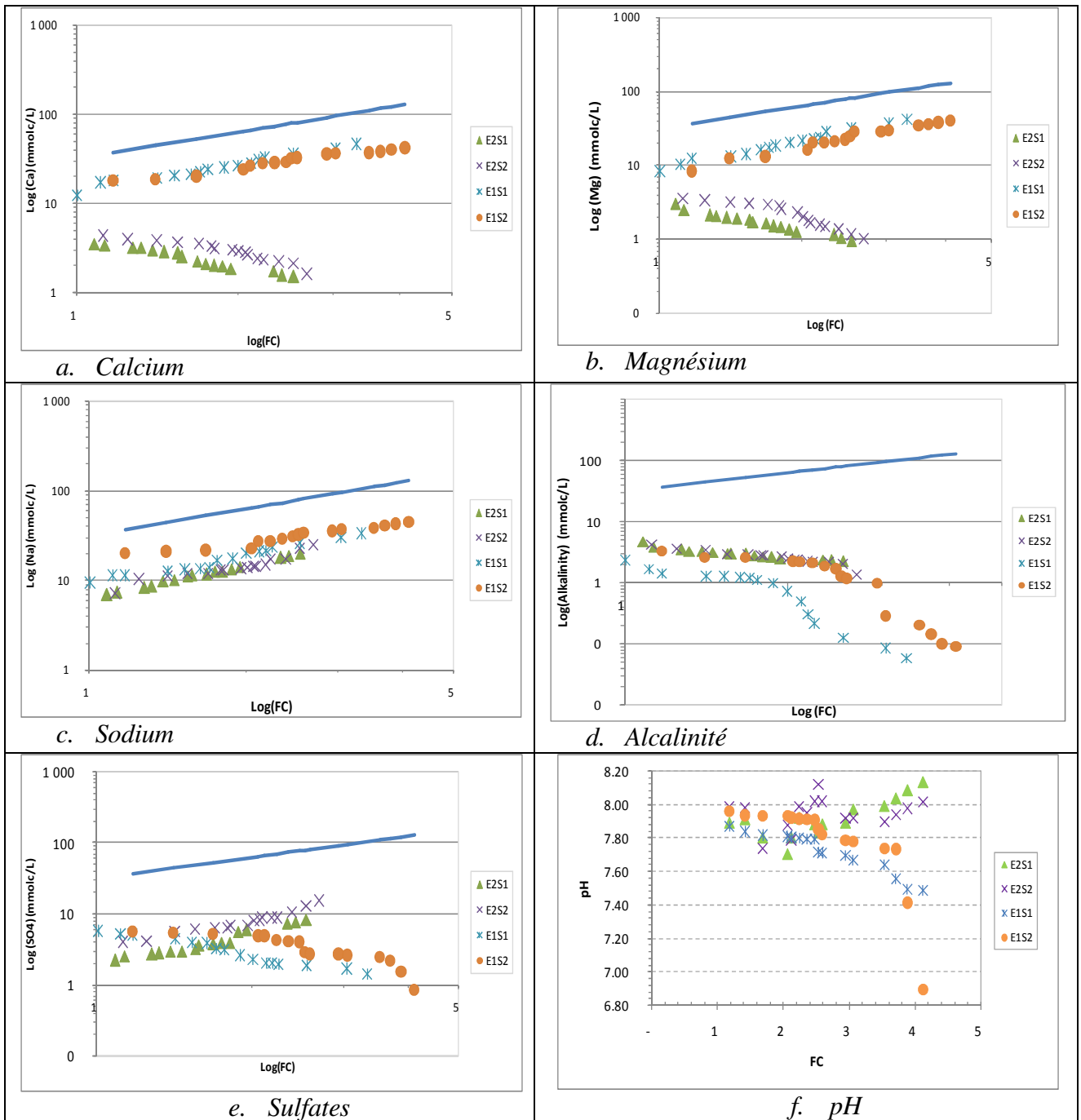


Figure V.4. Diagramme de concentration ionique des solutions des sols S1 et S2 au contact des eaux E1 et E2

Contrairement aux ions divalents (Ca et Mg), le Na présente un accroissement de molalité dans les deux traitements. La figure 6c illustre l'évolution du sodium, qui ne précipite pas et reste dans la solution du sol en particulier pour la texture argileuse (sol S2).

La figure V.4e illustre l'évolution des sulfates dans les solutions des sols traités par les deux types d'eau. On constate la diminution de la molalité des SO_4 dans le cas du

traitement E2, cela signifie la précipitation de cet élément dans ce cas. Si on se réfère aux fig.V.4a et fig.V.4d qui montrent la précipitation du calcium et des carbonates dans ce cas, on peut confirmer la précipitation des sulfates sous formes de gypse [$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$]. Le cas du traitement E1 est tout à fait le contraire ; dans ce cas, on assiste à une évolution sans qu'il ne se produise une précipitation des sulfates.

Enfin, la figure V.4f montre l'évolution du pH de la solution du sol en fonction des facteurs de concentration. La valeur du pH augmente dans le cas du traitement E2 alors que c'est le contraire avec le traitement E1. Cependant, dans le cas de E2, le pH augmente mais sans pour autant atteindre une alcalisation des sols qui diminue à son tour avec les la concentration et les pH restent inférieurs à 8,2 tout au long de l'expérimentation. Dans le cas de E1, la calcite et la sépiolite atteignent la saturation et précipitent au début del'expérimentation, le SAR n'augmente pas dans ce cas et il n'y a pas risque de sodicité ou d'alcalinité.

Pour les eaux à alcalinité résiduelle calcite, sépiolite gypse positive (E2 : $\text{RSC1} > 0$), l'analyse des diagrammes présentés montre un accroissement du sodium dans la solution du sol et une précipitation des ions Ca, Mg et SO_4 pour les deux texture traitées. Ces résultats rendent plausible l'hypothèse de l'adsorption du sodium, et de la désorption du calcium et du magnésium pour neutraliser l'alcalinité au travers de la précipitation de la calcite et de la sépiolite et le gypse (Cheverry, 1974 ; Prasad et al., 2001 ; Marlet et Job, 2006). Ces évolutions sont caractéristiques de la voie sulfatée de la salinisation (alcalinisation) et une sodisation par la suite (Marlet et Job, 2006). Contrairement à ce type d'eau, les eaux à facies chlorurés et qui ne précipitent aucun des minéraux cités, l'évolution du sodium est conjointement avec les cations divalent (Ca et Mg), ce qui peut induire à une augmentation faible du SAR dans ce cas contrairement au cas précédent (E2).

La figure V.5 qui représente l'évolution du SAR en fonction du facteur de concentration montre que le SAR des sols irrigués par E2 augmente plus vite qu'avec les sols irrigués avec E1 en particulier pour la texture argileuse (S2). Au contraire SAR, la salinité des solutions des sols (CE) enregistre une augmentation spectaculaire dans le cas du traitement E1, alors qu'elle évolue de peu dans le cas du traitement E1 (fig. V.6).

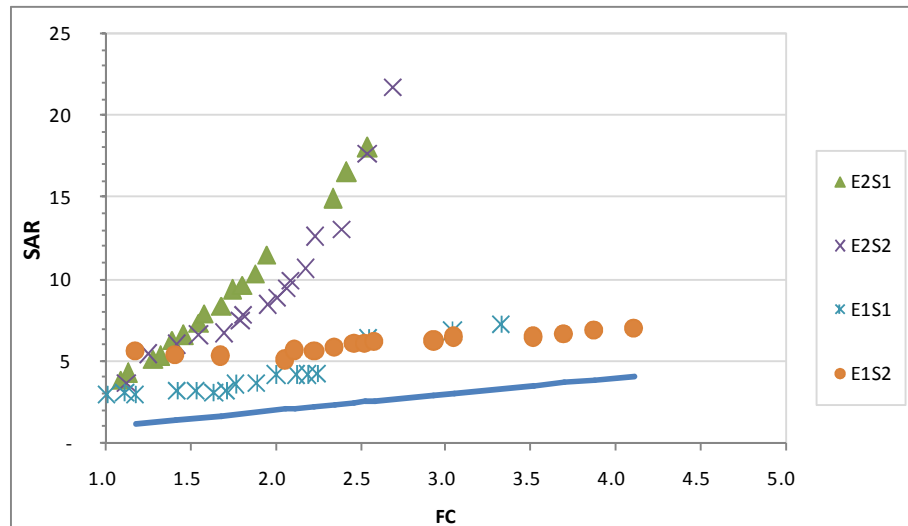


Figure V.5. Evolution du SAR des sols S1 et S2 au contact avec les eaux E1 et E2 en fonction du facteur de concentration.

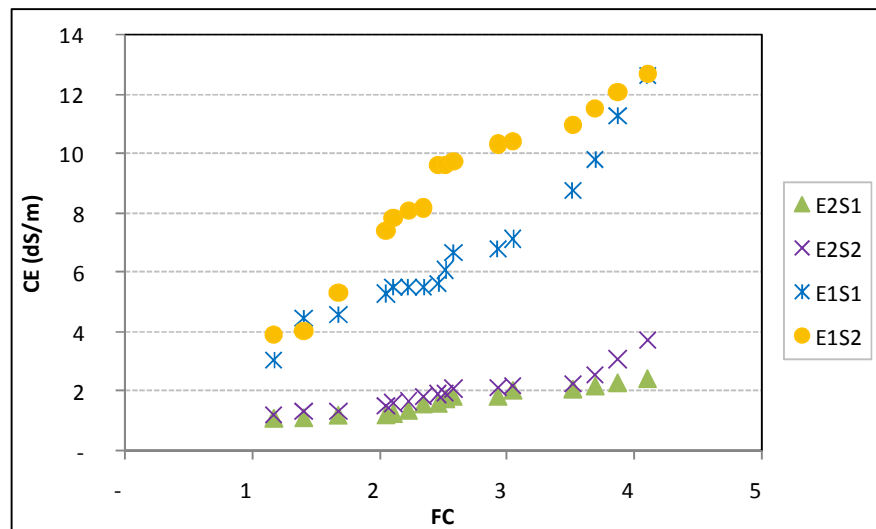


Figure V.6. Evolution de la CE des sols S1 et S2 au contact avec les eaux E1 et E2 en fonction du facteur de concentration.

