

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université Hassiba Benbouali de Chlef
Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie
Département en Eau, Environnement et Développement Durable



THÈSE

Présentée pour l'obtention du diplôme de

DOCTORAT

Filière : Sciences de l'eau et protection de l'environnement-Gestion de l'eau et développement durable.

Spécialité : Eau et Environnement.

Par

NASSIRA SALHI

Thème :

IMPACT DE L'UTILISATION DES EAUX D'IRRIGATION SUR LA QUALITE DES SOLS DE LA PLAINE DU BAS-CHELIFF.

Soutenue le 18/02/2021, devant le jury composé de :

Adda ABABOU	Professeur	U. Chlef	Président
Abdelkader DOUAOUI	Professeur	C.U. Tipaza	Rapporteur
Abdelkader BOUTHIBA	Professeur	U. Chlef	Examineur
Tarik HARTANI	Professeur	C.U. Tipaza	Examineur
Saci NEDJAI	MCA	U. Chlef	Examineur

Je dédie cette thèse

A mes parents.

A mon mari.

A mes frères.

A ma sœur.

A mes deux filles.

A tous ceux qui m'aiment.

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 également à remercier le Professeur Guilhem BOURRIE et le Professeur Fabienne TROLARD, mes maîtres de stage à L'INRA en France, pour toute l'aide qu'ils m'ont donnée pour la réalisation de cette thèse. Je les remercie beaucoup pour ses encouragements et leur soutien constant durant la réalisation de ce travail.

Je tiens à remercier Monsieur Adda ABABOU, Professeur à l'université de Chlef, pour l'honneur qu'il 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 Tarik Hartani de l'université de Tipaza, Monsieur le Professeur Abdelkader BOUTIBA de l'université de Chlef, Monsieur Saci NEDJAI Maître de conférences à l'université de Chlef, pour avoir accepté d'évaluer ce travail et d'enrichir le débat avec leur expérience dans le domaine.

Je tiens à remercier le professeur Saidi Djamel, pour ses encouragements, ces bons conseils et ses orientations précieuses le long de mon travail. Je remercie également M.BRADAI Hamid , pour ses encouragements et son soutien .

Mes remerciements vont particulièrement aux Chef service de l'ADE d'Ain Defla, et Chef service d'ANRH de Blida qui m'ont accueilli au sein de leurs laboratoires où j'ai effectué les analyses physico-chimiques.

Je voudrais exprimer ma reconnaissance envers mes collègues AKKACHA Abderrahmen, ABDELKRIM Noureddine, KOUADRI SAMEUT Moussa, ELGHADIRI Imene, FELLAGUE Meriem, BELMILOUD Nessrine, qui m'ont apporté leur soutien moral et intellectuel tout au long de ma démarche.

Je ne terminerai pas mes remerciements sans remercier mes parents sans lesquels mon travail n'aurait pas vu le jour. Mes remerciements finaux et non les moindres vont à toute ma famille, en particulier à mon mari pour m'avoir soutenu, à ma sœur et mes frères pour leurs encouragements.

Table des matières

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

Chapitre 1 : Partie bibliographique

1. Introduction	5
2. Les mécanismes géochimiques associés à la salinisation des sols.....	6
2.1. Concentration de la solution du sol et processus de salinisation	7
2.2. Echanges cationiques avec le complexe d'échange.....	8
2.3. Précipitation et dissolution des minéraux.....	9
2.3.1. Concept théorique de la constante d'équilibre	9
3. Evaluation de la qualité des eaux d'irrigation.....	11
3.1. Critique du SAR	11
3.2. Evaluation de la qualité des eaux d'irrigation suivant le signe d'alcalinité résiduelle.....	16
3.2.1. Alcalinité et Alcalinité Résiduelle Généralisée	17
3.2.1.1. Définition de l'alcalinité	17
3.2.1.2. Alcalinité Résiduelle Généralisée.....	17
4. Mécanismes de dégradation des sols et leurs impacts sur le sol	20
4.1. Salinisation	21
4.2. Sodisation	21
4.3. Alcalinisation	21
5. Impact de la salinisation sur les plantes et la structure du sol	21

Chapitre 2 : Milieu physique

1. Introduction.....	24
2. Description générale du milieu physique du Bas-Chélif	24
2.1. Situation géographique.....	24
2.2. Contexte climatique.....	25
2.2.1. Le climat semi-aride	25
2.2.2. Les Températures	25
2.2.3. Précipitations.....	26
2.2.3.1. Précipitations mensuelles	26
2.2.3.2. Précipitations annuelles	26
3. Contexte pédologique	27
3.1. Pédologie	27
3.1.1. Les sols des bordures de la plaine	27
3.1.2. Les sols du centre de la plaine.....	27
4. Contexte Géologique /géomorphologie et Hydrogéologique	29
4.1. Géologie	29
4.2. Principaux aquifères du Bas-Chélif.....	30
4.2.1. Miocène Calcaire	30
4.2.2. Pliocène Marin.....	30
4.2.3. Quaternaire-Pliocène Continental (Nappe alluviale)	30
5. La végétation du Bas-Chélif.....	32

6. L'irrigation dans la plaine du Bas-Chélif.....	33
6.1. Ressources utilisées en l'irrigation.....	33
6.1.1. Les ressources en eaux surface	33
6.1.2. Les ressources en eaux souterraines	33
6.2. Le réseau d'irrigation	33
6.3. Réseau du drainage	36
7. Effet de l'irrigation sur la Salinité des sols du Bas-Chélif..	37
8. Conclusion	37

Chapitre 3 : Caractérisation hydrochimique des eaux souterraines du Bas-Chélif

1. Introduction	39
2. Matériels et Méthodes	39
2.1. Echantillonnage et méthodes analytiques (Partie Eau).....	39
2.1.1. Echantillonnage.....	39
2.1.2. Les analyses physicochimiques de l'eau.....	40
2.2. Les méthodes statistiques d'analyse de données.....	41
2.2.1. Analyse en composantes principales.....	41
3. Résultats et Discussions.....	41
3.1. Caractérisation hydro-chimique générale des eaux souterraines	41
3.1.1. Statistiques descriptives	42
3.1.2. Faciès chimiques des eaux souterraines.....	44
3.2. Analyse multiparamétrique de la qualité des eaux souterraines.....	45
4. Conclusion.....	51

Chapitre 4 : Evolution géochimique des eaux d'irrigation sous les conditions d'évaporation.

1. Introduction	53
2. Matériel et Méthodes.....	53
2.1. Les sources de données	53
2.1.1. Les Eaux souterraines du Bas-Chélif.....	54
2.1.2. Les données de comparaison (les eaux concentrées du Chott El Jerid).....	54
2.2. Calcul d'équilibre : Indice de saturation de minéraux	55
2.2.1. Le modèle de pitzer.....	56
2.2.2. Le modèle de SIT	57
2.2.3. Calcul de l'indice de saturation de la sépiolite	58
2.3. Les représentations graphiques des données	58
2.3.1. Digrammes d'équilibres des minéraux.....	58
2.3.2. Diagrammes de comportement des éléments chimiques.....	59
2.4. Classement et évolution des éléments chimiques lors de l'évaporation.....	59
2.5. Prévoir les voies d'évolutions géochimiques des eaux par l'utilisation du concept.....	59
2.6. Expérience d'évaporation des eaux d'irrigation.....	61
2.7. Evaluation des eaux par le concept d'alcalinité résiduelle généralisée et par d'autres indices.....	62
2.7.1. Le pourcentage de sodium (Na%)	62
2.7.2. Indice de perméabilité (IP)	62
2.7.3. Taux de magnésium adsorbé.....	62
2.7.4. La concentration de calcium.....	62

3. Résultat et discussion.....	63
3.1. Equilibre minéraux et comparaison entre le model de Pitzer et Sit.....	63
3.1. Calcul d'équilibre	63
3.1.1. Equilibre de la calcite.....	63
3.1.1.1. La formation de la calcite en situation de non équilibre	65
3.1.2. Equilibre du gypse.....	66
3.1.3. Equilibre de la Magnésite.....	68
3.1.4. Equilibre de la sépiolite.....	69
3.1.5. Equilibre de la Halite.....	71
3.2. Discussion et Comparaison entre le modèle de Pitzer et le modèle de SIT.....	72
3.3. Distinction de trois (3) groupes d'eaux en fonction de l'alcalinité résiduelle généralisée.....	73
3.3.1. Caractérisation du Groupe 1.....	73
3.3.2. Caractérisation des Groupe 2 et Groupe 3.....	74
3.4. Evolution des éléments chimiques des eaux durant l'évaporation et détermination du concept d'alcalinité résiduelle généralisée par ordre de précipitation.....	75
3.4.1. Contrôle de calcium et l'alcalinité par la précipitation de la calcite.....	75
3.4.2. Contrôle du magnésium par la précipitation d'un minéral magnésien	76
3.4.3. Contrôle des sulfates par précipitation de gypse	77
3.4.4. Contrôle de Sodium et chlorure par précipitation de l'halite	78
3.5. Evaporation expérimentale des groupes d'eaux déterminés par le critère d'alcalinité résiduelle généralisée.....	79
3.6. Evaluation de la qualité des eaux d'irrigation et risque sur la dégradation du sol.....	81
3.6.1. Evaluation de la qualité des eaux du Groupe 1.....	83
3.6.2. Evaluation de la qualité des eaux du Groupe 2.....	84
3.6.3. Evaluation de la qualité des eaux du Groupe 3.....	84
4. Conclusion... ..	87

Chapitre 5 : Impact des eaux d'irrigation sur les sols.

1. Introduction	90
2. Matériel et Méthodes	91
2.1. Échantillonnage	91
2.2. Protocole des analyses.....	91
2.2.1. Préparation de la pâte saturée.....	91
2.2.2. Détermination de la stabilité structurale.....	92
2.2.3. Les analyses chimiques	92
2.2.3.1. Dosage des anions.....	92
2.2.3.2. Dosage des cations.....	93
3. Résultats et discussion.....	93
3.1. Caractérisation des propriétés des sols.....	93
3.2. Equilibre des minéraux et voies géochimique.....	94
3.3. Salinité et géochimie des sols du Bas-Chélif	95
4. Conclusion.....	95
Conclusion générale	104
Références bibliographiques	107
Annexe.....	113

Listes des figures

Chapitre 1

Figure n°1 : Flux d'eau et de sels dans le sol en milieu irrigué (Tabet, 1999)	6
Figure n°2 : (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)	10
Figure n°3 : 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).....	14
Figure n°4 : Les deux voies de salinisation d'un sol suivant le signe d'alcalinité résiduelle calcite (Dakouré et al., 2013) (Bradai ,2017).....	15
Figure n°5 : Les principales voies de salinisation suivant le signe d'alcalinité résiduelle (Marlet et Job, 2006).....	20
Figure n°6 : Processus des différentes voies de la salinisation et leurs impacts sur la dégradation des sols et sur les cultures. (Source : Tabet, 1999)	22

Chapitre 2

Figure n°1 : Localisation du Bas-Chélif et ses périmètres irrigués	24
Figure n°2 : Diagramme Ombrothermique de la station de Hmadna 1985-2014.....	25
Figure n°3 : Variation des précipitations annuelles en fonction du temps.....	26
Figure n°4 : Carte des sols (Boulaine, 1957)	28
Figure n°5 : Principales unités morphologiques de la plaine du Bas-Chélif	29
Figure n°6 : Cartes des nappes et piézométrie de la plaine du Bas-Chélif	31
Figure n°7 : Cartes de l'occupation des sols de la plaine du Bas-Chélif	32
Figure n°8 : Etat du réseau d'irrigation du périmètre du Bas-Chélif	34
Figure n°9 : Le nouveau canal d'irrigation et ces différents points d'alimentation (Bradai, 2017)	35