En général, l'évaluation du risque de sodicité et d'alcalinité d'une eau d'irrigation est estimée par le SAR. Ce paramètre, introduit par Richards (1954), est souvent critiqué d'une part, par son calcul qui se fait par des concentrations statiques, ce qui ne prend pas en compte l'évolution géochimique de l'eau (Cheverry, 1974 ; Barbiéro et al., 2004b) et d'autres parts, son évaluation est faite sur les eaux d'Amérique du Nord uniquement qui présentaient des signes d'alcalinité résiduelle négative, ce qui n'est pas le cas des régions semi-arides et arides où l'alcalinité résiduelle pourrait être positive (Barbiéro et al., 2004b). Le calcul du SAR ajusté au lieu du SAR (Suarez, 1981) a également été utilisé dans le but de tenir compte de l'effet des carbonates par la formule théorique pHc

$$SAR_{aj} = SAR [1 + 8,4 - pHc] \quad (40)$$

Où pHc correspond à la valeur du pH que doit avoir l'eau pour dissoudre les carbonates de calcium (Suarez, 1981 ; Ayers et Wescot, 1988). L'approche considère que la solution est en équilibre avec la calcite alors que la formation de ce minéral peut continuer si, toutes fois, la molalité des carbonates reste importante. Ce qui fait qu'il ne prend pas en compte la manière d'évolution au cours du processus de concentration et le risque de sodicité reste sous-estimée en utilisant cet indicateur dans les cas où les solutions évoluent vers la voie alcaline (Barbiéro et al., 2004a ; Barbiéro et al., 2004b)

L'effet de l'eau à évolution sulfatée a conduit à une évolution vers la voie saline alcaline des deux types de sol, avec toutefois une évolution plus marquée pour le sol argileux, où le SAR a atteint de fortes valeurs. Cela peut s'expliquer par la CEC élevée des sols argileux, qui ont la capacité de retenir plus de cations, notamment le sodium (Cheverry, 1974).

L'accroissement du SAR, en particulier pour les sols argileux, n'est pas sans conséquences sur la dégradation physique des sols. En effet, l'évolution de l'état structural des sols traités par chaque type d'eau a été suivie en mesurant la stabilité structurale. Le test d'humectation rapide, selon la méthode de Le Bissonnais (1995), a été retenu pour réaliser le suivi sur les pots à facteurs de concentration 1, 5, 10 et 15, en plus de la mesure de l'état initial du sol (sans traitement). Cette dernière mesure est réalisée dans le but de comparer l'état final à l'état initial.

L'eau à alcalinité résiduelle calcite, sépiolite, gypse positive (Type E2) a un effet destructif sur les deux textures traitées, ceci est d'autant plus visible que le facteur de concentration augmente. Ce type d'eau a un effet beaucoup plus dégradant pour les sols à texture argileuse, ce qui montre une stabilité structurale plus faible aux facteurs de concentrations élevés, et ce, malgré une meilleure stabilité structurale de ce type de sol à l'état initial (fig.7a). Par contre, les eaux de type E1 ne sont pas aussi destructif que les eaux du type E2. Le risque principal dans le cas E1 est celui d'une salinisation des sols et le critère déterminant est leur conductivité électrique. La sodisation accompagne généralement cette salinisation en fonction du déséquilibre entre Na et Ca+Mg, bien représenté par le SAR ; mais le risque de dégradation des sols est faible dans la mesure où

la sodisation est progressive et la salinité alors suffisamment élevée pour assurer la stabilité structurale des sols (Sumner, 1993 ; Marlet et Job, 2006). Cependant, le risque de plasmolyse des plantes cultivées est prépondérant du fait du déséquilibre de concentration provoqué par la concentration de la solution du sol très élevées qui provoque l'osmose inverse.

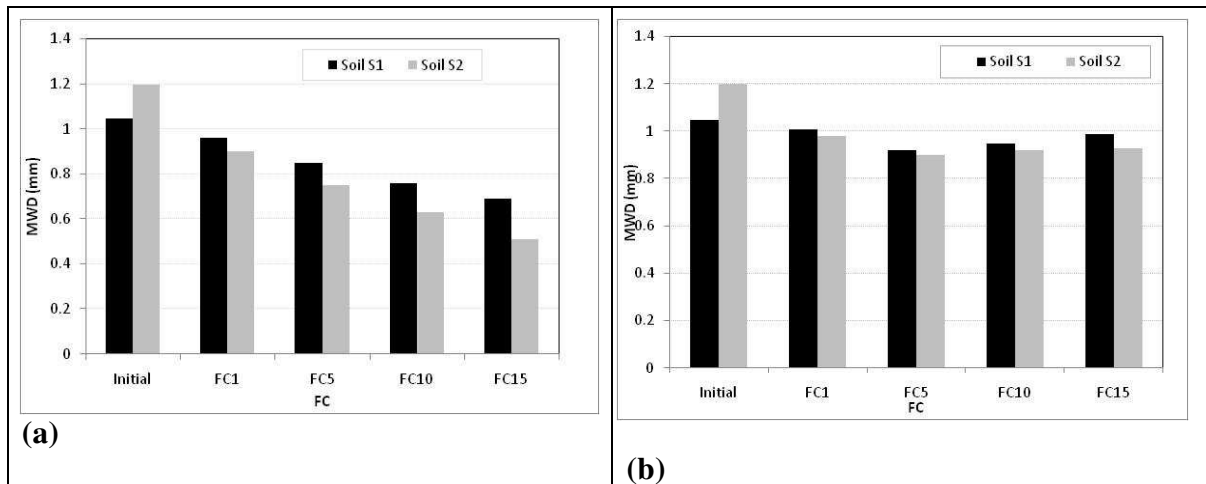


Figure V.7. Evolution du diamètre moyen pondérale en fonction des facteurs de concentration : (a) traitement E2, (b) traitement E1.

Cependant, le graphique obtenu entre le SAR des solutions du sol et les indices d'instabilité (IS) confirme ces résultats. En effet, la figure V.8 que les indices d'instabilité IS diminuent quand le SAR de la solution du sol augmente dans le cas du traitement avec E2 et en particulier pour le sol argileux (S2). Par contre, l'indice IS ne diminue pas pour le traitement avec E1.

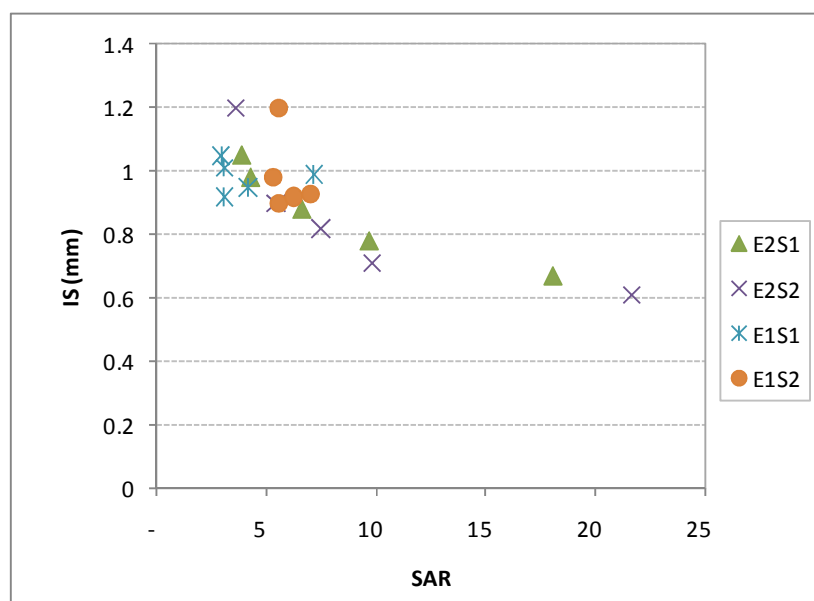


Figure V.8. Relation entre le SAR et l'indice d'instabilité structurale IS

Dans le cas du traitement avec E2 ; l'épuisement du calcium qui précipitent sous forme de calcite et de gypse suivi par la précipitation du Mg sous forme de sépiolite ou magnésite affectent les phénomènes d'échange cationiques du complexe adsorbant en le saturant de plus en plus par le Na, ce qui provoque une sodisation des sols et par conséquent une augmentation du SAR et une dégradation structurale exprimée ici par des faibles valeur de stabilité.

Dans le cas d'irrigation avec E1, la quantité des carbonates apportés par l'eau précipite dans le sol sous forme de carbonates de Ca et Mg ; l'excès de Ca +Mg reste libre dans la solution. Au fur et à mesure, que le HCO_3^- apporté continue sa précipitation le Ca et le Mg restent libres car il n'y a pas suffisamment de HCO_3^- pour les faire précipiter.

V.4. Conclusion

Au terme de ce travail, nous avons essayé d'évaluer la qualité des eaux souterraines utilisées en irrigation dans la plaine du Bas-Chéliff et évaluer par la suite les menaces de ces eaux sur les sols et la soutenabilité de l'agriculture irriguée de la région. Le recours à cette ressource est venu suite aux problèmes que vit la région comme la sécheresse et la disponibilité des eaux superficielles.

L'évaluation de la qualité de ces eaux par des méthodes classiques a révélé que ces eaux sont d'une salinité très élevée et normalement inutilisable pour l'irrigation. L'approche alcalinité résiduelle souligne deux types d'eaux dont l'impact sur la dégradation des sols est distinctif. Le premier type avec une alcalinité positive suite à la précipitation du gypse ($\text{RSC1} > 0$) marque un risque de sodisation des sols. Pour le deuxième type d'eau ($\text{RSC1} < 0$), le risque principal est la salinisation des sols qui, d'un autre côté, diminue le risque de dégradation physique des sols, et, d'un autre côté, le phénomène d'osmose inverse des plantes cultivées peut se manifester.

Les résultats obtenus par le dispositif expérimental réalisé au cours cette étude montrent que la concentration d'une eau du type E2 ($\text{RSC1} > 0$) provoque une augmentation du SAR, à la fois dans les sols à texture équilibrée ou argileuse, alors qu'elles ne montrent pas de risque de sodisation selon les méthodes de classification classiques (telle que celle de Richards (1954)). L'alcalinité résiduelle (RSC) constitue un indicateur de la qualité des

eaux souterraines d'irrigation, alors que le SAR peut ne pas l'être dans certains cas particuliers, c'est-à-dire lorsque le signe du RSC est positif.