Chapitre 3

Figure n°1 ; Le plan d'échantillonnage des forges en juin-juillet 2011.....	40
Figure n°2 : Evolution de la conductivité électrique CE en fonction du rapport Carbonates/ Evaporites (A) Et en fonction des anions (B).....	44
Figure n°3 : Diagramme de Piper établi pour les anions et les cations des eaux souterraines..	45
Figure n°4 : Cercle de corrélation entre les deux premiers axes.....	48
Figure n°5 : la projection des individus sur le plan factoriel.....	49

Chapitre 4

Figure n°1 : Les voies géochimiques utilisées dans ce travail (Salhi, 2019)	60
Figure n°2 : Diagramme d'équilibre de la calcite pour les eaux du Bas-Chélif (cercles vides) et les eaux du chott El Jerid (cercles pleins)	64
Figure n°3 : l'évolution de l'indice de saturation de la calcite (IS) en fonction de l'activité de Ca.....	66
Figure n°4 : Diagramme d'équilibre du gypse pour les eaux du Bas-Chélif (cercles vides) et les eaux du chott El Jerid (cercles pleins).....	67

Figure n° 5 : Diagramme d'équilibre de la magnésite pour les eaux du Bas-Chélif (cercles vides) et les eaux du chott El Jerid (cercles pleins)	69
Figure n°6 : Diagramme d'équilibre de la sépiolite pour les eaux du Bas-Chélif (cercles vides) et les eaux du Chott El Jerid (cercles pleins)	70
Figure n°7 : Diagramme d'équilibre de l'halite pour les eaux du Bas-Chélif (cercles vides) et les eaux du Chott El Jerid (cercles pleins)	72
Figure n°8 : Evolution de log molalités de l'alcalinité et calcium en fonction de log facteur de concentration (FC) pour la précipitation de la calcite.	75
Figure n°9 : Evolution de log molalités de magnésium et la silice en fonction de log facteur de concentration (FC) pour la précipitation de la sépiolite.....	76
Figure n° 10 : Evolution de log molalités du calcium et des sulfates en fonction de log facteur de concentration (FC) pour la précipitation du gypse et thénardite.....	77
Figure n°11 : Evolution de log molalités du sodium et du chlorure en fonction de log facteur de concentration (FC) pour la précipitation de l'halite.....	78
Figure n°12 : Projection des résultats d'évaporation des deux types d'eaux du groupe A et groupe B sur le diagramme de Riverside.....	81
Figure n°13 : Projection des analyses des eaux sur le diagramme de Riverside.....	82
Figure n° 14 : Carte de la répartition de voies géochimique et les classes de salinité.....	86

Chapitre 5

Figure n°1 : Le plan d'échantillonnage du sol en juin-juillet 2011.....	91
Figure n°2 : diagrammes d'équilibres vis-à-vis de différents minéraux pour les solutions de sols du Bas-Chélif.....	95
Figure n°3 : Carte de la salinité des sols aux points échantillonnés du Bas-Chélif en juin – juillet 2011.....	97
Figure n°4 : Carte de la stabilité structurale des sols du Bas-Chélif.....	97

Listes des photos

Chapitre 2

Photo n°1 : L'état de réseau d'irrigation dans le périmètre du Bas Chélif.....	34
Photos n°2 : Le nouveau canal d'irrigation dans le Bas-Chélif.....	36
Photo n°3 : Etat actuel du drainage dans le Bas-Chélif (Bradai, 2017)	36

Listes des tableaux

Chapitre 1

Tableau n°1 : Classification des sols salés d'après USSL Staff, (1954)	8
Tableau n°2 : les seuils de concentrations pour la solution homo-ionique (Quirk et Schofield, (1955)	13

Chapitre 2

Tableau n°1 : Données des moyennes mensuelles des précipitations et des températures de la station météorologique de Hmadna (1985-2014)	25
Tableau n°2 : Synthèse des sols de la plaine du Bas-Chélif d'après la carte pédologique...28	

Chapitre 3

Tableau n°1 : Statistiques descriptives des variables.....	42
Tableau n°2 : corrélation entre les variables.....	43
Tableau n°3 : Valeurs propres et pourcentages respectifs des axes.....	46
Tableau n°4 : Coordonnées des variables sur les axes principaux.....	47
Tableau n°5 : La moyenne des variables pour les quatre groupes.....	49
Tableau n°6 : Différentes voies géochimiques avec le SAR et la CE, pH correspondant.....	50

Chapitre 4

Tableau n°1 : Le produit de solubilité des minéraux considérés.....	58
Tableau n°2 : Les voies géochimiques des groupes déterminées par l'ACP des eaux d'irrigation du Bas-Chélif	63
Tableau n°3 : La répartition des échantillons selon le concept d'alcalinité résiduelle généralisée.....	73
Tableau n°4 : Les voies géochimiques et la moyenne des indicateurs utilisées dans l'évaluation de la qualité de l'eau d'irrigation.....	86
Tableau 5 : Les indicateurs utilisées dans l'évaluation de la qualité de l'eau à des fins agricoles.....	87

Chapitre 5

Tableau n°1 : Statistiques descriptives des variables.....	93
Tableau n°2 : corrélation entre les variables.....	94

تأثير استخدام المياه الجوفية في السقي على خصائص التربة بسهل الشلف السفلي

الملخص

يعتبر السهل السفلي للشلف منطقة زراعية بامتياز والذي يتميز بمناخ جد صعب كونه مناخ شبه جاف ممّا يجبر الفلاحين المنطقة على الاعتماد على الري بواسطة المياه الجوفية لسقي مختلف المحاصيل الزراعية الأمر الذي يساهم بشكل كبير في ظهور مشكل ملوحة التربة وكذا تقلونها.

في المناطق الجافة والشبه جافة تؤدي ظاهرة التبخر إلى الزيادة في تراكيز المحاليل والمياه وهو ما يتسبب في تغيير نوعية جودتها. ونحن من خلال دراستنا هذه نتطرق إلى دراسة مياه شط الجريد التونسي والتي لها نفس الخصائص الجيوكيميائية للمياه الجوفية لسهل الشلف السفلي باعتبارها من نفس العائلة الجيوكيميائية بحيث سيتم دراسة تطور جودة المياه الجوفية لسهل الشلف السفلي بعد الزيادة في تراكيزاتها بسبب تعرضها لظاهرة التبخر هذا من جهة ومن جهة أخرى دراسة لتوقعات مدى تأثير هذه المياه الجوفية على تدهور نوعية التربة المسقية .

عند مقارنة نوعية مياه السهل الشلف السفلي مع مياه شط الجريد التونسي باستخدامنا للنموذجين «pitzer» و «SIT» في حساب الأنشطة الجزء للنشيط لأملاح ومؤشر التشبع المعدني أظهرت النتائج وبعد تركيز إضافي للمياه بالتبخر أن بعض الأملاح قد تترسب وفقا للترتيب التنازلي التالي: الكالسيت، الجبس، السبويليت، التينارديت (ميرابيليت)، الهاليت فالمنغازيت. في حين أن الكالسيت لا يتشكل عند التوازن وإنما يتطلب تشبعا نوعيا قد يصل الى قيمة معامل تشبع يقارب 1.4، ثم يعود ليثبت عند التوازن.

كما توصلنا أيضا إلى أن نموذج «pitzer» يعطي نتائج جد مرضية مقارنة بنموذج و «SIT» في دراسة الكالسيت والجبس في حين أن نموذج و «SIT» فأعطى نتائج جد مرضية في دراسة الهاليت.

فيما أظهرت تقنية التقييم بمفهوم القلوية المتبقية المعممة أن اغلب المياه الجوفية لسهل الشلف السفلي سوف تتغير نوعيتها الي مسار ملحي غني بالسولفات (44 عينة) متبوعة بمسار ملحي غني بالكلور (29 عينة). هذه التغييرات هي أعراض وتنبؤات لظواهر ملوحة التربة والتي يمكن أن تؤدي إلى تدهور الخصائص الفيزيائية والزراعية للتربة.

يعد هذا المعيار الجيوكيميائي للقلوية المتبقية المعممة مؤشرا جيدا على جودة المياه الجوفية المستعملة للسقي، خاصة عندما يكون الماء يتميز بقلوية متبقية للكالسيت والسبويليت والجبس موجبة، مما يؤدي إلى زيادة سريعة في معدل امتصاص الصوديوم المتبقي عند تركيزها، على عكس الطرق التقليدية CE و SAR التي لا تظهر أي خطر على تدهور التربة.

من خلال دراستنا هذه يمكن التنبؤ نوعا ما بالمخاطر المتوقعة على التربة إذا أخذنا بعين الاعتبار مبدأ القلوية المتبقية المعممة في تقييم نوعية وجود مياه السقي في منطقة سهل الشلف السفلي. كما تم تأكيد هذه المخاطر على أرض الواقع من خلال الخرائط الخاصة بدرجة الملوحة وكذا الاستقرار البنيوي للتربة.

الكلمات المفتاحية: المياه الجوفية - الري - ملوحة التربة - القلوية المتبقية المعممة، نموذج «pitzer»، نموذج «SIT»، سهل الشلف السفلي.

Impact of the use of groundwater in the irrigation of the soils of the Lower Cheliff plain.

Abstract

The Algerian plain of Lower Cheliff is an agricultural region characterized mainly by a semi-arid climate, where use of irrigation by the groundwater is inevitable for most crops poses problems of salinization, alkalization and / or sodization of the soils.

In arid and semi-arid areas, evaporation concentrates solutions and the waters evolve and change their quality. In this work, the waters of Chott El Jerid, which belongs to the same geochemical family as the groundwater of the Lower Cheliff plain, were used for on the one hand, to study the evolution of the quality of irrigation water of our study area when they are concentrated following evaporation and on the other hand, predict the impact of its water on the quality of irrigated soils.

The two models of pitzer and SIT used in the calculation of the activities and the mineral saturation index show that when the groundwater of Lower Cheliff is compared with that of Chott El Jerid and following an additional concentration by evaporation, the salts would precipitate in the order of calcite, gypsum, sepiolite, thenardite (or mirabilite), halite and magnesite. While calcite does not form at equilibrium and requires specific oversaturation ($SI \approx 1.4$), then relaxes at equilibrium. The Pitzer model gives better results than the SIT model for calcite and gypsum. However, the SIT model gives better results for halite.

The evaluation by the concept of generalized residual alkalinity shows that the samples of groundwater of the Lower Cheliff plain can be assigned to the saline neutral path with dominance of sulfate which is the majority (44 samples) and with dominance of chloride as the minority (29 samples). These changes are symptomatic and predictive of the salinization process of irrigated soils which can lead to the degradation of the physical and agronomic properties of soils.

This geochemical concept of residual alkalinity is a good indicator in the assessment of the quality of irrigation groundwater, especially when the sign of $AR_{\text{Calcite_Magnesite/Sepiolite_Gypsum}}$ is positive, which causes a rapid increase of the SAR when they are concentrated, in contrary of classical methods of CE and SAR which show no risk on soil degradation.

The expected risks on the soils were predicted when the concept of generalized residual alkalinity is taken into account in the assessment of the quality of irrigation water in the Lower Cheliff plain. The risks were validated in the field by mapping the salinity and structural stability of the soil.

keywords: Groundwater_Irrigation_Soil salinization_ Generalized residual alkalinity_Pitzer_SIT _Lower Cheliff.

Impact de l'utilisation des eaux d'irrigation sur la qualité des sols de la plaine du Bas-Chélif.

Résumé

La plaine Algérienne du Bas-Chélif est une région agricole caractérisée principalement par un climat semi-aride sévère, où le recours inévitable à l'irrigation par les eaux souterraines pour la plupart des cultures pose de problèmes de salinisation, d'alcalinisation et/ou sodisation des sols.

Dans les zones arides et semi-arides, l'évaporation concentre les solutions et les eaux évoluent et changent leur qualité. Dans ce travail les eaux du Chott El Jerid, qui appartient à la même famille géochimique que les eaux souterraines de la plaine du Bas-Chélif, ont été utilisées pour d'une part, étudier l'évolution de la qualité des eaux d'irrigation de notre zone d'étude lorsqu'elles se concentrent suite à l'évaporation et d'autre part, prédire l'impact de ses eaux sur la qualité des sols irrigués.

Les deux modèles de *pitzer* et *SIT* utilisés dans le calcul des activités et l'indice de saturation de minéraux montrent que lorsque les eaux souterraines du Bas-Chélif sont comparés avec celles de Chott El Jerid et suite à une concentration supplémentaire par évaporation, les sels se précipiteraient dans l'ordre de calcite, gypse, la sépiolite, la thénardite (ou mirabilite), l'halite et la magnésite. Alors que la calcite ne se forme pas à l'équilibre et nécessite une sursaturation spécifique ($SI \approx 1,4$), puis se détend à l'équilibre. Le modèle de Pitzer donne des meilleurs résultats que le modèle SIT pour la calcite et le gypse. Néanmoins, le modèle SIT donne de meilleurs résultats pour l'halite.

L'évaluation par le concept d'alcalinité résiduelle généralisée montre que les eaux souterraines de la plaine du Bas-Chélif s'engagent principalement vers une *voie saline neutre sulfatée* (44 échantillons) suivie par la *voie saline neutre chlorurée* (29 échantillons). Ces évolutions sont symptomatiques et prévisionnelles des processus de salinisation des sols irrigués qui peuvent aboutir à la dégradation des propriétés physiques et agronomiques des sols.

Ce critère géochimique d'alcalinité résiduelle constitue un bon indicateur de la qualité des eaux souterraines d'irrigation, surtout lorsque le signe d'AR $_{\text{Calcite_Magnésite/Sépiolite_Gypse}}$ est positif, ce qui provoque une augmentation rapide du SAR lorsqu'elles se concentrent, contrairement aux méthodes classiques de CE et SAR qui ne montrent aucun risque sur la dégradation des sols.

Les risques attendus sur les sols ont été prédits lorsqu'on tient en compte du concept d'alcalinité résiduelle généralisée dans l'évaluation de la qualité des eaux d'irrigation dans la plaine du Bas-Chélif. Les risques ont été validés sur terrain par la cartographie de la salinité et la stabilité structurale du sol.

Les mots clés : Eaux souterraines_Irrigation_Salinisation des sols_Alcalinité résiduelle généralisés_Pitzer_SIT_Bas-Chélif.

Introduction générale

Introduction générale

Introduction sur l'extension du couple irrigation– salinité

Aujourd'hui l'expansion démographique et l'accélération de l'urbanisation nous obligent à améliorer la qualité de la vie et réduire de la pauvreté pour assurer la sécurité alimentaire. Cela impose à l'agriculture de produire plus et mieux. Pour obtenir une régularité dans la production agricole, l'irrigation est essentielle pour faire face aux conditions climatiques arides et pour l'extension des surfaces agricoles.

L'extension des surfaces irriguées et la rareté des eaux sous les conditions climatiques sévères obligent les agricultures à utiliser de plus en plus d'eau de mauvaise qualité pour l'irrigation. L'histoire récente est marquée par une importante 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). Or, la salinisation des sols due à l'irrigation réduit la surface des sols irrigués de 1 à 2 % par an (FAO, 2002). Le phénomène de salinisation des sols n'est pas propre à notre siècle, certaines civilisations très anciennes 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'Égypte (Tanji, 1990, Tabet, 1999 ;Tülü et Jury 2004) . La salinité est principalement située dans les zones arides, et leur proportion est notablement élevée en Égypte, Pakistan, Iran, Bangladesh, en Asie central (Ouzbékistan), au nord de la Chine et en Argentine et dans le Maghreb (Marlet et job, 2006).

Szabolcs (1996) estime que 50% des surfaces irriguées dans le monde sont affectées par le sel. Irriguer en zone aride pose donc des problèmes de gestion conservatoire des sols et des eaux de nappe, principalement liés à la dynamique hydro-saline. D'après (Tabet, 1999), un sol qui recevait quelques centaines de millimètre d'eau de pluie par an, reçoit brusquement plus de 1000 mm par an par les irrigations. En plus, cette eau présente des teneurs en sels bien supérieures à celle des eaux de pluies. L'irrigation 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, selon qu'il y a drainage ou concentration des eaux par évaporation (Samba, 1998). 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).

Très souvent, les régions arides et semi-arides sont caractérisées par un bilan hydrique négatif où une infrastructure d'irrigation est mise en place sans drainage du fait qu'il n'est pas évident de comprendre qu'il faut faciliter l'évacuation de l'eau même là où elle est rare. La construction d'un barrage et de canaux d'irrigation qui coûte chère et la construction de réseaux de drainage qui est souvent négligée pour le même motif, conduisent naturellement à une concentration des solutions et à une tendance à la salinisation des sols. Ce phénomène d'expression rapide met plus généralement en péril la viabilité des exploitations agricoles et la durabilité des systèmes d'irrigation (Umali, 1993 ; Robert, 1996 ; Badraoui et al, 1998 ; Lahlou et al, 2002 ; Marlet et Job, 2006). De nombreux travaux menés dans diverses régions du monde font état de ces problèmes : ce sont notamment pour *l'Afrique de l'ouest* : d'après (Samba, 1998) ceux de Cheverry (1974) et Al Droub (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)* selon (Bradai, 2017) ; Derbbah et Badraoui (2003) et Ben Abbou et al., (2014) au Maroc. Douaoui, (2005) ; Douaoui et Hartani, (2007); Bouhlassa et al., (2008); Rouabhia et Djabri, (2010) ; Gouaidia et al.,(2012) en Algérie .

En Algérie, la production agricole du pays se concentre essentiellement dans des grandes plaines aménagées (Mitidja, Chélif, Mina, Gheriss, Habra..Etc.). Actuellement, toutes ces zones connaissent de fortes perturbations pour la disponibilité d'eau de surface en bonne qualité et quantité suffisante. Comme solution face à ce problème de manque d'eau d'irrigation dans les systèmes irrigués, l'utilisation des eaux souterraines devient incontournable pour assurer les besoins en eau des cultures dans ces périmètres. Les récents travaux scientifiques dans les périmètres d'irrigation en Algérie mentionnent l'ampleur de ce phénomène (Douaoui, 2005 ; Imache et al., 2009 ; Amichi et al., 2011 ; Bradai et al., 2012 ; Belkhiri et Mouni, 2012, Bradai, 2017).

Cas d'étude : La plaine du Bas-Chélif

Selon Marlet et al. (2005, 2006), 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 Algérienne du Bas-Chélif* qui 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 qui atteint une évapotranspiration égale à 1500 mm/an (Bradai, 2017). Cette plaine se distingue par la présence de nombreux sols salés (Douaoui et

al. 2004 ; Douaoui, 2005).

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 (Douaoui, 2005). Les roches sédimentaires contenant du gypse et de l'Halite, déposées au Trias, ou beaucoup plus récemment au Miocène, lors de la crise messénienne (Bourrie, 2018). Les évaporites messénienne, comme les évaporites triasiques, résultent de la précipitation de l'eau de mer suivant la séquence classique. Maintenant émergées, à l'affleurement, elles contribuent au chimisme chloruré et sulfaté des eaux. Le problème de salinité primaire s'est aggravé suite aux pratiques d'irrigation irrationnelles et le mauvais drainage pour atteindre 60 % de sa superficie. (Douaoui et al., 2006 ; Douaoui et Hartani, 2007 ; Yahiaoui et al. 2011). Les travaux de cartographie effectués récemment dans cette plaine ont montré que la salinité est devenue un problème crucial qui ne cesse de s'entendre spatialement et d'augmenter temporellement (Walter et al. 2001 ; Douaoui et al., 2006, Douaoui et Lepinard, 2010). Cette salinisation suivie parfois par une sodisation provoque une détérioration des propriétés physiques, chimiques et biologiques des sols dont les conséquences sont d'ordre agricole et éco-environnemental (Daoud et al, 1993 ; Saidi et al., 2004 ; Douaoui et al., 2004). La plaine du Bas- Chélif, en plus de son climat semi-aride et de ses longues périodes de sécheresse, est confrontée à la rareté des eaux de surface par l'affectation de ces eaux destinées à l'irrigation vers les villes côtières (Oran). Les eaux souterraines sont devenues la principale source pour irriguer les cultures (Bouarfa et al., 2009 ; Bradai et al., 2015) et maintenir une production agricole rentable. Ces eaux avec leur qualité médiocre souvent très chargés (Bradai et al. 2011 ; Bradai, 2015 ; Salhi, 2010 ; Salhi et al, 2019) sont responsables en grande partie de l'accumulation de sel dans le sol et la dégradation des sols dans cette plaine (Douaoui et al, 2004 ; Douaoui et Hartani, 2007 ; Douaoui et Lépinard, 2010).

Problématique

La qualité des eaux souterraines est aussi importante que leur quantité surtout pour un usage agricole qui conditionne l'avenir socio-économique de la région. La productivité et la pérennité d'un périmètre irrigué dépendent étroitement de la qualité des eaux utilisées, et en particulier de leurs risques de salinisation et de sodisation et /ou d'alcalinisation qui sont généralement appréciés, respectivement, par la conductivité électrique (CE) et le SAR (Sodium Adsorption Ratio) mais qui font preuve de nombreuses limites (Vallès et al, 1983, 1988 ; Vallès, 1988 ; Samba, 1998 ; Barbério et al., 2004, Rimmer, 2013 ; Bourrié, 2014 ; Bourrié, 2018). Bien qu'elles soient les plus utilisées, elles restent insuffisantes pour une bonne

prédiction du danger de la dégradation des sols car la qualité de l'eau change lors de sa concentration (Bahri,1982 ; Samba, 1998), ce qui est le cas pour notre zone d'étude où l'évaporation est très importante. D'où la nécessité de trouver d'autres indicateurs plus pertinents quant à la possibilité de l'évolution chimique des eaux souterraines durant leur concentration par évaporation lors de l'irrigation tels que l'alcalinité résiduelle généralisée (Al Droubi, 1980) et le seuil de concentration de calcium (Quirk et Schofield, (1955).

Pour un bon contrôle et une gestion des eaux d'irrigation et pour une production agricole rentable, le concept d'alcalinité résiduelle généralisée a longtemps été proposé et appliqué à de nombreuses situations comme celles de l'Euphrate et des pays sahéliens (Droubi, 1980 ; Dosso, 1980 ; Valles, 1989 ; Barbiero, 1994 ; Marlet, 1996 ; Barbiero et al, 2001, 2004 où il a été démontré que ce concept était le meilleur indicateur de l'alcalinisation du sol. C'est dans un contexte différent comme celui de la plaine du Bas-Chélif où le milieu est salin (Douaoui et al ,2006 ;Douaoui et Lepinard, 2010) que ce concept d'alcalinité résiduelle généralisée a été appliqué.

Les objectifs

- 1- Comparer les eaux du Bas-Chélif avec les eaux du Chott El Jerid qui leur ressemblent du point de vue géochimiques mais avec des qualités différentes pour nous permettre de suivre leurs itinéraires à des facteurs de concentration élevés.
- 2- Evaluer la qualité des eaux souterraines et prédire leur impact sur les propriétés des sols sous l'influence de leur concentration progressive lors de l'irrigation en s'appuyant sur les types d'alcalinité résiduelle généralisée définis en fonction des sels susceptibles de précipiter.
- 3- Caractériser les types d'eau du Bas-Chélif selon le concept géochimique utilisé par des indices empiriques et montrer leur pertinence.
- 4- Etudier l'interaction eau –sol pour voir l'effet de l'eau d'irrigation sur le sol.