Enfin, les menaces des eaux souterraines utilisées en irrigation sur les sols sont imputables dans la plaine du Bas-Chéiff. Les aptitudes agronomiques des sols se trouvent menacées, ce qui peut être un facteur déterminant sur la subsistance de l'agriculture dans la plaine.

Conclusion générale

Conclusion générale

La question abordée dans le cadre de cette thèse, à savoir l'évolution de la qualité géochimique des eaux souterraines utilisées en irrigation et son impact sur la salinisation des sols dans la plaine du Bas-Chélif, est complexe à plusieurs niveaux. Afin d'y répondre, nous avons mené notre étude sur plusieurs volets.

Tout d'abord, la littérature a montré que l'utilisation des eaux souterraines en irrigation s'est intensifiée au cours de 50 dernières années (Bouarfa et Kuper, 2012). Ce développement, considéré comme «*la révolution silencieuse*», a été initié par des modestes agriculteurs en Californie (USA), l'Asie du Sud et de la Chine et plus récemment en Afrique du Nord (Hammani et al, 2009 ; Amichi et al, 2012). Aussi, l'irrigation par les eaux souterraines est principalement due aux problèmes d'augmentation de la demande en eau, la sécheresse et la dégradation des réseaux collectifs de distribution qui caractérisent ces régions (Siebert et al, 2005; Bouarfa et Kuper, 2012). Si ces pratiques sont souvent considérées comme un moyen efficace d'accroître la productivité et de lutter contre la pauvreté en milieu rural (Shah, 1993; Llamas et Martinez-Santos, 2005; Amichi 2102), elles présentent, néanmoins, une menace pour la substitution de l'agriculture dans ces régions (Margat, 2011).

Les causes de cette révolution silencieuse sont toutes réunies au Bas-Chélif. D'abord par la situation de la plaine au nord-ouest de l'Algérie qui lui offre un faible apport pluviométrique annuel avec des irrégularités dans le temps et dans l'espace. Ajoutée à ceci, les difficultés à l'accès à l'eau suite à la détérioration du réseau collectif de distribution des eaux d'irrigation qui ont contraint les agriculteurs à intensifier l'utilisation des eaux de nappe (Bradaï et al., 2012). Des études récentes ont affirmé que l'extension de la salinité des sols est due principalement à l'utilisation des eaux souterraines de qualité médiocre en absence du drainage (Douaoui et Hartani, 2008 ; Douaoui et Lipinard, 2010, Hartani et al., 2012).

La salinité d'une eau d'irrigation est souvent le critère le plus apprécié pour évaluer son danger sur le sol et les plantes irrigués. La distribution des fréquences des classes de la CE des eaux souterraines a montré la présence de la classe C4 (risque très élevé), classe C3 (risque élevé) et la classe C5 (déconseillé pour l'irrigation). Les classes C1 et C2 (faible et moyen risque) sont inexistantes dans les eaux souterraines d'irrigation du Bas-Chélif.

Cependant, plus de la moitié des forages analysés (51,1%) ont une $CE > 3$ dS/m qui est la valeur maximale admissible pour la plupart des cultures (Ayers et Wescot 1988). L'utilisation de ces eaux salines pour l'irrigation peut engendrer de sérieux endommagements sur les sols et les rendements des cultures dans la zone d'étude.

La répartition spatiale de la salinité des eaux s'est avérée plus que nécessaire. Dans un but d'améliorer l'estimation, le krigeage d'indicatrices (KI) a été employé et comparé au krigeage ordinaire (KO) qui est habituellement employé en cartographie. La répartition spatiale des classes de la salinité des eaux souterraines estimées par les deux types krigeage (KI et KO) a montré des répartitions presque semblables avec plus de détails pour celle réalisée avec KI. En effet, la prédiction obtenue par KO a révélé des sous-estimations élevées pour les valeurs des classes élevées qui présentent un grand danger. La grande surface de la classe de la $CE > 5$ dS/m, obtenue suite à l'utilisation du KI dans l'estimation, nous a poussé à affirmer que les sous-estimations de ce type de krigeage (KI) sont moins importantes, ce qui a donné une meilleure qualité dans la précision du risque des eaux souterraines à haute salinité. Au final, la précision de la carte de salinité des eaux souterraines qui sont potentiellement utilisées en irrigation peut-être un moyen efficace pour la gestion de cette ressource. Les aménagements tels que : les doses de lessivage, installation de nouveau réseau de drainage, tolérances des cultures à la salinité des eaux d'irrigation peuvent se faire à la base d'une carte de salinité des eaux établie avec précision.

L'acquisition de la salinité des eaux souterraines a été aussi étudiée dans le cadre de cette étude. L'utilisation de l'analyse en composantes principales a permis de connaître l'origine de la salinité des eaux qui est liée surtout aux éléments majeurs (Axe 1) excepté l'alcalinité carbonatée et le pH qui s'opposent à cette salinité (Axe 2). Elle a permis aussi de subdiviser les eaux souterraines en deux groupes suivant l'Axe 1: le groupe A est marqué par des eaux de faible minéralisation ; le groupe B est caractérisé par une forte minéralisation.

L'évolution géochimique des eaux souterraines a été étudiée par l'analyse des diagrammes binaires des éléments chimiques majeurs de la salinité suivant un facteur de concentration déterminé à partir de l'ion chlorure. Cette analyse a montré que les eaux du groupe A (moins chargées) précipitent de la calcite, dolomite et gypse. Cela implique que lors de la concentration de ces eaux, les éléments chimiques impliqués dans la formation de ces

minéraux (Ca, Mg, SO₄ et HCO₃) seront enlevés de la solution. Cette analyse a été confirmée par les fortes corrélations et les coefficients de déterminations effectuées entre l'indice de saturation et les éléments impliqués dans la formation du même minéral. Ce résultat a suggéré que le sodium soit sous une forme plus libre dans ces eaux et serait susceptible d'être échangé sur le complexe d'échange provoquant ainsi une alcalinisation voire une sodisation. Ce dernier cas de figure est absent pour les eaux formant l'autre groupe (groupe B). En effet, la présence de cations divalents en excès fait que le sodium n'est pas adsorbé sur le complexe d'échange des argiles, il reste surtout dans la solution et participe ainsi à l'augmentation de la minéralisation de ces eaux.

L'approche alcalinité résiduelle a fait ressortir deux types d'eaux dont l'impact sur la dégradation des sols est distinctif : le premier type (RSC1 > 0), à alcalinité toujours positive suite à la précipitation du gypse, marque également un risque de sodisation des sols. Dans le deuxième type (RSC1 < 0), le risque principal est la salinisation des sols qui, d'un autre côté, diminue le risque de salinisation même en présence d'un SAR élevé. Les eaux du premier type marquent les eaux diluées du groupe A alors que le deuxième type est la caractéristique principale du groupe B. Cette évaluation de l'aptitude des eaux souterraines à l'irrigation basée sur le signe d'alcalinité résiduelle généralisée a montré une grande signification et confirme certaines critiques apportées aux critères d'évaluation d'une qualité d'une eau d'irrigation. Cela est bien montré par la simulation d'évaporation de deux types d'eau à un signe d'alcalinité résiduelle généralisée opposé où nous avons constaté que les eaux du type E2 (RSC1 > 0) présentaient un grand danger à comparer aux eaux du type E1 (RSC1 < 0). Ce danger aurait des conséquences directes sur l'état physique du sol irrigué qui est bien montré sur son évolution sur le diagramme de RIVERSIDE.

Afin de tester le critère relatif au signe d'alcalinité résiduelle généralisé pour évaluer l'aptitude d'une eau à l'irrigation, un dispositif a été mis en place au laboratoire. Ce dispositif est constitué d'un ensemble de pots fabriqués à partir de tubes PVC de 5 cm de diamètre. Une distribution de deux types de sols l'un de texture équilibrée et l'autre de texture argileuse. Deux types d'eaux sont ensuite utilisés pour l'irrigation. Ces eaux se différencient du signe d'alcalinité résiduelle relative à la précipitation de la calcite, sépiolite et gypse (RSC1) marquant les eaux souterraines du Bas-Chélif et elles sont choisies indépendamment de la salinité : E1 avec un RSC1 < 0 et E2 avec un RSC1 > 0.

Les résultats obtenus par le dispositif expérimental réalisé au cours cette étude ont montré que la concentration d'une eau du type E2 ($RSC1 > 0$) relative à la précipitation de la Calcite, Sépiolite et Gypse provoqueraient une augmentation du SAR, à la fois dans les sols à texture équilibrée ou argileuse, alors qu'elles ne montrent pas de risque de sodisation selon les méthodes de classification classiques (telle que celle de Richards (1954)). Elle provoquerait aussi une augmentation du pH sans pour autant atteindre le niveau d'alcalinisation ($pH < 8,3$). Cet effet sur les sols irrigués a été bien illustré par l'indice d'instabilité structurale qui diminuait en fonction de la concentration des eaux de type E2 dans le sol. Au contraire, les eaux de type E1 ($RSC1 < 0$) n'ont pas provoqué une augmentation du SAR ou du pH et elles n'ont pas été destructibles pour les sols des deux textures irrigués. Cela a impliqué que lors de la concentration des eaux de type E2, la précipitation des éléments divalents (Ca et Mg) ont accompagné les ions SO_4 et HCO_3 dans la précipitation pour former la Calcite, Sépiolite et le Gypse. Le sodium restait en état libre pour augmenter le SAR et se fixait sur le complexe d'échange provoquant ainsi une dispersion physicochimique des argiles. A l'opposé, le traitement des sols avec les eaux de type E1 ($RSC1 < 0$) où il y avait plus de cations divalents (Ca et Mg) dans la solution du fait que ces eaux ne précipitent pas de Calcite, de Sépiolite et de Gypse. Le SAR, dans ce cas, n'augmente pas car il y a suffisamment de calcium et de magnésium dans la solution autant ou plus que le sodium.