Chapitre 1

Partie bibliographique

Ce chapitre est un aperçu bibliographique sur la qualité géochimique des eaux d'irrigation et leurs évolutions en situation d'évaporation ainsi que leurs impacts sur la qualité des sols. Il sera donc consacré essentiellement à la notions d'alcalinité résiduelle généralisée qui est souvent dans l'évaluation de la qualité des eaux d'irrigation qui est généralement mal appréciée lorsqu'elle se base uniquement sur la salinité (CE) et le (SAR).

1. Introduction

Depuis le début de XXème siècle, l'intensification de l'irrigation et de l'agriculture a déclenché de processus de salinisation dans plusieurs régions arides dans le monde. Depuis, la salinisation des sols est devenue l'une des principales menaces de la durabilité des périmètres irrigués (Tabet, 1999). Suite au changement climatique qui touche la planète, surtout dans les zones arides et semi-arides d'une part, et l'exploitation irrationnelle et intensive des ressources en eau d'autre part, la qualité des eaux d'irrigation est devenue l'un des problèmes qui s'impose au développement de l'agriculture irriguée (Ayers et Westcot, 1988 ; Marlet et Job, 2006).

Particulièrement en zones arides et semi-arides, La présence des sels solubles dans l'eau d'irrigation et le pouvoir évaporateur de l'air dans les périmètres irrigués conduisent souvent à la salinisation (salinisation secondaire) qui est la forme de dégradation la plus rapide dans ces périmètres (Umali, 1993 ; Robert, 1996 ; Badraoui et al, 1998 ; Lahlou et al, 2002).

Les besoins en alimentation de la population mondiale ont poussé à l'introduction et le développement des systèmes irrigués qui ont permis la mise en valeur des terres arables des zones arides et semi-arides. 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).

Dans la littérature, le problème de l'irrigation par les eaux souterraines est principalement due aux problèmes d'augmentation de la demande en eau, la sécheresse et à la dégradation des réseaux collectifs de distribution (Siebert et al, 2005; Bouarfa et Kuper, 2012).

2. Les mécanismes géochimiques associés à la salinisation des sols

Près de 80% des terres salées ont une origine naturelle ; on parle alors de salinisation “primaire”, due aux sels se formant lors de l’altération des roches ou à des apports naturels externes. Les terres salinisées par une origine « *anthropique* » occupent 20% ; on parle alors de salinisation “secondaire”, induite par l’activité humaine, liée aux pratiques agricoles et en particulier à l’irrigation. Généralement : « *Un sol salé = C’est le future d’un sol irrigué* »

L’irrigation diminue les flux d’eau sans diminuer les flux de sels. L’apport d’eau d’irrigation est toujours associé à un apport de sels. En effet, même une eau douce de la meilleure qualité contient des sels dissous et, si la quantité de sels apportée par cette eau peut sembler négligeable, les quantités d’eau apportées au fil du temps entraînent un dépôt cumulé de sels dans les sols qui peut atteindre des valeurs critiques si les sels accumulés ne sont pas « lessivés » en dehors de la zone racinaire. L’eau pure s’échappe par évaporation mais les sels restent et s’accumulent.

La composition de l’eau d’irrigation apportée et la modification du régime hydrique sont les principaux facteurs qui mettent les sols irrigués en risque de dégradations par salinisation. 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 au point d’affecter ses propriétés physico-chimiques ou agronomiques (Samba, 1998), constituant un problème crucial pour l’agriculture irriguées (Paz et al, 2004). Dans les régions arides, l’effet est plus marqué par l’enrichissement de la solution du sol en sels qui peut se faire d’une manière directe par apports d’eau saline. Toutefois, la solution du sol ne dépend pas uniquement des transferts hydriques (concentration, dilution). En effet, les transferts de solutés s’accompagnent de phénomène d’échange avec le complexe adsorbant et des processus de précipitation et de dissolution des sels (Tabet, 1999 ; Condom, 2000 ; Marlet et Job, 2006) (Fig.1).

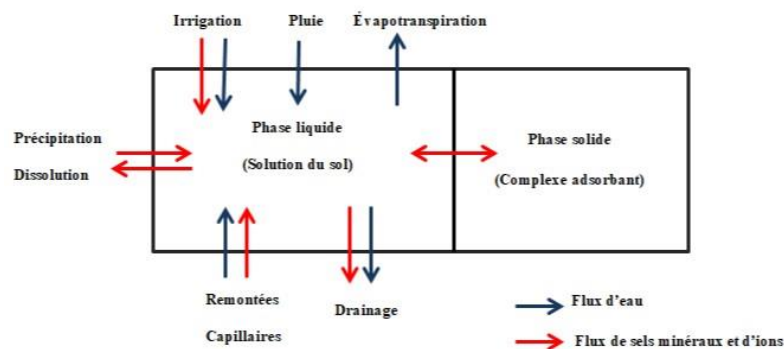


Figure n°1. Flux d’eau et de sels dans le sol en milieu irrigué (Tabet, 1999).

2.1. Concentration de la solution du sol et processus de salinisation

La salinité représente la concentration, en volume ou en masse, des sels solubles dans une eau d'irrigation ou dans la solution du sol. Les principaux ions concernés sont des dérivés de sels alcalins (les cations : le sodium Na^+ , le calcium Ca^{2+} , le magnésium Mg^{2+} , et potassium K^+ , et les anions : le chlorure Cl^- , les sulfates SO_4^{2-} , les carbonates (HCO_3^- , CO_3^{2-}). Les espèces azotés, ammonium (NH_4^+) et nitrate (NO_3^-) peuvent aussi être considérées localement en fonction de leur abondance.

Le processus de concentration des sels est connu sous le nom de salinisation. La concentration en sels est estimée en mg/l ou en mol/l, mais elle est souvent estimée par la conductivité électrique de l'extrait de pâte saturée à 25°C, CE exprimée en *dS/m*.

La salinité (CE) d'une eau d'irrigation est plus facilement accessible par la mesure directe de la conductivité électrique (CEi) à l'aide d'un conductimètre électrique dans des conditions standards de température (25°C). Dans le système international on se réfère au *Siemens* (S) et à ses subdivisions (milli = m et micro = μ), pour exprimer une conductivité électrique : $1\text{dS/m} = 1\text{mS/cm} = 1\text{mmhos/cm} = 0.1\text{ S/m} = 1000\ \mu\text{S/cm}$.

Dans les sols, la salinité ou la conductivité électrique(CE) doivent être estimées dans des conditions standard d'humidité. En général, on se réfère à un extrait de pâte saturée correspondant à l'humidité de l'échantillon à sa limite de liquidité (Mathieu et Pieltain, 2003, Marlet et job, 2006). Parfois, on utilise des humidités plus élevées : rapports massiques ou extraits dilués 1/1, 1/2,5, 1/5 ou 1/10, cela permet en revanche une mesure directe de la CE dans une suspension de sol, et de s'affranchir d'une procédure fastidieuse d'extraction de la solution du sol par centrifugation ou dépression (Marlet et job ,2006).

D'après l'USSL, un sol est salin si la CE est supérieure à 4 dS/m (Richards, 1954) ; cette valeur critique constitue le seuil de sensibilité de la majorité des cultures à la salinité des sols. Toutefois, la définition de l'USSL n'est pas la seule définition couramment admise et la valeur seuil dépend à l'évidence des cultures. Par exemple, Servant (1978) considère qu'un sol présente un caractère salin si sa CE est supérieure à 8 dS/m sur l'ensemble du profil pendant la majeure partie de l'année. Ayers et Westcot (1985) considèrent que le seuil devrait être fixé à 3 dS/m, puisque à partir de ce seuil, on commence à observer des effets néfastes sur les plantes. Cependant, la classification des sols salés la plus adaptée reste celle de l'USSL Staff (Richards, 1954), (Tab.1).

Tableau n°.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

Cette concentration de la solution du sol conduit ainsi à la formation de sels minéraux qui modifient sa composition chimique. Toute modification de la solution du sol soit par précipitation /dissolution de sels ou par enrichissement de la solution par une eau d'irrigation chargée, oblige le complexe argileux-humique d'échanger des cations avec la solution du sol pour faire l'équilibre des cations entre le complexe adsorbant et la solution du sol.

2.2. Echanges cationiques avec le complexe d'échange

Généralement, c'est grâce au complexe d'échange cationique que les phases liquide et solide du sol échangent les cations (Fig.1). En fait, les colloïdes du sol (*les particules d'argile + les composés humiques*) 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 laquelle 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 adsorber. La composition cationique du complexe d'échange peut être mesurée par différentes méthodes d'extraction réalisées au laboratoire, mais généralement, elles sont très sensibles et non fiable pour les sols salés. En milieu neutre ou alcalin, les ions H^+ et Al_3^+ ne sont présents qu'en quantité négligeable, et l'affinité des cations vis-à-vis du complexe adsorbant se classe de la manière suivante : $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} \gg \text{K}^+ > \text{Na}^+$, de sorte que le calcium et le magnésium sont généralement prédominants. Le sodium et dans une mesure plus faible, le potassium et le magnésium ont un effet dispersant, alors que calcium est un flocculant (Quirk et Schofield, 1955 ; Meyer, 1997).

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 ont été faits pour justifier ces concepts théoriques (Babcock, 1963 ; Boit, 1979 ; Jurinak et Suarez, 1990 ; Sumner, 1993 ; Tabet, 1999 ; Condom, 2000 ; Marlet et Job, 2006).

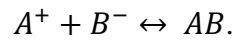
La structure et l'état physique des sols sont assurés par ces deux phénomènes très importants que nous venons de décrire. En fait, lorsque les cations divalents dans le complexe d'échange sont dominants, les argiles restent floculées en milieu dilué. Par contre, si le sodium est dominant, la structure 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 ; Bourrie, 2014). Quand les argiles perdent leur cohésion, on parle de *dispersion* et quand les argiles *se gonflent*, l'eau entre dans l'espace interfoliaire pour hydrater les cations entre les feuillets. Lorsque les cations sont du Calcium, le gonflement est très faible. Si par contre du sodium est présent dans l'espace interfoliaire, le gonflement est fortement augmenté (Meyer, 1997). 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, Bourrié, 2018). De plus, la dispersion et le gonflement des argiles mènent à la formation de croûtes en surface et durcissement de la surface lors de son assèchement (Sumner, 1993 ; Meyer, 1997 ; Douaoui, 2005). Une fois humidifiés, ces sols deviennent boueux et excessivement humides. Ils seront difficiles à mettre en valeur pour l'agriculture. Ce cas a été observé aux sols de H'madna dans le Bas-Chélif par Douaoui (2005). L'émergence des plantes est retardée et la croissance des plantes est affectée par l'indisponibilité en eau, en air et en nutriments (Tabet, 1999).

2.3. Précipitation et dissolution des minéraux

2.3.1. Concept théorique de la constante d'équilibre

L'enrichissement en sels de la solution du sol dépend de la concentration par évaporation, et des processus de précipitation et de dissolution des 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 est défini par la constante d'équilibre K_s ou le produit de solubilité pK_s définis comme suit :

$$K_s = [A^+] \times [B^-].$$

$$-pK_s = \text{Log}_{10} [A^+] + \text{Log}_{10} [B^-].$$

K_s désigne une donnée thermodynamique du minéral AB. Elle est constante à une pression et à une température donnée, et [] désigne les activités ioniques des ions en solution. Les ions A^+ et B^- sont en solution tant que la solution est sous-saturée. Lorsque la solution se concentre par 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, les activités des ions A^+ et B^- ne peuvent croître simultanément : lorsque le produit de solubilité $K_s = [A^+] \times [B^-]$ étant constant, les activités des deux espèces chimiques présentes ne sont plus indépendantes. En fonction de leur rapport de concentration dans la solution, si $A > B$, A augmente et B diminue ; et inversement, si $B > A$, B augmente et A diminue. C'est -à-dire la concentration de l'espèce majoritaire va s'accroître « l'ion non contrôlé » tandis que celle de l'espèce associée « l'ion contrôlé » va diminuer jusqu'à s'annuler (Droubi et al, 1980). Cette propriété connue sous le nom de « Loi du T » (Fig.2), (Al Droubi, 1976 ; Gac et al, 1977a et b; Dosso, 1980; Vallès et al, 1989 , Tabet, 1999 ; Barbiéro et al., 2004a ; Barbiéro et al., 2004b ; Marlet et Job, 2006) constitue aujourd'hui ce qu'on appelle la loi de l'alcalinité résiduelle. Elle permet de prévoir quel est l'ion dont l'activité va croître ou diminuer lors de la concentration.

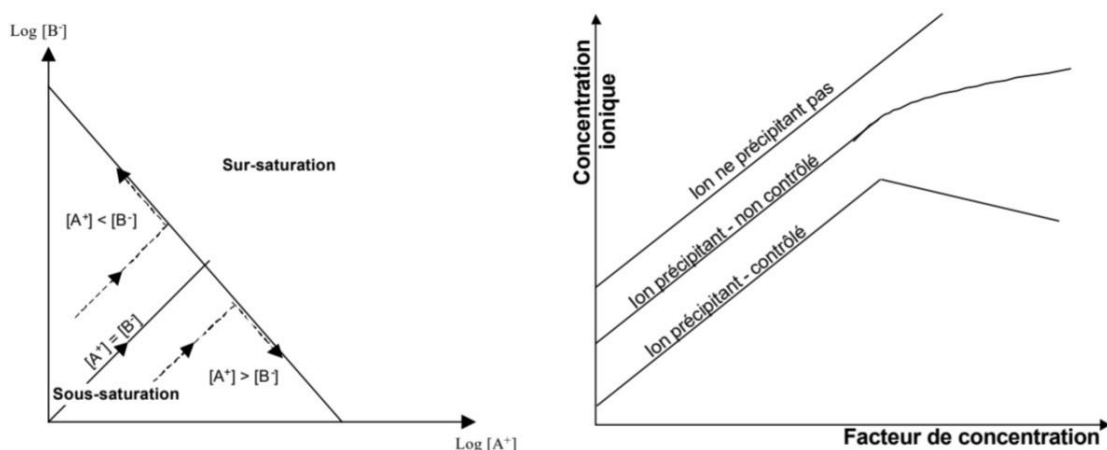


Figure n°2:(a) Evolution des ions selon la loi T (Vallès et al.1989) ; (b) Evolution schématique des concentrations des ions de la solution du sol en fonction du facteur de concentration (Tabet, 1999).

Lorsque les sels minéraux précipitent successivement sous l'effet de la concentration de solution du sol /eau d'irrigation, deux mécanismes peuvent apparaître. : Voie *saline neutre* (*salinisation*) ou Voie *alcaline* (*alcalinisation*) (Fig.6).

3. Evaluation de la qualité des eaux d'irrigation

3.1. Critique du SAR

Les risques de salinisation et sodisation des sols sont couramment évalués à partir de la conductivité électrique (CE) et du SAR. L'US Salinity Laboratory à Riverside (Californie, États-Unis), sous l'impulsion de Lorenzo A. Richards(1954), a mis l'accent sur *le pourcentage de sodium échangeable (ESP)*. La difficulté de mesurer *l'ESP* a conduit à considérer la composition de la solution et à introduire le concept de SAR=Sodium Adsorption Ratio. D'après Saurez (1981), l'objectif de déterminer le SAR est essentiellement la prédiction du *ESP* du sol. LE SAR est défini par :

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

Où les crochets désignent les concentrations en mmol/l. Le SAR peut être calculé à partir de l'analyse de la solution du sol ou de l'eau d'irrigation. Cependant, le paramètre clef, suivant cette approche, doit être le pourcentage de sodium échangeable (*ESP, Exchangeable Sodium Percentage*) ; *il est* défini par :

$$ESP = 100 \cdot \frac{(Na^+) \text{ échangeable}}{CEC}$$

Où (Na^+) est la quantité de sodium échangeable et CEC est la capacité d'échange cationique. Ce paramètre peut être mesuré au laboratoire, mais quand il s'agit des sols salés, il est difficile de séparer les sels dissous des ions échangeables. L'ESP nécessite des mesures relativement délicates et souvent non fiables (Jurinak et Suarez, 1990 ; Sumner, 1993, Marlet et Job, 2006). L'USSSL a proposé une corrélation statistique entre SAR et ESP :

$$ESP = \frac{0.01475 \times SAR - 0.0126}{1 + (0.01475 \times SAR - 0.0126)}$$

L'ESP mesuré est en général en bon accord avec l'ESP estimé mais ce n'est pas toujours le cas. Très tôt, Durant (1958) a montré en Algérie que dans 40 % des cas, les erreurs étaient

supérieures à 100 % et allaient jusqu'à 200 %. Dans les sols rouges d'Australie, la relation est différente (Rengasamy et al ,1984) :

$$ESP = 1.95 \times SAR + 1.84 \quad (R^2=0,82. N=138).$$

La relation est donc largement empirique et variable suivant les sols. Il faut donc l'établir régionalement. D'après Richards (1954), un sol est dit sodique lorsque son ESP est supérieure 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).

Le concept de **SAR** (*Sodium Adsorption Ratio*) a été popularisé par l'US Salinity Laboratory à partir de 1954, et jusqu'à nos jours, ils continuent de l'utiliser comme paramètre pertinent dans l'évaluation de la qualité d'eau à des fins agricoles dans des travaux scientifiques (Singh et Singh ,2008 ; Aghazadeh et Mogaddam , 2010 ; Umar et Taha,2010 ; Delgado et al,2010 ; Ishaku et al,2011 ;Shyam, et Kalwania, 2011 ; Oke et Aladejana ,2012 ; Ogunfowokan et Obisanya , 2012; Thilagavathi et al , 2012 ; Ayyandurai et al , 2013) malgré le fait qu'il a été critiqués par plusieurs auteurs (Vallès et al, 1983, Vallès, 1988 *in valles 1991* ; Samba, 1998 ; Barbiério et al, 2004b ; Rimmer, 2013 ; Bourrié ,2014 ; Bourrié, 2018). Ces travaux ont montré que le paramètre SAR est insuffisant pour apprécier la qualité d'une eau d'irrigation. Néanmoins, Il peut poser des problèmes pour la prédiction des risques effectifs sur la dégradation des sols car le SAR change avec le facteur de concentration (Samba, 1998).

La définition du SAR implique que le calcium et le magnésium jouent le même rôle et le potassium est négligé, alors que les observations de Quirk et Schofield, (1955) montrent que le magnésium ne joue pas le même rôle que le calcium, mais qu'il a un rôle intermédiaire entre celui du calcium et du sodium, (Tab.2). Quirk et Schofield,(1955) ont effectué des expériences sur des sols et des argiles gonflantes, en mesurant la diminution de la conductivité hydraulique lors de la dilution de la solution à partir d'un état floculé. Ils ont appelé « concentration seuil » la valeur de la concentration à partir de laquelle la perméabilité diminue de 10 à 15 % par rapport à sa valeur initiale.

La valeur seuil pour le Mg est nettement plus grande que pour le Ca. Le seuil de concentration pour le Mg est trois fois plus élevé que pour le Ca. Le Magnésium (Mg) est plus dispersant que le Calcium, ils n'ont donc pas le même effet. Ceci a été également observé sur toutes les argiles les plus courantes telles que les smectites, kaolinites, illites et vermiculites

par Zhang et Nortan (2002). D'après Arienzo et al, (2012), le remplacement de Ca par Mg entraîne une diminution de la stabilité structurale des agrégats. Pal et al (2006) ont montré que la conductivité hydraulique est diminuée dans les vertisols lorsque le magnésium échangeable augmente. D'autres études montrent que la dispersion des argiles est aussi provoquée par des teneurs élevées en magnésium (Emerson and Bakker, 1973 ; Chi et al., 1977 ; Sainberg et al., 1988 ; Sumner, 1993).

Dans des solutions de chlorures de *monovalents* et *divalents*, Quirk et Schofield, (1955) ont montré qu'il y a donc des effets spécifiques des ions, et la concentration seuil diminue dans l'ordre de $\text{Na} > \text{K} > \text{Mg} > \text{Ca}$ (Tab.2). L'étude de polyélectrolytes Na-K-Ca-Mg montre que le K a un rôle intermédiaire entre Na et Mg (Tab.2). Cette étude a montré également que dans des solutions de mélanges d'électrolytes NaCl- CaCl₂, les seuils de concentrations sont les mêmes que dans une solution homo-ionique de sel divalents est de $2,5 \times 10^{-4}$ mol/l de Ca alors que l'ESP est largement variable (Rimmer et al 2013 ; Bourrié, 2014). Il est aussi intéressant de constater que les concentrations seuil ne correspondent pas à une valeur constante de la force ionique (Bourrie, 2018).

Tableau n°2 : les seuils de concentrations pour la solution homo-ionique (Quirk et Schofield, (1955).

Sels	Concentration seuil mol/l	PH	La force ionique I mol/l
NaCl	2.5×10^{-1}	5.2	2.5×10^{-1}
KCl	6.7×10^{-2}	5.4	6.7×10^{-2}
MgCl ₂	1×10^{-3}	5.4	3×10^{-3}
CaCl ₂	3×10^{-4}	5.4	9×10^{-4}

Le concept clefs est donc celui du seuil de la concentration de calcium, concept beaucoup plus simple à comprendre que le SAR. Pour différentes valeurs de l'ESP, la conductivité hydraulique varie, et que pour ne pas atteindre le seuil critique à partir duquel celle-ci diminue trop, il suffit de maintenir la concentration de calcium au-dessus d'une valeur constante, soit $2,5 \times 10^{-4}$ mol/l, indépendamment de la concentration en sodium (Quirk et Schofield, 1955 ; Rimmer et al., 2013 ; Bourrie ,2014 ; Bourrié, 2018).

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 ($RA_{calcite} = Alc. Carbonatée - Ca < 0$), 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 ($RA_{calcite} > 0$) 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* (Vallès 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 la figure 3, 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 Vallès (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.

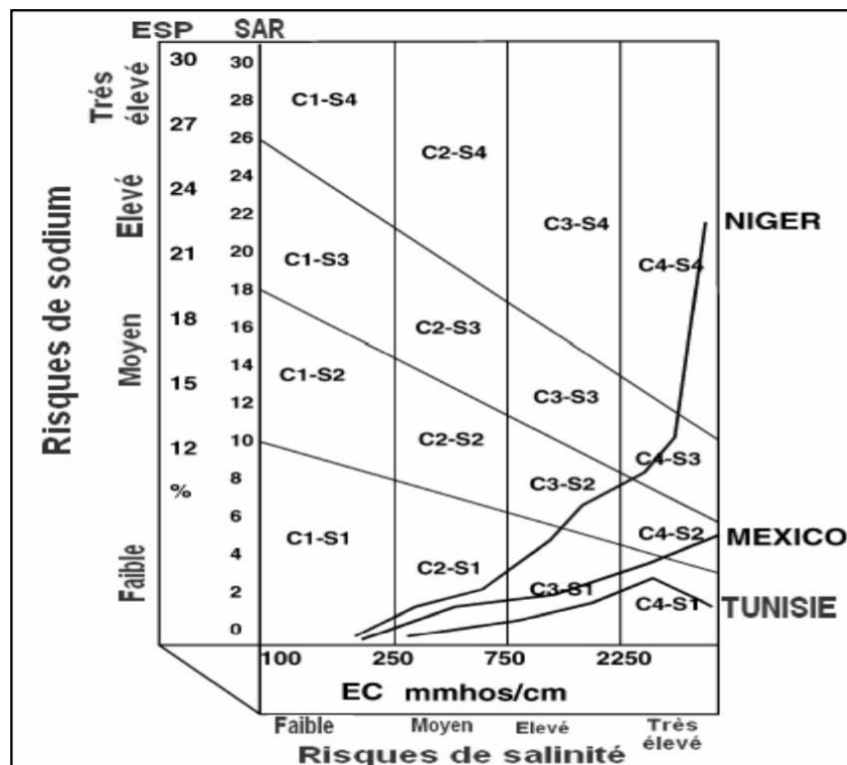


Figure n°3 : Évolution du SAR et la CE pendant une expérience d'évaporation à la casserole des trois eaux d'irrigation du Mexique, Tunisie et le Niger (Barbiéro et al, 2004).