Enfin, à travers ce travail et les résultats obtenus, nous pouvons dire que l'alcalinité résiduelle (RSC) constitue un indicateur de la qualité des eaux souterraines d'irrigation, alors que le SAR peut ne pas l'être dans certains cas particuliers, c'est-à-dire lorsque le signe du RSC est positif.

Recommandations et perspectives

- La dilution des eaux souterraines par des eaux superficielles plus diluées avant les pratiques d'irrigation. Ceci n'est évident possible qu'après un recours à une modélisation hydrogéochimique pour éliminer la précipitation de sels à bases de cations divalents (équilibre minérale-solution) qui augmente le SAR dans le cas d'une évaporation. Ce mode de gestion pourrait être un objectif d'une étude.
- Accompagner l'accès à l'eau souterraine (au lieu de l'interdire) qui reste la source d'eau la plus utilisée et correspond mieux aux attentes des agriculteurs et à moindre coût comparativement aux eaux superficielles. Ce point de vue est assez défendu par Shah (2011) en Inde (*Taming the anarchy: Groundwater governance in South Asia*) qui préconise une réglementation indirecte de l'accès à l'eau souterraine au lieu de l'interdire par des lois, souvent non efficaces. Il propose notamment d'agir sur les prix de l'énergie pour éviter une surexploitation de la ressource.

Cet accompagnement doit être technique plutôt que social par :

- a- une bonne gestion des quantités d'eaux pompées par une bonne gestion de l'eau à la parcelle (dose réelle d'irrigation) pour lutter contre le rabattement de la nappe qui est souvent source de minéralisation
- b- le drainage et les doses de lessivages car les agriculteurs négligent souvent l'effet de drainage pour améliorer les sols salés
- c- agir sur des amendements de l'état structural des sols conjointement avec le drainage et les doses de lessivage pour évacuer les sels en dehors de la zone racinaire des plantes

Enfin, il faut dire qu'un débat très riche existe sur cette question (accompagnement technique de gestion des forages d'irrigation), et d'après nos résultats, on peut le lancer au niveau algérien notamment pour une gestion durable des eaux souterraines et plus préservative de la durabilité de l'agriculture irriguée dans les grandes plaines d'Algérie à l'instar du Bas-Chélif.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

- Abderamane H, Razack M, Vassolo S (2012)** Hydrogeochemical and isotopic characterization of the groundwater in the ChariBaguirmi depression Republic of Tchad. *Environ Earth Sci* 69(7):2337–2350.
- ABH-CZ., (2004).** Cadastre Hydraulique du Bassin hydrographique du Cheliff- Aval du barrage de Boughzoul : Deuxième Partie : Bas-Chélif et Mina. 52 P.
- Adhikary P.P., Dash C.J., Bej R., Chandrasekharan H. 52011).** “Indicator and probability kriging methods for delineating Cu, Fe, and Mn contamination in groundwater of Najafgarh Block, Delhi, India”. *Environmental Monitoring and Assessment*,176:663–76.
- Agassi M., Morin J., Shenberg I., (1985).** Effect on raindrop impact energy and water salinity on infiltration rates of sodic soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49, 186-190.
- Akin H., Siemes H. (1988).** “Practical geostatistics: A primer for the mining and geosciences”. Springer, Berlin (in Deutsch)
- Al Droubi A., (1976).** Géochimie des sels et des solutions concentrées par évaporation. Modèle thermodynamique de simulation. Application aux sols salés du Tchad. PhD Thesis, University of Strasbourg.
- Al Droubi, A., Fritz, B., Gac, J.-Y., Tardy, Y., (1980).** Generalized residual alkalinity concept; application to prediction of the chemical evolution of natural waters by evaporation. *American Journal of Science* 280, 560–572.
- Alam, M.M., Bhutta, M.N., (2004).** Comparative evaluation of canal seepage investigation techniques. *Agric. Water Manage.* 66, 65-76.
- Amichi H., Bazin G., Chehat F., Ducourtieux O., Fusilier J.L., Hartani T., et al., (2011).** Enjeux de la recomposition des exploitations agricoles collectives des grands périmètres irrigués en Algérie : Le cas du Bas-Cheliff. *Cahiers Agricultures* 20 :150-156. doi:10.1684/agr.2010.0459
- Amichi H., Bouarfa S., Kuper M., Ducourtieux O., Imache A. Fusilier J. L, Bazin G., Hartani T., Chehat F.(2012).** How does unequal access to groundwater contribute to marginalization of small farmers? the case of public lands in Algeria. *Irrigation and Drainage* **DOI:** 10.1002/ird.1660
- Ammary B. (2007).** Etude géochimique et isotopique des principaux aquifères du bassin Crétacé d’Errachidia et de la plaine de Tafilalet, Thèse doctorat, Université Mohammed V _ Rabat. 134p.
- Antunes I., and Albuquerque M. (2013).** “Using indicator kriging for the evaluation of arsenic potential contamination in an abandoned mining area (Portugal)”. *Science of Total Environment*, 442:545–52.
- Appelo CAJ, Postma D. (1993).** *Geochemistry, Groundwater and Pollution.* A.A. Balkema: Rotterdam, Netherlands.
- Arslan H. (2012).** “Spatial and temporal mapping of groundwater salinity using ordinary kriging and indicator kriging: The case of Bafra Plain, Turkey”. *Agricultural Water Management* 113: 57–63
- Assaf H., and Saadeh M. (2009).** “Geostatistical assessment of groundwater nitrate contamination with reflection on DRASTIC vulnerability assessment: the case of the Upper Litani Basin, Lebanon”. *Water Resour. Manage.*, 23:775–96
- Ayers R.S et Westcot D.W, (1988) :** La qualité de l’eau en irrigation. *Bulletin de la FAO d’irrigation et de drainage.* 29Rég. 1, 165p.
- Babcok K. L., (1963).** *Theory of chemical properties of soil colloidal systems equilibrium.* Hilgardia n°11, Univ. California (USA); pages NC.
- Baize D., (1988).** *Guide des analyses courantes en pédologie. Choix – Expression –Présentation - Interprétation.* Ed. INRA - Paris, 172P.
- Banque africaine de développement, (2011).** Usage agricole des eaux souterraines et initiatives de gestion au Maghreb : Défis et opportunités pour un usage durable des aquifères. Note économique. AfDB BAFT.

- Barbiéro L. (1995)** : Les sols alcalinisés sur socle dans la vallée du fleuve Niger. Origine de l'alcalinisation et évolution des sols sous irrigation. Travaux et Documents Microfichés Orstom 138, 209 pp.
- Barbiéro L. et Valles V. (1992)**. Aspects géochimiques de l'alcalinisation des sols dans la vallée du Dallol Bosso (République du Niger). Cah. Orstom, sér. Pédol., vol. XXVII, no 2, 1992 : 143-152.
- Barbiéro L., Ould Mohamedou A., Laperrousaz C., Furian S., Cunnac, S. (2004a)** Polyphasic origin of salinity in the Senegal delta and middle valley. *Catena* 58, 101–124.
- Barbiéro L., Vallès V. et Cheverry C. (2004b)**. Reply to J.W. Van Hoorn "Some observations with respect to sodicity hazard of irrigation waters". Letter to the Editor / *Agricultural Water Management* 68 : 177–184.
- Barbiéro L., Valles V. et Régeard A., (1995)** : Contribution de la fluorine au contrôle géochimique du calcium sur un bas fond sahélien du Niger. Conséquences pour une estimation quantitative de l'évolution des sols. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 321, série II, pp. 1147–1154.
- Barbiero L., Van Vliet Lanoe B., (1998)**. The alkaline soils of the Niger valley. Origins, formation and present evolution. *Geoderma*, 84 (4), 323-343.
- Barbiero, L., Valles, V., Regeard, A., Cheverry, C., (2001)**. Residual alkalinity as tracer to estimate the changes induced by forage cultivation in a non-saline irrigated sodic soil. *Agricultural Water Management* 50, 229 – 241.
- Bekkar Y., Kuper M., Errahj M., Faysse N., Gafsi M., (2009)**. On the difficulty of managing an invisible resource: Farmers' strategies and perceptions of groundwater use, field evidence from Morocco. *Irrigation and Drainage* 58 : 252-63.
- Belkhir L., Mouni L. (2012)** Hydrochemical analysis and evaluation of groundwater quality in El Eulma area, Algeria. *Applied Water Science Journal* 2 (2), 127-133
- Ben Abbou M., Fadil F., El Hadj M. (2014)**. Évaluation de la qualité des cours d'eau de la ville de Taza utilisés dans l'irrigation des cultures maraichères, Maroc. *Journal of Applied Biosciences* 77:6462– 6473
- Benouniche M, Kuper M, Poncet J, Hartani T, Hammani A., (2011)**. Quand les petites exploitations adoptent le goutte à goutte : Initiatives locales et programmes étatiques dans le Gharb (Maroc). *Cahiers Agriculture* 20 : 40-7. doi: 10.1684/ gr.2011.0476
- Bessaoud O., (1994)** l'agriculture en Algérie : de l'autogestion à l'ajustement structurel (1963-1992), in *Options Méditerranéennes, Série B* n°8.
- Bierkens M. E.P., and Burrough P. A. (1993)**. "The indicator approach to categorical data. I. Theory". *Journal of Soil Science*, 44: 361–368.
- Bolt G. H., (1979)**. Soil Chemistry, B. Physico-Chemical Models. Elsevier Scientific Publishing Co. New York NC.
- Bouarfa A., , Marlet S., Douaoui A., Mekki I., Ghazouani W., Ben Aissa I, Vincent B., Hassani F., Kuper M. (2009)**. Salinity patterns in irrigation systems, a threat to be demystified, a constraint to be managed: field evidence from Algeria and Tunisia. *Irrig. and Drain.* 58: S273–S284.
- Bouarfa S. and Kuper M. (2012)**. Groundwater in irrigation systems: from menace to mainstay. *Irrigation and drainage*. DOI: 10.1002/ird.1651
- Boucefiane A. (2006)**. Cartographie des précipitations du bassin Hydrographique Chélif-Zahrez. Mémoire Magister, C.U. Khemis Miliana. 135p
- Bouhlassa S., Alechcheikh C. et Kabiri L. (2008)**. Origine de la minéralisation et de la détérioration de la qualité des eaux souterraines de la nappe phréatique du Quaternaire du bassin-versant de Rheris (Errachidia, Maroc). *Sécheresse*, vol. 19, n° 1, p. 67-75.
- Boulaine J., (1957)** : Etude des sols des plaines du Chélif. Thèse Doc. Es-science, Université d'Alger. 575p.
- Bourrié G., (1978)** Acquisition de la composition chimique des eaux en climat tempéré. Application aux granites des Vosges et de la Margeride. *Sci. Géol., Méiii.*, **52**, 174p.
- Bourrié, G., Trolard, F., Chanzy, A., Ruget, F., Lecerf, R., Charron, F. (2012)**. Qualité de l'eau d'irrigation, des sols, de la nappe et nutrition minérale des prairies un exemple ancien d'agriculture « écologiquement intensive ». Réseau Prairies — 18–19 décembre 2012, Lusignan (France)