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, 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.4) :

- **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).

- **Voie 02** : $AR_{\text{calcite}} > 0$, 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.4).

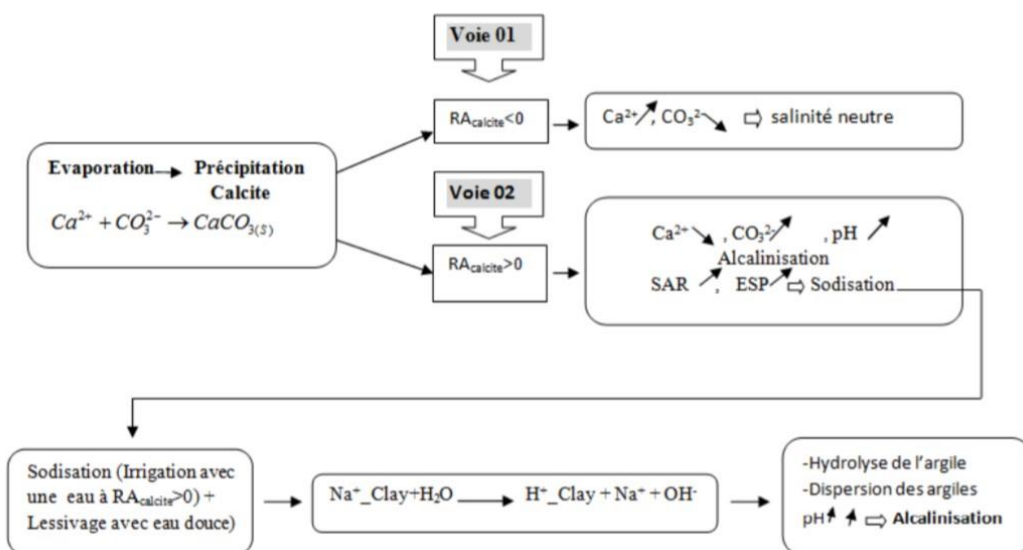


Figure n°4. Les deux voies de salinisation d'un sol suivant le signe d'alcalinité résiduelle calcite (Dakouré et al., 2013) (Bradai, 2017).

De plus, l'évaluation du risque de sodicité exprimé par le SAR *ne tiens pas compte des changements de la composition chimique qui peuvent se produire lors de la concentration par évaporation* (Tabet, 1999). Suarez (1981) et Jurinak et Suarez (1990) suggèrent d'autres types de SAR tels que le SAR ajusté, mais ils ont fini par être délaissés par manque de pertinence dans la prévision de l'évolution géochimique des eaux sous l'effet de l'évaporation.

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

Pour prédire l'évolution de la composition chimique d'une solution, *le concept d'alcalinité résiduelle généralisé à la précipitation successive de plusieurs minéraux doit être utilisé*. Ce concept, fondé davantage sur les processus géochimiques intervenant lors de la concentration des eaux d'irrigation, a été développé depuis une quarantaine d'années à partir des travaux Al Droubi (1976) et représente mieux les problèmes de dégradation du sol. Des études ont toutefois montré l'intérêt du concept d'alcalinité résiduelle généralisée à la précipitation successive de plusieurs sels minéraux a été appliqué dans de nombreuses régions comme l'un des meilleurs moyens pour l'évaluation des eaux d'irrigation. La confrontation avec les données de terrain a permis à différents auteurs d'en vérifier la validité (Al Droubi, 1976 ; Dosso, 1980 ; Barhi, 1982 ; Ndiaye, 1987 ; Vallès et al., 1989 ; Gonzalez-Barrios, 1992 ; Condom et al., 1999 ; Marlet, 1996 ; Van Hoom, 2003 ; Marlet et Job, 2006 ; Minhas et al., 2007 ; Salhi et al, 2019).

L'alcalinité résiduelle généralisée à la précipitation successive de plusieurs minéraux constitue donc une caractéristique des eaux, même lorsque leur composition change lors de leur concentration. Sur la base d'équilibre thermodynamique, il est possible de définir et déterminer l'ordre des précipitations salines, ce qui facilite considérablement le choix des types d'alcalinité Résiduelle généralisée.

Dans les zones arides et semi-arides telles que la plaine du Bas-Chéliff, le processus d'évaporation joue un rôle important dans les changements de la composition des eaux d'irrigation en milieu salin. L'effet de l'eau d'irrigation sur le sol a une relation étroite avec la composition de la solution du sol aux derniers stades du processus évaporatoire. La diminution de quantités proportionnelles de cations et d'anions, en solution, est due principalement à la précipitation des minéraux.

Dans la séquence de précipitation sous l'évaporation, on trouve la calcite, du gypse, des silicates-Mg ou carbonates-Mg et finalement de l'halite NaCl, et thénardite Na²⁺SO₄ et du KCl

et MgCl (Garrels et Mackenzie 1967; Hardie et Eugster 1970; Cheverry 1974; Droubi et al.1980). D'autres séquences avec la dolomite, gypse, magnésite, glauberite, bloedite, halite, et mirabilite, $\text{Na}^{2+}\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$, par exemple, dans les sebkhas du sud-est de la Tunisie (Nasri et al.2015). Donc la séquence de précipitation n'est pas la même dans tous les systèmes. L'ordre et la nature de précipitation dépend de la composition initiale de la solution et des interactions de la solution avec les sols et les aquifères traversés, par exemple, par échange d'ions et précipitation/dissolution.

3.2.1. Alcalinité et Alcalinité Résiduelle Généralisée

3.2.1.1. Définition de l'alcalinité

L'alcalinité (Alc) d'une solution est une grandeur déterminée analytiquement, en laboratoire, par titration au moyen d'un acide fort. D'après Stumm et Morgan (1970), elle correspond à la quantité d'ions H^+ nécessaires pour neutraliser les anions accepteurs de protons. Cette définition a été complétée par Bourrié (1976) comme « la somme algébrique des concentrations des bases faibles multipliée par le nombre de protons que chacune de ces bases peut neutraliser, moins la concentration en protons de la solution. Le plus souvent, ces bases sont constituées par des espèces carbonatées ».

$$\text{Alc} = (\text{HCO}_3^-) + 2(\text{CO}_3^{2-}) + (\text{OH}^-) - (\text{H}^+)$$

Lorsque l'on combine cette définition avec l'équation de neutralité électrique au sein de la solution du sol, on obtient (Vallès et al, 1989) :

$$\text{Alc} = 2(\text{Ca}^{2+}) + (\text{K}^+) + (\text{Na}^+) + 2(\text{Mg}^{2+}) - (\text{Cl}^-) - 2(\text{SO}_4^{2-}) - (\text{NO}_3^{2-}).$$

L'alcalinité peut être positive, négative ou nulle et, elle est invariable par précipitation ou dissolution d'un sel d'acide fort et de base forte. Par contre, elle augmente ou diminue lors de la dissolution ou de la précipitation des sels d'acide fort et de base faible ou de base forte et d'acide faible (Bourrié, 1976).

3.2.1.2. Alcalinité Résiduelle Généralisée

En théorie, Hardie et Eugster (1970) n'ont pas utilisé le terme alcalinité, leur concept Δ est presque identique au concept d'alcalinité résiduelle. Le terme Δ a été défini comme suit :

$$\Delta = \frac{1}{2} \{[(\text{Cl}^-) + 2(\text{SO}_4^{2-})] - [(\text{Na}^+) + (\text{K}^+) + 2(\text{Mg}^{2+})]\},$$

Où [] désigne concentrations molaires totales des éléments. Hardie et Eugster (1970) ont démontré que si $\Delta < 0$, la concentration en carbonate augmenterait aux dépens du calcium, et inversement si $\Delta > 0$.

Le concept d'alcalinité (Alc) a été développé par Stumm et Morgan (1970), et l'alcalinité résiduelle de la calcite a été étudiée par Van Beek et Van Breemen (1973). De sa définition, on obtient l'identité :

$$\begin{aligned} \text{Alc}_{\text{res. calcite}} &\equiv -2\Delta . \\ \text{Alc}_{\text{res. calcite}} &= (\text{Alc}) - 2(\text{Ca}^{2+}) . \end{aligned}$$

C'est la dérive des carbonates résiduels (*Résiduelle sodium carbonates*) définie par Eaton (1950). RSC = alcalinité carbonate - $(\text{Ca}^{2+}) - (\text{Mg}^{2+})$mol/l, ce qui correspond à l'alcalinité de la solution après la précipitation de la calcite et Mg-carbonate ou Mg-silicate (sépiolite).

Ce concept a été généralisé à la précipitation successive de plusieurs minéraux (Van Beek, *et al.* 1973 ; Droubi *et al.* 1980) pour déterminer le sens d'évolution vers une voie saline neutre ou une voie alcaline (Cheverry, 1974 ; Droubi *et al.*, 1980). (Fig.5).

A chaque étape de précipitation, un élément est contrôlé par une nouvelle phase solide. Par conséquent, une nouvelle expression d'alcalinité résiduelle doit être utilisée pour prédire si le pH augmentera ou diminuera. L'expression d'alcalinité résiduelle lors de la précipitation du Ca^{2+} est la même quelle que soit la nature de sel en phase solide (Calcite, Aragonite ...). Nous utiliserons donc les expressions d'alcalinités résiduelles en indiquant la nature de l'élément contrôlé au lieu de la nature du minéral précipité (Salhi *et al.* , 2019). 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).

Après la précipitation de la calcite et les silicates-Mg (par exemple sépiolite) ou les Mg-carbonates-Mg (magnésite), l'alcalinité résiduelle de Ca-Mg est identique au carbonate de sodium résiduel (RSC) défini précédemment par Eaton (1950) comme :

$$\begin{aligned} \text{Alc}_{\text{res. Ca-Mg}} &\equiv \text{RSC} . \\ \text{Alc}_{\text{res. Ca-Mg}} &= 2(\text{CO}_3^{2-}) + (\text{HCO}_3^-) - 2(\text{Ca}^{2+}) - 2(\text{Mg}^{2+}) . \\ \text{Alc}_{\text{res. Ca-Mg}} &= (\text{Alc}) - 2(\text{Ca}^{2+}) - 2(\text{Mg}^{2+}) . \end{aligned}$$

La série de précipitations (calcite – sépiolite – gypse ou calcite – magnésite – gypse) définit la tendance de la solution vers une voie saline neutre ou voie alcaline. Le risque lié à la qualité de l'eau d'irrigation qui cherche d'abord à déterminer l'alcalinité résiduelle des eaux

d'irrigation est classé dans l'une des trois grandes familles de processus de salinisation (Hardie et Eugster, 1970 ; Cheverry, 1974 ; Droubi et al. , 1980 ; Marlet et Job, 2006) (Fig. 5).