- Bradai A., Douaoui A., Hartani T. (2012)** Some problems of Irrigation Water Management in Lower Cheliff Plain (Algeria), *Journal of Environmental Science and Engineering A*, 271 -278
- Bradaï A., Douaoui A., Marlet S., Hartani T. et Bouarfa S., (2011).** La reconversion à l'utilisation des eaux souterraines pour l'irrigation et ses risques dans la plaine du Bas-Cheliff (Nord-Ouest d'Algérie). *Hommes et terres du Nord* 148:43-44 · April 2011
- Cambardella C. A., Moorman T.B., Novak J.M., Parkin T.B., Kalen D.L., Turco R.F., Kanopka A.E. (1994).** "Fields-scale variability of soil proprieties in central Iowa soils". *Soil Science Society of America Journal* 58, 1501 – 1511.
- Cerling TE, Pederson BL, Damm KLV (1989)** Sodium-Calcium ion exchange in the weathering of shales: implications for global weathering budgets. *Geology* 17:552–554
- Chandio, A.S., Lee, T.S., Mirjat, M.S., (2013).** Simulation of horizontal and vertical drainage systems to combat waterlogging problems along the Rohri Canal in Khairpur District, Pakistan. *J. Irrig. Drain. Eng. ASCE* 139 (9), 710–717
- Cheverry C. (1974).** Contribution à l'étude pédologique des polders du lac Tchad. Dynamique des sels en milieu continental subaride dans les sédiments argileux et organiques. Thèse. Science, U.L.P. Strasbourg, 257 p.
- Cheverry J. C. et Bourrie G., (1995) :** La salinisation des sols. "Sols C2 : interfaces fragiles". 3^o Partie : Conséquences de l'utilisation des sols par l'homme. Coédition INRA/Nathan, 24 p.
- Chica-Olmo M., Luque-Espinar J.A., Rodriguez-Galiano V., Pardo-Iguzquiza E., Chica-Rivas L. (2014).** "Categorical Indicator Kriging for assessing the risk of groundwater nitrate pollution: the case of Vega de Granada aquifer (SE Spain)". *Science of Total Environment*, 470: 229–239
- Clement R. et Galand A. (1979).** Irrigation par aspersion et réseaux collectifs de distribution sous pression. Ed. Eyrolles 1979.
- Condom N., (2000)** Analyse et modélisation couplée des processus hydro-géochimiques de la salinisation des sols. Application aux sols rizicoles irrigués de l'Office du Niger (Mali). Thèse Doctorat Ecole National Supérieur d'Agronomie de Montpellier. 240p.
- Condom N., Marlet S. et Lafolie F., (2002)** Modélisation de la salinisation, sodisation et alcalinisation des sols irrigués. Calibration du modèle PASTIS sur monolithe sol. Séminaire PCSI –28-29/05/2002
- Cressie N. A. C.(1991).** "Statistics for spatial data." Wiley Series in Probability and Mathematical Statistics, New York: 928.
- Dakouré M., Mermoud A. , Yacouba H , Boivin P (2013).** Impacts of irrigation with industrial treated wastewater on soil properties. *Geoderma* 200-201 (2013) 31–39
- Dash J. P., Sarangi A., Singh D. K. (2010).** "Spatial variability of groundwater depth and quality parameters in the National Capital Territory of Delhi". *Environmental Management* 45: 640–650.
- Davis B. M. (1984).** "Indicator kriging as applied to an alluvial gold deposit". In : *Geostatistics for Natural resources Characterisation. Part I.*, G. Verly et al. (EDS), D. Reidel Publishing Company, 33: 7–348.
- Debieche T.H., (2002)** Evolution de la qualité des eaux (salinite, azote et métaux lourds) sous l'effet de la pollution saline, agricole et industrielle. Application à la basse plaine de la Seybouse - Nord-Est Algérien. Thèse docteur de l'université de franche-comte. U. F. R. des Sciences et Techniques de l'Université de Franche-Comté (Ecole Doctorale Homme, Environnement, Santé). 235p.
- Delhomme J. P. (1978).** "Kriging in the Hydrosociences". *Advoncasbs Water Resources*, 1 (5): 251–266.
- Demir Y., Ersahin S., Güler M., Cemek B., Günal H., Arslan H. (2008).** "Spatial variability of depth and salinity of groundwater under irrigated ustifluents in the Middle Black Sea Region of Turkey". *Environ Monit. Assess.* DOI 10.1007/s10661-008-0582-1
- Derbbah A. et Badraoui M. (2003).** Irrigation et environnement au Maroc : Situation actuelle et perspectives. In S. Marlet, P. Ruelle (eds), *Vers une maîtrise des impacts environnementaux de l'irrigation*. Cédérom du CIRAD, Montpellier, France
- Dervin Ch., 1992.** Comment interpréter les résultats d'une analyse factorielle. Collection STA-ITCF. 93p.
- Deutsch C.V., Journel A.G. (1998).** "GSLIB. geostatistical software library and user's guide". New York: Oxford University Press.

- Diday E. ; Lemaire J. ; Pouget J. ; Testu M., 1982.** Eléments d'analyse de données. Ed. BORDAS. 463p.
- Deutsch, W.J., Siegel, R., (1997).** Groundwater Geochemistry: Fundamentals and Applications to Contamination. CRC Press.
- Domenico P.A., Schwartz F.W. (1990).** Physical and chemical hydrology. Wiley, New York
- Douaoui A. (2005).** Variabilité spatiale de la salinité en relation avec certaines caractéristiques des sols de la plaine du Bas-Chélif. Apport de la géostatistique et de la télédétection. Thèse Doct. d'état, INA – Alger. 225p.
- Douaoui A. et Hartani. T., (2007).** Impact de l'irrigation par les eaux souterraines sur la dégradation des sols de la plaine du Bas-Chélif. Actes de l'atelier régional SIRMA. Tunis, Juin 2007.
- Douaoui A., Gascuel-Oudou C., Walter CH. (2004).** Infiltrabilité et érodibilité de sols salinisés de la plaine du Bas Chélif (Algérie). Mesures au laboratoire sous simulation de pluie. EGS, 11, (4) : 379-392.
- Douaoui AEK., Hervé N., Walter Ch. (2006).** “Detecting salinity hazards with in a semiarid context by means of combining soil and remote sensing data”. Geoderma, 134(1–2): 217–230.
- Douaoui AEK., Lepinard P. (2010).** Télédétection et salinité : Cartographie de la salinité des sols de la plaine algérienne du Bas-Chélif. Geomatique Expert,76: 36–41.
- Durand J.H., 1982.** Les sols irrigables : étude pédologique. 399 p.
- Eaton F. (1950).** Significance of carbonates in irrigation waters, Soil Sci.,69, 123-133.
- Eldeiry A. A., and Garcia L.A. (2011).** “Using Indicator Kriging Technique for Soil Salinity and Yield Management”. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 137: 82–93.
- Esteller M.V., Andreu J.M. (2004).** Anthropic effects on hydrochemical characteristics of the Valle de Toluca aquifer (central Mexico). Hydrogeol J 13:378–390
- FAO, (1996).** La qualité d'eau dans l'irrigation, Bulletin n°29 de l'Organisation Mondiale pour l'Alimentation et l'Agriculture
- FAO, (2014).** La situation de l'alimentation et de l'agriculture 2014, résumé : www.fao.org/3/a-i4036f.pdf (consulté : mai 2013)
- FAOSTAT, (2010) :** “provides free access to food and agriculture data for over 245 countries and territories and covers all FAO regional groupings from 1961” : www.faostat.fao.org
- Fisher RS, Mulican WF (1997)** Hydrochemical evolution of sodium-sulfate and sodium-chloride groundwater beneath the Northern Chihuahuan desert, Trans-Pecos, Texas, USA. Hydrogeol J 10:455–474
- Gassama. N., Sophie V. (2002).** Contributions à l'étude hydro-géochimique du bassin versant de Kaluvelly, Sud-Est de l'Inde. GÉEAC Université François-Rabelais.55p.
- Gaudin G., 1982.** Mathématique et informatique, analyse en composantes principales. INA PG. 43P.
- Giordano M, Villholth KG (2007).** The Agricultural Groundwater Revolution: Opportunities and Threats to Development. Oxford (United Kingdom) : CABI Editors
- Glover C.R., (1996).** Irrigation Water Classification Systems (Guide a-116). New Mexico State University is an equal opportunity/affirmative action employer and educator. NMSU and the U.S. Department of Agriculture. 4p
- Gonzalez-Barrios J.L.,(1992).** Eaux d'irrigation et salinité des sols en zone aride mexicain. Thèse Doctorat Univ. Montpellier II Fr. 316 p.
- Goovaerts P., Avruskin G., Meliker J., Slotnick M., Jacquez G., Nriagu J. (2005).** “Geostatistical modeling of the spatial variability of arsenic in groundwater of southeast Michigan”. Water Resour. Res. 41:1–19.
- Gouaidia L., Guefaifia O., Boudoukha A., LaidHemila M. et Martin C.,(2012).** Évaluation de la salinité des eaux souterraines utilisées en irrigation et risques de dégradation des sols : exemple de la plaine de Meskiana (Nord-Est Algérien).J. Géographie physique et environnement, Vol.6. 141-160.
- Grünberger O., (2015).** Dynamiques salines des sols des milieux arides et semi-arides. Thèse HDR. Univ. Montpellier (France). 131p
- Gueddari, M. (1984).** Géochimie et thermodynamique des évaporites continentales. Etude du lac Natron en Tanzanie et du Chott El Djerid en Tunisie. Mém. Sciences Géol, Strasbourg, 143 p.
- Gupta S, Mahato A, Roy P, Datta JK, Saha RN (2008)** Geochemistry of groundwater, Burdwan District, West Bengal, India. Environ Geol 53:1271–1282

- Hammecker C., Van Asten P., Marlet S., Maeght J.L., Poss R. (2009)** Simulating the evolution of soil solutions in irrigated rice soils in the Sahel. *Geoderma* 150, 129–140.
- Hanson, B., Grattan, S.R., Fulton, A., (1999).** *Agricultural Salinity and Drainage*. University of California Irrigation Program. University of California, Davis
- Harivandi A., (1999):** Interpreting turfgrass irrigation Water test result. *Water journal of California*, Publication 8009 University of California, Division of agriculture and natural resources. 9p.
- Hooshmand A., Delghandi M., Izadi A., Aali K. A. (2011).** “Application of kriging and cokriging in spatial prediction of groundwater quality parameters”. *African Journal of Agricultural Research*, 6(14): 3402–3408.
- Hussein MT (2004)** Hydrochemical evaluation of groundwater in the Blue Nile Basin, eastern Sudan, using conventional and multivariate techniques. *Hydrogeol J* 12:144–158
- Imache A, Bouarfa S, Kuper M, Hartani T, Dionnet M, (2009).** Integrating ‘invisible’ farmers into aregional debate on water productivity: The case of informal water and land markets in the Algerian. Mitidja plain. *Irrigation and Drainage* 58 : 264-72
- INSID, (1998).** *Projet pilote pour caractérisation de l’état actuel de la salinité du bas-Chéllif*. Rapport 1, 2 et 3.
- Jayakumar R, Siraz L (1997)** Factor analysis in hydrogeochemistry of coastal aquifers—a preliminary study. *Environ Geol* 31:174–177
- Jayaprakash M, Giridharan L, Venugopal T, Krishna Kumar SP, Periakali P (2008)** Characterization and evaluation of the factors affecting the geochemistry of groundwater in Neyveli, Tamil Nadu, India. *Environ Geol* 54:855–867
- Journel A.G. (1983).** “Non parametric prediction of spatial distribution”. *Mathematical Geology*. (15): 45–68.
- Journel A.G. (1986).** “Geostatistics - models and tools for the earth sciences. *Mathematical Geology*. (18): 119–40.
- Jurinak, J.J., et. Suarez D.L. (1990).** The chemistry of salt-affected soils, p. 42-63, *In* K. K.Tanji, ed. *Agricultural Salinity Assessment and Management*, 71. American Society of Civil Engineers, New York, N.Y. Quirk et Schofield, 1955
- Kasmaee S., Gholamnejad J., Yarahmadi A., Mojtahedzadeh H. (2010).** “Reserve estimation of the high phosphorous stockpile at the Choghart iron mine of Iran using geostatistical modeling”. *Min Sci Tech* 20:0855–0860.
- Kijne J. W., Parthapar S. A., Woperesis M. C. S. et Sahrawat K. L., (1998).** How to manage irrigated lands: A selective review with particular reference to irrigation in developing countries. *SWIM Paper* 2, 33p.
- Kuisi M. A., Al- Qinna M., Margani A., Aljazzar T. (2009).** “Spatial assessment of salinity and nitrate pollution in Amman-Zarqa Basin: a case study”. *Journal of Environmental Earth Sciences* 59:117–129
- Kumar V. (2007).** “Optimal contour mapping of groundwater levels using universal kriging - a case study”. *Hydrological Sciences Journal* 52 (5): 1039–1049.
- Lahlou M., Badraoui M., Soudi B. Goumari A. et Tessier D., (2002).** Modélisation de l’impact de l’irrigation sur le devenir salin et sodique des sols. Actes de l’atelier du PCSI, 28-29 mai 2002, Montpellier, France. CEMAGREF, CIRAD, IRD
- Lark R. M., Ferguson R. B. (2004).** “Mapping risk of soil nutrient deficiency or excess by disjunctive and indicator kriging”. *Geoderma* 118: 39–53
- Lawrence FW, Upchurch SB (1976)** Identification of geochemical patterns in ground water by numerical analysis. In: Zaleem EA (ed) *Advances in Groundwater Hydrology*. America Water Resources Association, pp 199–214
- Le Bissonnais Y. et Le Souder Ch., (1995) :** Mesure de la stabilité structurale des sols pour évaluer leur sensibilité à la battance et à l’érosion. *Etude et Gestion des Sols*, 2, 1, Pp 43 – 55.
- Le Bissonnais, Y., (1988) :** analyses des mécanismes de désagrégation et de mobilisation des particules de terre sous l’action des pluies .thèse Doct.univ.orleans, 196p.
- Le Bissonnais, Y.; (1996):** Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: 1. Theory and methodology. *European Journal of Soil Science*,
- Lewis G.N., RandallM. (1961).** *Thermodynamics* . New York, Mc Graw-Hill.723p.

- Llamas MR, Martinez-Santos P. (2005).** Intensive groundwater use: silence revolution and potential source of social conflicts. *Journal of Water Resources Planning and Management* 131(5): 337–341.
- Lloyd C. D., and Atkinson P. M. (2001).** “Assessing uncertainty in estimates with ordinary and indicator kriging”. *Computers and Geosciences* 27: 929–937
- Lopez-Gunn E, Llamas MR, (2008).** Re-thinking water scarcity: Can science and technology solve the global water crisis? *Natural Resources Forum* 32 : 228-38.
- Loyer, J.Y. (1989).** Les sols sales de la basse vallee du fleuve S6negal. Caract6risation, distribution et 6volution sous cultures. Ed. et Th. ORSTOM, Paris
- Maheiguen. (2004).** L’agriculture irrigu6e dans le Bassin Hydrographique Ch6lif-Zahrez. Communication au Symposium technique de formation sur la gestion int6gr6e de l’eau et de l’irrigation Istanbul (Turkie). 11 au 13 Octobre 2004.
- Maillard J., (2001).** Le point sur l’irrigation et la salinit6 des sols en zones arides ; risques et recommandations. *Handicap International*. 34p.
- Margat J, (2008).** Les eaux souterraines dans le monde. Cachan : Lavoisier
- Margat J, (2011).** Eaux souterraines et irrigations. Groundwater, 24th European ICID conference, Orl6ans (France), 14-16 March 2011
- Marlet S. (2004).** Evolution des syst6mes d’irrigation et gestion de la salinit6 des terres irrigu6es. Acte du s6minaire « Modernisation de l’Agriculture Irrigu6e », Rabat, du 19 au 23 avril 2004.
- Marlet S., Job J. O., (2006).** Processus et gestion de la salinit6 des sols, In Tiercelin, J,R, *Trait6 d’irrigation*, seconde 6dition, Tec & Doc Lavoisier, p, 797-822.
- Marlet S., Vincent B., Vidal A., Bouarfa S., Wu J., Yang J. N’Daiye M. K., Kuper M. et Zimmer D. (2005).** Gestion de l’eau et de la salinit6 et redistribution des sels dans les p6rim6tres irrigu6s. *International Commission on Irrigation et Drainage. Symposium* p12.
- Marlet, S. ; Barbiero, L. ; Valles, V., (1998).** Soil alkalinization and irrigation in the Sahelian zone of Niger II: agronomic consequences of alkalinity and sodicity. *Arid Soil Research and Rehabilitation* 12 (2): 139-152
- Mathieu C. et Pieltain F., (2003).** Analyse chimique des sols, m6thodes choisies. Ed. Tec & Doc, Lavoisier. 388p.
- McBride, M.B., (1994).** *Environmental Chemistry of Soils*. Oxford University Press, New York.
- McDonald et BNEDER, (1990).** Etude de l’avant-projet d6taill6 des extensions de Guerouaou et de Sebket Benziane et du r6am6nagement du Bas-Ch6lif.
- McIntyre D. S. (1979).** Eschangeable sodium subplasticity and hydraulic conductivity of some Australian soils. *Australian Journal of Soil Research*, n°17, 115 - 120
- McNeal, B.L., Coleman, N.T., (1966).** Effect of solution composition on soil hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 30, 308–312.
- McNeal, B.L., Layfield, D.A., Norvell, W.A., Rhoades, J.D., (1969).** Factors influencing hydraulic conductivity of soils in thepresence of mixed-salt solutions. *Soil Sci.* 187–190.
- Mendes M.P., and Ribeiro L. (2010).** “Nitrate probability mapping in the northern aquifer alluvial system of the river Tagus (Portugal) using disjunctive kriging”. *Sci. Total Environ* 408:1021–1034.
- Minhas P. S., Dubey S. K., Sharma D. R. (2007) ;** Effects of soil and paddy-wheat crops irrigated with waters containing residual alkalinity. *Soil Use Manage* (23): 254–261.
- Mouhouche B., Guemraoui M. (2004).** **R6habilitation des grands p6rim6tres d’irrigation en Alg6rie.** Actes du S6minaire Modernisation de l’Agriculture Irrigu6e. Rabat (Maroc), du 19 au 23 avril 2004. 13p
- N’diaye M. K., (1987) :** Evaluation de la fertilit6 des sols de l’office du Niger (Mali). *Trait6 d’irrigation*, seconde 6dition. Tec & Doc Lavoisier. pp.797 – 822.
- Narasimhan T.N. (2005).** Hydrogeology in North America: past and future. *Hydrogeol J* 13:7–24
- Ould Cheikh M., (2007).** Analyse du fonctionnement des r6seaux d’irrigation et de drainage dans le contexte de salinit6 du p6rim6tre du Bas Cheliff. Master Pro2 M. Montpellier. 50p
- Pacul A., Marchand A., (1995).** *Thermodynamique mot 6 mot*, De boeck – wesmael s.a Bruxelles, 270pp.