1)- Si Le RSC est positif, $RSC = \text{Alcalinité} - 2Ca^{2+} - 2Mg^{2+} > 0$. La précipitation de la calcite s'accompagne généralement de la formation de silicates magnésiens (Gae et al., 1977, Vallès et al., 1989) qui mènent à une chute de la concentration en calcium et magnésium dans la solution du sol alors que l'alcalinité continue de croître avec la concentration ; les carbonates jouent alors un rôle essentiel qui se traduit par une augmentation sensible du pH des sols. Dans ce cas, les solutions évoluent vers la voie alcaline relative à la précipitation de calcite/sépiolite désignée sous le nom *d'alcalinisation*. Le sodium devient rapidement dominant par rapport aux autres bases échangeables et se fixe sur le complexe d'échange des argiles au détriment du calcium et du magnésium : c'est le phénomène de sodisation qui mène à une dégradation des propriétés physiques et agronomiques des sols. (Fig.5, Fig.6).

2)- Dans le cas contraire, $RSC = \text{Alcalinité} - 2Ca^{2+} - 2Mg^{2+} < 0$. L'alcalinité diminue tandis que les molalités de calcium et de magnésium augmentent, les carbonates jouent un rôle mineur et les sols évoluent selon un pH proche de la neutralité, c'est la voie saline neutre communément appelée *salinisation* et qui conduit à des sols salés neutres (Cheverry, 1974; Servant, 1976). La précipitation des minéraux consomme du calcium et du magnésium mais s'ils restent en quantités importantes dans la solution. Pour de forts facteurs de concentrations, les ions sodium peuvent devenir majoritaires et s'échanger avec le complexe : il y a alors *sodisation du sol*. Ce processus intervient tardivement. Cette voie d'évolution se caractérise par l'accumulation de sels très solubles (chlorures, sulfates de sodium ou de magnésium).

Dans cette voie saline neutre ($RSC < 0$), 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) ;

$$\text{Alc}_{\text{res. Ca-Mg-SO}_4} \equiv RSC'$$

$$\text{Alc}_{\text{res. Ca-Mg-SO}_4} = RSC - 2(SO_4^{2-}).$$

$$\text{Alc}_{\text{res. Ca-Mg-SO}_4} = (\text{Alc}) - 2(Ca^{2+}) - 2(Mg^{2+}) + 2(SO_4^{2-}).$$

a) - Si L'alcalinité résiduelle (RSC_2) devient positive suite à l'addition des sulfates relatifs à la précipitation du gypse, $RSC_2 = \text{Alcalinité} - 2(Ca^{2+}) - 2(Mg^{2+}) + 2(SO_4^{2-}) > 0$, c'est la voie *saline neutre à dominances sulfatée* (Fig.5). La précipitation de calcite et gypse sont responsables de la chute des teneurs en calcium (et d'une augmentation du sodium échangeable). Ils présentent principalement un risque de dégradation des propriétés physiques

des sols suite à une sodisation rapide que le SAR ne caractérise qu'imparfaitement (Marlet et Job, 2006). (Fig.6).

b) -Si l'alcalinité résiduelle devient négative même par addition des sulfates, $RSC2 = \text{Alcalinité} - 2(\text{Ca}^{2+}) - 2(\text{Mg}^{2+}) + 2(\text{SO}_4^{2-}) < 0$, on parle alors de *la voie saline neutre à dominance chlorurée* (Fig.5). 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) (Fig.6).

Les trois voies géochimiques déterminées selon les types d'alcalinité résiduelle généralisée présentent un risque de dégradation des sols avec des degrés variables (Marlet et Job, 2006). Lors de l'évolution géochimique, le faciès chimique des eaux détermine la voie empruntée : *voie saline neutre* ou *voie alcaline*. La **sodisation** est une résultante rapide de cette dernière et traduit l'accumulation de l'ion sodium sur le complexe d'échange des argiles (Fig.6).

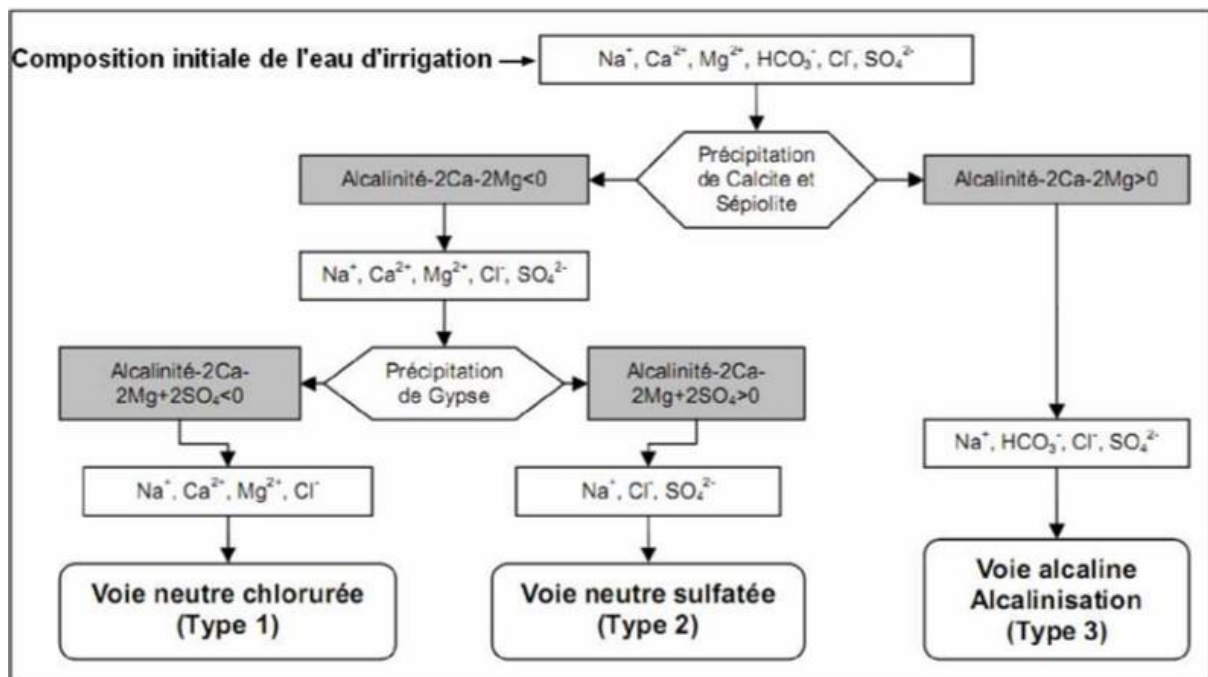


Figure n°5 : Les principales voies de salinisation suivant le signe d'alcalinité résiduelle (Marlet et Job, 2006).

4. Mécanismes de dégradation des sols et leurs impacts sur le sol

Tabet (1999) a montré 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*. Les états résultants de ces processus de

salinisation neutre, d'alcalinisation et de sodisation sont qualifiés de *salés, d'alcalins et de sodiques*.

4.1. Salinisation : Accumulation excessive de sels solubles (chlorures, sulfates, carbonates de sodium et de magnésium par exemple) dans le profil de sol (Samba, 1997) (Fig.6). Les teneurs élevées en sels tendent par ailleurs à augmenter la pression osmotique de la solution du sol, ce qui diminue la capacité de la plante à utiliser l'eau dont elle a besoin, au risque de la soumettre à une sécheresse conditionnée (Halitim, 1988) (Fig.6).

4.2. Sodisation : La sodisation est le plus difficile à percevoir. Très dommageable pour les cultures, c'est l'accumulation du sodium sur le complexe d'échange. La sodisation se manifeste par une diminution de la porosité et de la stabilité structurale du sol (Fig.6). Les sols sodiques, lorsqu'ils sont au contact avec une eau peu concentrée peuvent subir une destruction de leurs propriétés physiques et la structure du sol s'effondre (Sumner, 1993 ; Douaoui et al. 2004). Le phénomène se produit lorsqu'un certain seuil de saturation du complexe d'échange en Na est atteint. Ce seuil se situe à 10% environ, mais il est très variable. Sur des sols sensibles, le seuil peut être atteint déjà à 5%, pendant que d'autres sols résistent à des taux de saturation en Na jusqu'à 50% (Sumner, 1993 ; Douaoui et al. 2004).

4.3. Alcalinisation : Accumulation des bases faibles (HCO_3^-) qui conduit à une hausse du pH. Un pH trop élevé pose par lui-même des problèmes sur la croissance des plantes. Mais l'alcalinisation est d'autant plus dangereuse qu'elle accélère le processus de **la sodisation** (Samba, 1998). (Fig.6). Ce dernier conduit à la dégradation des propriétés physique du sol et l'indisponibilité des minéraux pour les végétaux (Marlet et al., 1996).

5. Impact de la salinisation sur les plantes et la structure du sol

L'effet des sels sur le sol et les plantes est surtout fonction de la voie d'évolution saline (Fig.6). Dans le cas de **la voie saline neutre**, dans un sol salin humide, tout se passe comme si le sol était sec, ce qui entraîne un **stress hydrique** chez les plantes. 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 : D'une part, certains arbres fruitiers peuvent par exemple être sensibles à l'accumulation de chlorures ou de sodium provoquent des **problèmes de toxicité** (Samba, 1998). D'autre part, cela peut induire un **déséquilibre nutritionnel** (par exemple, une forte concentration en sodium peut induire des carences en potassium et en calcium).

-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). Il n'existe pas d'effet direct de la sodicité sur les cultures, mais des effets indirects de la dégradation des propriétés physiques des sols sur la respiration, la croissance racinaire, les conditions d'alimentation hydrique et minérale (Marlet, et job, 2006)

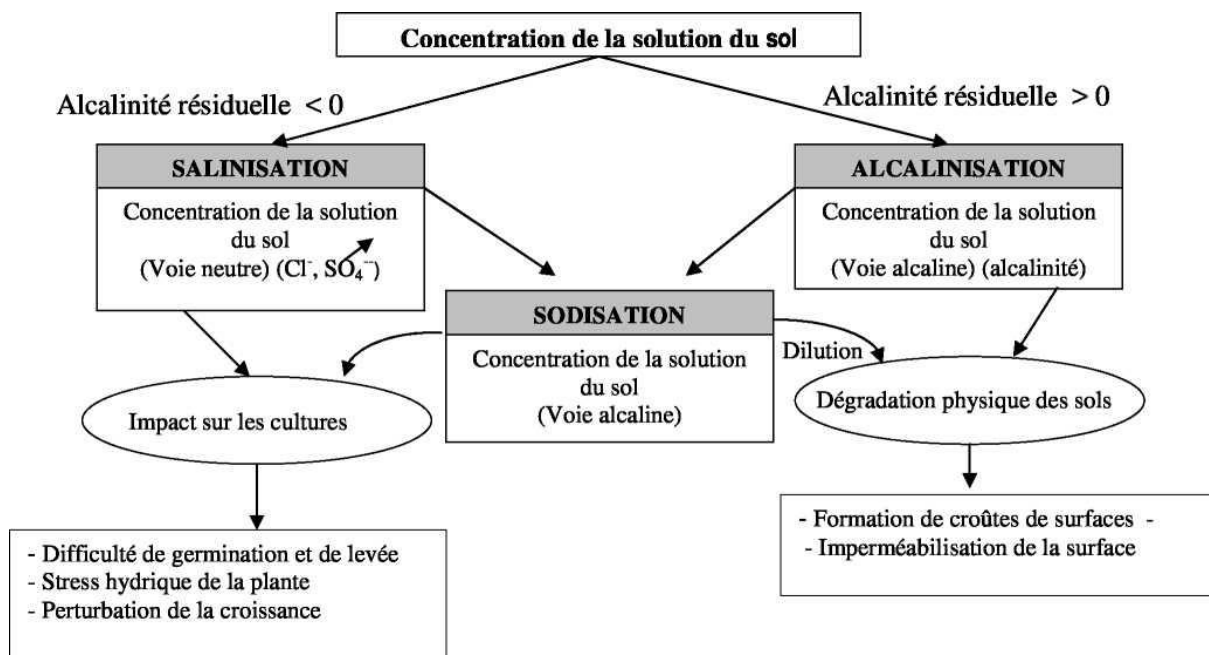


Figure n°6 : Processus des différentes voies de la salinisation et leurs impacts sur la dégradation des sols et sur les cultures. (Source : Tabet, 1999).