- Pansu M. et Gautheyrou J. (2006).** Handbook of Soil Analysis ; Mineralogical, Organic and Inorganic Methods. Ed. Springer
- Parkhurst D., Glynn P., Johnson R. (2011).** Geochemistry for Ground Water Systems. Workshop, March 2011 in : http://www.brr.cr.usgs.gov/projects/GWC_coupled/phreeqc/
- Pleven J., (1955) :** Comparaison de l'extrait saturé d'un sol et de son extrait salin 1/10, Travaux des sections agrologie et pédologie, bulletin no 1, 4 p.
- Piper AM (1944)** A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. Trans Am Geophys Union 25:914–923
- Pleven J., (1955).** Comparaison de l'extrait saturé d'un sol et de son extrait salin 1/10, Travaux des sections agrologie et pédologie, bulletin no 1, 4 p.
- Poncet J, Kuper M, Chiche J, (2010).** Wandering off the paths of planned innovation: the role of formal and informal intermediaries in a large scale irrigation scheme in Morocco. Agricultural Systems 103 : 171-9.
- Quirk J.P. et Schofield I. (1955).** The effect of electrolyte concentration on soil permeability. Journal of soil science, n°6 163-146
- Rajmohan N, Elango L (2004)** Identification and evolution of hydrogeochemical processes in the groundwater environment in an area of the Palar and Cheyyar River Basins, Southern India. Environ Geol 46:47–61
- Ramsis B.S., Claus, J.O., Robert, W.F. (1999).** “Contributions of groundwater conditions to soil and water salinization”. Hydrogeology Journal (7): 46–64.
- Razack M, Dazy J (1990)** Hydrochemical characterization of groundwater mixing in sedimentary and metamorphic reservoirs with combined use of Piper's principle and factor analysis. J Hydrol 114:371–393.
- Ribolzi O., Valles V., Bariac T., (1996).** Comparison of hydrograph deconvolutions using residual alkalinity, chloride and oxygen 18 as hydrochemical tracers. Water Research Resources 32, 1051 – 1059.
- Richards, L.A. (1954).** Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils. USDA Agricultural Handbook 60, Washington, 160 p.
- Rodier J.; (1996):** Analyse de l'eau. Ed DUMOND, Paris
- Rouabhia A.E.K. et Djabri L., (2010) .** L'irrigation et le risque de pollution saline. Exemple des eaux souterraines de l'aquifère miocène de la plaine d'El Ma Labiod. *Larhyss Journal* (<http://larhyss.net/journal.html>), n° 8, p. 55-67.
- Saidi D., (2005).** Influence de la phase saline sur les propriétés physiques des matériaux argileux du Bas Cheliff. Thèse de Doctorat d'Etat, INA, Alger, Algérie, 200 p.
- Samba R., (1998).** Riziculture et dégradation des sols en vallée du fleuve Sénégal: analyse comparée des fonctionnements hydro-salins des sols du delta et de la moyenne vallée en simple et double riziculture. Thèse Doc. Ing., Uni. Cheikh Anta Diop de Dakar (Sénégal). 175p.
- Servant J., (1978).** Salinité dans le sol et les eaux. Caractéristiques et problème d'irrigation -drainage. Bulletin BRGM, vol2, n° III.
- Seyhan EV, Van de Caried AA, Engelen GB (1985)** Multivariate analysis and interpretation of the hydrochemistry of a dolomite reef aquifer, Northern Italy. Water Resour Res 21:1010–1024.
- Shah T. (1993).** Groundwater Markets and Irrigation Development: Political Economy and Practical Policy. *Oxford University Press: Bombay*
- Shah T. (2007).** The groundwater economy of South Asia: An assessment of size, significance and socio-ecological impacts. .
- Shah T. (2009).** Taming the Anarchy: Groundwater Governance in South Asia. Washington DC : Resources for the future press.
- Shainberg I (1984).** The effect of electrolyte concentration on hydraulic properties of sodic soils. Springer, Verlag, Berlin Heidelberg New York Tokyo, ch. 3 – 1, pp. 49 – 64
- Shainberg I. et Singer M.J. (1990).** Soil response to saline and sodic conditions. Tanji K. K. ed. Agriculture salinity assessment and management, ASCE manuals and reports on engineering practices n°71, pp. 91-112
- Si Youcef M. (2013).** Eau et sécurité alimentaire en Algérie. Séminaire Eau et Sécurité Alimentaire en Méditerranée. Montpellier (France), 21 – 22 Février 2013

- Siebert S, Burke J, Faures JM, Frenken K, Hoogeveen J, Döll P, et al., 2010.** Groundwater use for irrigation – a global inventory. *Hydrolog.*
- Singh, A., (2013).** Groundwater modelling for the assessment of water management alternatives. *J. Hydrol.* 481, 220–229.
- Singh, A., (2015).** Land and water management planning for increasing farm income in irrigated dry areas. *Land Use Policy* 42, 244–250.
- SOGREAH/ SNS, (1985).** Rapport E2. Rénovation des réseaux (irrigation et drainage).
- Simler R (2009).** Diagrammes software. Téléchargé : <http://www.lha.univ-avignon.fr/LHA-Logiciels.htm>
- Stumm W., Morgan J.J., (1970).** *Aquatic Chemistry: An Introduction Emphasizing.*
- Suarez D. L. (1981).** Relation between pHc and sodium adsorption ratio (SAR) and alternative method of estimating SAR of soil and drainage waters. *Soil Science Society of American Journal.* Vol.45 469 – 475
- Suarez D. L., Wood J.D., Lesch S. M. (2006).** Effect of SAR on water infiltration under a sequential rain–irrigation management system. *Agricultural water management* 86. 150–164
- Sumner M.E. (1993).** Sodic Soils - New perspectives. *Aust. J. of Soil Res.*, 31, 683-750.
- Sumner, M.E., Naidu, R., (1998).** *Sodic Soils. Distribution, Properties, Management, and Environmental Consequences.* Oxford University Press.
- Swan ARH, Sandilands M (1995)** *Introduction to geological data analysis.* Blackwell, Oxford
- Tabet D.H., (1999) :** Intérêt d’une approche spatiale par suivi de la salinité des sols dans les systèmes irrigués. Cas de la subdivision de Panjab (Pakistan). Thèse Doctorat ENGREF, Montpellier. 435p.
- Tanji. K. K. (1990).** *Agricultural salinity assessment and management.* ASCE. Manuals and reports on engineering; n°71, 619p
- Theodossiou N., Latinopoulos P. (2007).** “ Evaluation and optimisation of groundwater observation networks using the Kriging methodology. *Environmental Modelling and Software* 21(7): 991–1000.
- Triantafilis J., Odeh I O. A., Warr B, Ahmed M. F. (2004).** “Mapping of salinity risk in the lower Namoi valley using non-linear kriging methods”. *Agricultural Water Management* 69, 203–231.
- Tülü A., Jury W. A. (2004)** Modeling Approaches to Salt Management Problems in Irrigated Agriculture: A Review. *Turk J Agric For.* 28. 211-222
- USDA, (2006).** Rural development. www.usda.gov/documents/PreHarvestSecurity_final.pdf
- USSL Staff, (1954).** *Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils.* USDA Agricultural Handbook 60, Washington, 160 p
- Usunoff EJ, Guzman AG (1989)** Multivariate analysis in hydrochemistry. An example of the use of factor and correspondence analysis. *Ground Water* 17:27–34
- Vallès V., (1987).** Étude et modélisation des transferts d’eau et de sel dans un sol argileux. Application au calcul de doses d’irrigation, *Sci. Géol. Mém.*, 148 p.
- Vallès V., (2010).** Modélisation thermodynamique des solutions aqueuses. Consulté le février 2011, disponible sur le site web : www.lha.univ-avignon.fr.
- Valles V., 1992.** Aspects géochimiques de l’alcalinisation des sols dans la vallée du Dal101 Bosso (République du Niger). *Cah. Orstom, sér. Pédol.*, vol. XXVII, no 2, 1992 : 143-152.
- Valles V., Pachepsky Y.A., Ponizovsky A .A ., (1991)** Invariant Criteria for Irrigation Water quality assessment in arid and semi arid regions. In: *Genesis and Control of Fertility of Salt Affected Soils.* ISSS Sub-Commission on Salt Affected Soils Science, USSR, V.V. Dokuchaev Soil Institute, Moscow, pp. 330– 333.
- Valles, V. N’Diaye M.K., Bernadac A. et Tardy Y., (1989).** Mali. Al, Si and Mg in water concentrated by evaporation: development of a model. *Arid Soil Res. Rehabil.*3, pp 21–39.
- Van Beek (C.G.E.M.) et Van Breemen (N.). (1973).** The alkalinity of alkali soils. *Journal of Soil Science*, vol. 24, no 1: 129-136.Cah.
- Van Hoorn, J.W., (2003).** Comments on “Residual alkalinity as tracer to estimate the changes induced by forage cultivation in a non-saline irrigated sodic soil”: some observations with respect to sodicity hazard of irrigation water. *Agricultural Water Management* 61, 229–231.

- Walter C., (1993).** L'estimation des propriétés du sol par krigeage d'indicatives confrontée à celle dérivée d'une carte pédologique. *Science du sol*, vol. 31, (4) : 215-231.
- Wang, X., Ozdemir, O., Hampton, M.A., Nguyen, A.V., Do, D.D., (2012).** The effect of zeolite treatment by acids on sodium adsorption ratio of coal seam gas water. *Water Res.* 46 (16), 5247e5254
- Webster R., and Oliver M. A. (2001).** *Geostatistics for Environmental Scientist*. John Wiley and Sons, Chichester England : 149.
- Wilcox L.V. (1948).** The quality of water for agricultural use. *Édit. US Department of Agriculture, Technical Bulletin, vol. 962, Washington (USA), 40 p.*
- Yacono X. (1955).** Colonisation des plaines du Chélif (de Lavignerie au confluent de la Mina), Tome 1, Imprimerie Imbert, Alger.
- Yahiaoui I., Douaoui AEK., Zhang Q., Ziâne A. (2015).** "Soil salinity prediction in the Lower Cheliff plain (Algeria) based on remote sensing and topographic feature analysis". *Journal of Arid Land*, doi: 10.1007/s40333-015-0053-9.
- Yimit H., Eziz M., Mamat M., Tohti G. (2011).** "Variations in groundwater levels and salinity in the Ili River Irrigation Area, Xinjiang, Northwest China: a geostatistical approach". *International Journal of Sustainable Development and World Ecology* 18 (1): 55–64.
- Yitbarek A, Razack M, Ayenew T, Zemedagegnehu E, Azagegn T (2012)** Hydrogeological and hydrochemical framework of Upper Awash River basin, Ethiopia: with special emphasis on interbasins groundwater transfer between Blue Nile and Awash Rivers. *J Afr Earth Sc* 65:46–60
- Zougari H., (1999).** Modélisation des interactions ioniques dans les solutions concentrées d'électrolytes à partir des sulfates de sodium et de magnésium, Application aux saumures et aux sols salés en zone aride. Thèse de doctorat, université national de la recherche agronomique et école national supérieur agronomique de Rennes, 183p.

ANNEXES

ANNEXE I

Tableau I : Résultats des analyses chimiques des 38 échantillons d'eau prélevés dans le Bas-Chélif

N°	Na	k	Ca	Mg	SO4	Cl	HCO3	CE	pH	Date
1	24,78	0,44	12,70	9,16	7,50	33,56	1,95	5,27	8,00	Mai 2009
2	13,91	0,44	26,63	11,14	25,86	23,68	3,15	5,79	7,60	Mai 2009
3	14,78	0,36	10,81	8,58	2,64	19,56	1,63	3,77	7,40	Mai 2009
4	5,22	0,49	0,24	3,05	2,12	5,97	2,83	1,20	7,90	Mai 2009
5	17,39	0,49	2,90	6,95	3,27	23,47	3,05	3,46	7,70	Mai 2009
6	5,65	0,36	0,64	2,49	0,79	8,24	2,65	1,35	8,00	Mai 2009
7	8,70	0,49	3,26	5,42	1,40	12,97	2,86	2,21	7,70	Mai 2009
8	19,13	0,36	0,58	5,31	9,89	18,33	3,57	3,10	7,20	Mai 2009
9	13,91	0,44	0,28	5,04	5,14	11,74	3,50	2,37	8,20	Mai 2009
10	12,17	0,49	0,36	3,71	4,15	11,53	3,81	2,17	8,30	Mai 2009
11	12,17	0,36	0,01	4,26	1,97	11,53	3,29	2,18	7,50	Mai 2009
12	16,09	0,44	8,56	8,34	11,57	17,91	2,32	3,71	7,90	Juin 2009
13	21,74	0,44	7,02	8,54	9,44	14,62	3,33	4,16	7,80	Juin 2009
14	5,22	0,44	1,73	4,66	2,14	7,00	2,55	1,49	8,00	Juin 2009
15	23,48	0,49	15,24	9,16	6,35	33,36	5,52	5,40	7,80	Juin 2009
16	23,91	0,44	4,37	6,09	3,66	24,91	7,73	4,15	7,80	Juin 2009
17	28,26	0,49	23,61	10,47	50,73	30,06	6,86	6,64	7,70	Juin 2009
18	10,87	0,44	4,13	5,36	6,24	9,88	7,38	2,33	8,10	Juin 2009
19	11,30	0,44	4,97	5,68	6,83	11,12	8,11	2,53	7,70	Juin 2009
20	10,00	0,44	0,14	5,20	6,51	10,09	3,73	1,94	8,30	Juin 2009
21	25,22	0,56	4,65	7,19	6,56	28,41	8,42	4,44	8,00	Juin 2009
22	23,48	0,44	4,18	5,82	10,50	23,68	7,65	4,09	7,80	Juin 2009
23	7,39	0,44	4,51	4,45	4,41	7,82	6,54	1,80	7,90	Juin 2009
24	10,00	0,44	1,83	4,66	6,57	7,82	5,86	1,97	8,00	Juin 2009
25	10,00	0,56	3,03	4,73	7,27	8,24	7,86	2,07	7,90	Juin 2009
26	13,04	0,49	15,80	8,39	6,01	16,47	5,55	3,61	7,80	Juin 2009
27	6,96	0,44	3,98	4,03	8,82	7,41	8,92	1,68	8,30	Juin 2009
28	12,17	0,44	3,52	5,54	8,03	11,74	7,14	2,51	8,10	Juin 2009
29	12,17	0,44	4,15	5,62	7,85	11,32	8,29	2,55	7,90	Juin 2009
30	10,43	0,44	0,26	5,13	7,44	9,88	3,96	2,05	8,30	Juin 2009
31	6,45	0,44	4,10	3,10	3,57	7,20	3,80	1,46	7,70	Juin 2009
32	10,19	0,09	12,24	20,32	4,13	31,54	6,75	4,10	6,99	Juin 2009
33	9,98	0,08	7,21	8,87	12,34	12,98	4,00	2,99	6,90	Juin 2009
34	8,60	0,05	4,41	4,44	5,41	8,77	4,39	2,00	7,10	Juin 2009
35	25,80	0,12	16,03	14,12	23,99	22,84	5,86	5,80	7,10	Juin 2009
36	5,55	0,07	4,61	3,61	2,14	8,79	6,15	1,63	8,10	Juin 2009
37	17,07	0,11	10,82	12,30	15,38	23,27	3,90	4,00	7,00	Juin 2009
38	32,25	0,18	6,60	9,56	13,13	31,47	4,88	5,23	7,10	Juin 2009

ANNEXE 2

Tableau II : Résultats de la simulation d'évaporation avec PHREEQC de l'eau E1

FC	c25°C	Na	k	Cl	HCO3	Ca	Mg	SO4	PH
	μ/cm	Mmol/L							
E1	4297.028	10.22	0.09028	31.64	6.771	12.28	20.38	3.822	6.99
FC1	4511.479	10.73	0.09479	33.22	7.109	12.89	21.4	4.013	6.986
FC2	4748.976	11.3	0.09976	34.96	7.482	13.57	22.52	4.223	6.981
FC3	5011.53	11.92	0.1053	36.9	7.897	14.32	23.77	4.457	6.976
FC 4	5306.15	12.62	0.1115	39.06	8.36	15.16	25.17	4.719	6.971
FC 5	5635.84	13.41	0.1184	41.49	8.88	16.1	26.73	5.012	6.965
FC 6	6010.63	14.3	0.1263	44.25	9.47	17.17	28.51	5.345	6.959
FC 7	6437.53	15.31	0.1353	47.4	10.14	18.39	30.54	5.726	6.952
FC 8	6931.56	16.49	0.1456	51.03	10.92	19.8	32.88	6.164	6.944
FC 9	7507.77	17.86	0.1577	55.26	11.83	21.45	35.61	6.676	6.936
FC 10	8186.2	19.47	0.172	60.26	12.9	23.39	38.83	7.28	6.926
FC 11	8999.91	21.41	0.1891	66.26	14.18	25.71	42.69	8.004	6.915
FC 12	9993	23.77	0.21	73.58	15.75	28.55	47.4	8.888	6.903
FC 13	11234.6	26.72	0.236	82.72	17.7	32.1	53.29	9.992	6.888
FC 14	12827.95	30.51	0.2695	94.44	20.21	36.65	60.85	11.41	6.871
FC 15	14947.4	35.55	0.314	110	23.55	42.71	70.9	13.29	6.849
FC 16	17905.62	42.59	0.3762	131.8	28.21	51.16	84.93	15.92	6.821
FC 17	22324.9	53.1	0.469	164.3	35.17	63.78	105.9	19.85	6.784
FC 18	29638.26	70.49	0.6226	218.2	46.69	84.67	140.6	26.36	6.731
FC 19	44062.58	104.8	0.9258	324.5	69.44	125.9	209	39.19	6.641
FC 20	85930.5	204.4	1.805	632.6	135.4	245.5	407.6	76.42	6.435

ANNEXE 3

Tableau III : Résultats de la simulation d'évaporation avec PHREEQC de l'eau E2

nom	c25°C	Na	k	Cl	HCO3	Ca	Mg	SO4	PH
	μS/cm	Mmol/L							
E2	1274.204	6.156	0.04004	5.496	5.696	1.361	5.185	1.582	7.9
FC1	1337.804	6.463	0.04204	5.77	5.98	1.429	5.444	1.661	7.895
FC2	1408.125	6.803	0.04425	6.073	6.294	1.504	5.73	1.748	7.889
FC3	1486.07	7.179	0.0467	6.409	6.642	1.588	6.047	1.844	7.883
FC 4	1573.343	7.601	0.04943	6.785	7.032	1.681	6.402	1.953	7.877
FC 5	1671.251	8.074	0.05251	7.207	7.47	1.785	6.801	2.074	7.87
FC 6	1782.2	8.61	0.056	7.686	7.966	1.904	7.252	2.212	7.863
FC 7	1909.099	9.223	0.05999	8.233	8.533	2.04	7.768	2.369	7.855
FC 8	2055.358	9.93	0.06458	8.864	9.187	2.196	8.363	2.551	7.847
FC 9	2225.494	10.75	0.06994	9.599	9.949	2.378	9.057	2.763	7.838
FC 10	2427.627	11.73	0.07627	10.47	10.85	2.593	9.877	3.013	7.828
FC 11	2668.486	12.89	0.08386	11.51	11.93	2.851	10.86	3.312	7.816
FC 12	2963.912	14.32	0.09312	12.78	13.25	3.166	12.06	3.678	7.804
FC 13	3331.37	16.09	0.1047	14.37	14.89	3.559	13.56	4.135	7.79
FC 14	3804.35	18.38	0.1195	16.4	17	4.064	15.48	4.721	7.774
FC 15	4432.43	21.41	0.1393	19.11	19.81	4.735	18.04	5.501	7.756
FC 16	5308.88	25.65	0.1668	22.9	23.73	5.672	21.6	6.59	7.734
FC 17	6620	31.98	0.208	28.55	29.59	7.072	26.94	8.216	7.707
FC 18	8787.41	42.45	0.2761	37.9	39.28	9.388	35.76	10.91	7.671
FC 19	13067.06	63.13	0.4106	56.36	58.41	13.96	53.17	16.22	7.62
FC 20	25482.06	123.1	0.8006	109.9	113.9	27.22	103.7	31.62	7.528