Chapitre 2

Milieu physique

1. Introduction

Ce chapitre est consacré à la présentation générale de la plaine du Bas-Chélif selon plusieurs contextes : localisation géographique, les caractéristiques hydro-climatiques, l'hydrologie, la géologie, l'hydrogéologie, la pédologie, les ressources en eau, l'état actuel des réseaux d'irrigation et du drainage et les conséquences d'une irrigation des sols non contrôlée dans cette région.

2. Description générale du milieu physique du Bas-Chélif

2.1. Situation géographique

S'étalant sur une superficie d'environ 65000 ha, la plaine du Bas-Chélif qui constitue notre zone d'étude est située au nord-ouest de l'Algérie ; elle fait partie du bassin versant du Chélif et occupe sa partie ouest (Douaoui, 2005 Douaoui et *al.*2006). 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). Il est traversé par le plus long Oued de l'Algérie-Chélif- avec une longueur de 750 km (ABH-CZ, 2002).

Le Bas-Chélif est situé au nord-ouest de l'Algérie - à 250 km de la capitale et à 35 km de la mer méditerranée (à vol d'oiseau) - entre 0° 40' et 1° 6' 8'' de longitude Est, et entre 34° 3' 12'' et 36° 5' 57'' de latitude Nord. 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, Cette plaine est traversée par la route nationale N°4 et les chemins de fer de l'ouest ainsi que par l'autoroute Est-ouest. Elle fait environ 50 km de longueur sur une largeur variant de 6 à l'est à plus de 20 km à l'ouest, avec une surface pratiquement plate d'une altitude moyenne de 70 m.

Les principaux périmètres irrigués de la plaine sont : Ouarizane, H'madna, Oued Rhiou, Djédiouia et Hamri.

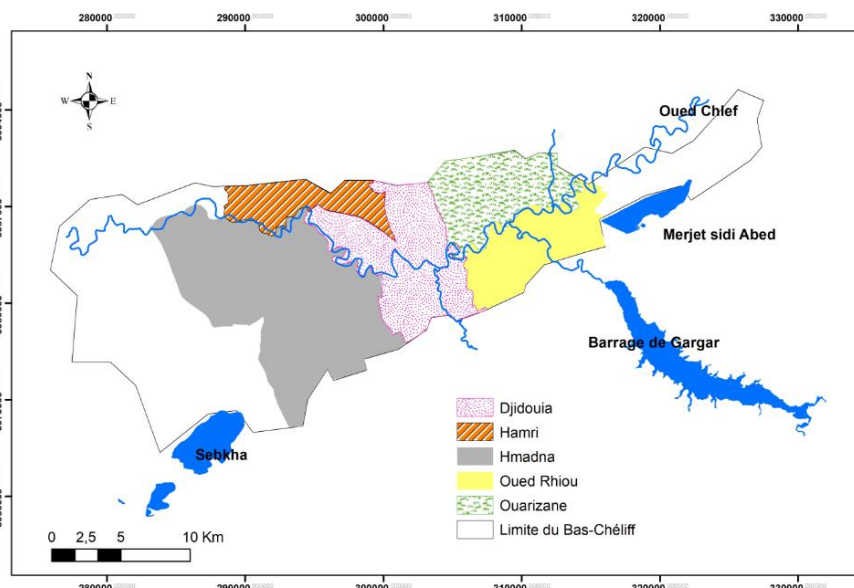


Figure n°1 : Localisation du Bas-Chélif et ses périmètres irrigués.

2.2. Contexte climatique

2.2.1. Le climat semi-aride

Le climat de la plaine a fait l'objet de diverses études approfondies allant du pionnier du domaine dans la région : Seltzer en 1946 dans son oeuvre « Le climat de l'Algérie » suivie par Yacono en 1954 dans son étude « La colonisation des plaines du Chélif » jusqu'à nos jours. C'est un climat spécifique par ses été particulièrement chauds et secs qui lui avaient valu différents qualificatifs comme celui du 'four du Tell' ou de 'portion de Sahara égarée dans le Tell' (Yacono, 1954).

2.2.2. Les Températures

Comme beaucoup de station appartenant au climat méditerranéen, le régime thermique de notre région d'étude est caractérisé par des températures élevées en été et relativement basses en hiver avec une moyenne annuelle de 19,32 °C. Les températures les plus élevées sont enregistrées durant les mois de juillet et Aout, où elles atteignent un maximum de 29,75 °C en moyenne, ce qui correspond à une forte évaporation et une remontée capillaire de la nappe jusqu'à un mètre de profondeur dans certaines zones irriguées. Les plus basses températures se manifestent au mois de janvier avec une valeur moyenne de 10,44 °C (Tab.1).

Tableau n°1 : Données des moyennes mensuelles des précipitations et des températures de la station météorologique de Hmadna (1985-2014).

1985-2014	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Max	Min	Moy
Tmoy(C°)	10,44	11,57	14,22	16,81	21,27	25,71	29,32	29,75	25,17	20,96	14,79	11,77	29,75	10,44	19,32
P (mm)	41,76	37,11	29,35	34,49	21,98	5,05	1,27	2,02	13,29	28,60	49,96	32,70	49,96	1,27	297,59

Le diagramme Ombrothermique de la station climatique de Hmadna entre 1985 et 2014 (Fig. 2) montre que la période de sécheresse est très longue et s'étale sur six mois, allant de la mi-avril à la mi-octobre (Kouadri Sameut, 2019).

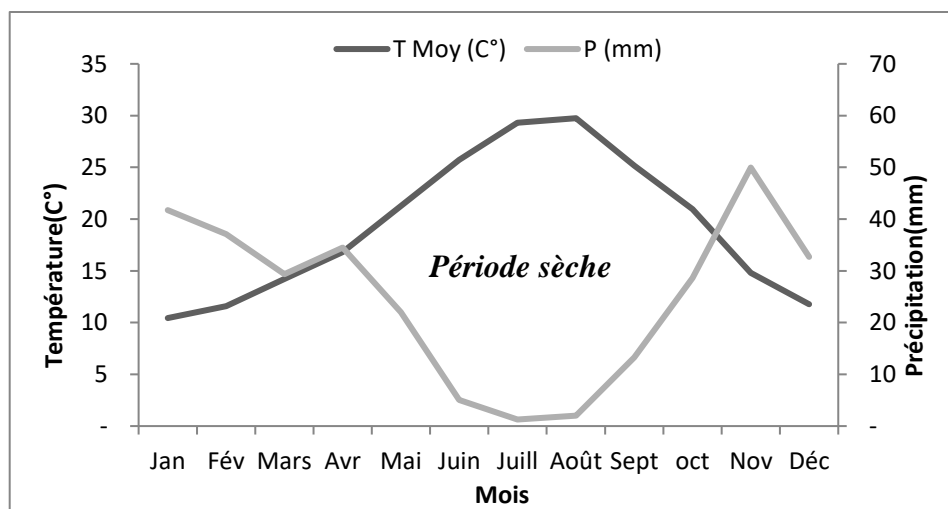


Figure n°2. Diagramme Ombrothermique de la station de Hmadna 1985-2014

2.2.3. Précipitations

2.2.3.1. Précipitations mensuelles

L'ouest algérien, y compris la plaine du Bas-Chélif, a connu, ces dernières décennies, des cycles de sécheresse dont les plus marquants s'étalent de 1987 à 1990 et de 1992 à 1995. L'analyse des données pluviométriques de cette zone d'étude relatives à la période de 1985 à 2014 montre que la moyenne des précipitations moyennes annuelles en pluviométrie est de 297,59 mm avec une pluviosité moyenne maximale de 49,96 mm durant le mois de novembre et une pluviosité moyenne minimale de 1,27 mm durant le mois de juillet. (Kouadri Sameut, 2019).

2.2.3.2. Précipitations annuelles

Si nous avons signalé ci-dessus que notre zone d'étude a connu des périodes de sécheresse pendant les deux dernières décennies du siècle passé, nous signalons ici que la période (2004-2013) enregistre aussi quelques années de sécheresse telles que l'an 2005 et l'an 2008 où les précipitations annuelles en pluviométrie sont très faibles (Fig. 3).

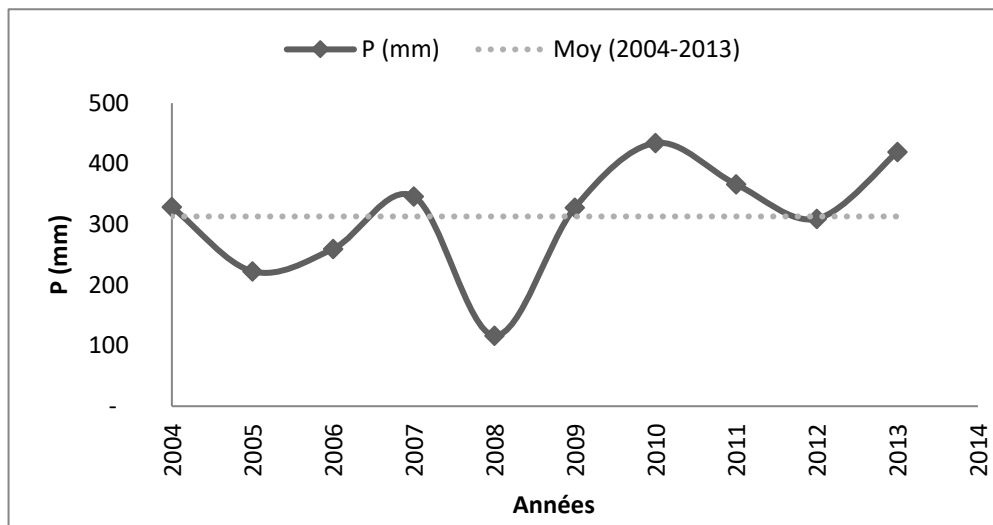


Figure 3. Variation des précipitations annuelles en fonction du temps.

On constate aussi que la moyenne des précipitations annuelles en pluviométrie pendant la période (2004-2013) est de 313.02mm. Les années 2010 et 2013 ont connu des précipitations importantes avec des moyennes annuelles de 434.08mm et 419.66mm respectivement (Kouadri Sameut, 2019).

3. Contexte pédologique

3.1. Pédologie

Les études pédologiques effectuées dans cette région (Boulaine, 1957 ; Durand, 1958 ; Daoud, 1993 ; Daoud et *al.*, 1993 ; Saidi et *al.*, 1999 ; Douaoui et *al.*, 2001) montrent deux grandes divisions des sols :

3.1.1. Les sols des bordures de la plaine

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).

3.1.2. Les sols du centre de la plaine

Six classes ont été décrites : les sols salsodiques, les sols hydromorphes, les sols isohumiques, les vertisols, les sols peu évolués alluviaux et colluviaux et les sols calcimagnésiques (Douaoui, 2005) (Tab. 2).

Dans la classe des sols salés, Boulaine (1957) distingue les Solontchaks inertes avec accumulation des sels en surface ou en profondeur, les Solontchaks vifs (horizon de surface à structure micropolyédrique en pseudosables 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.4). Le tableau 2 donne la synthèse de la description des sols de la plaine du Bas Chélif. 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.

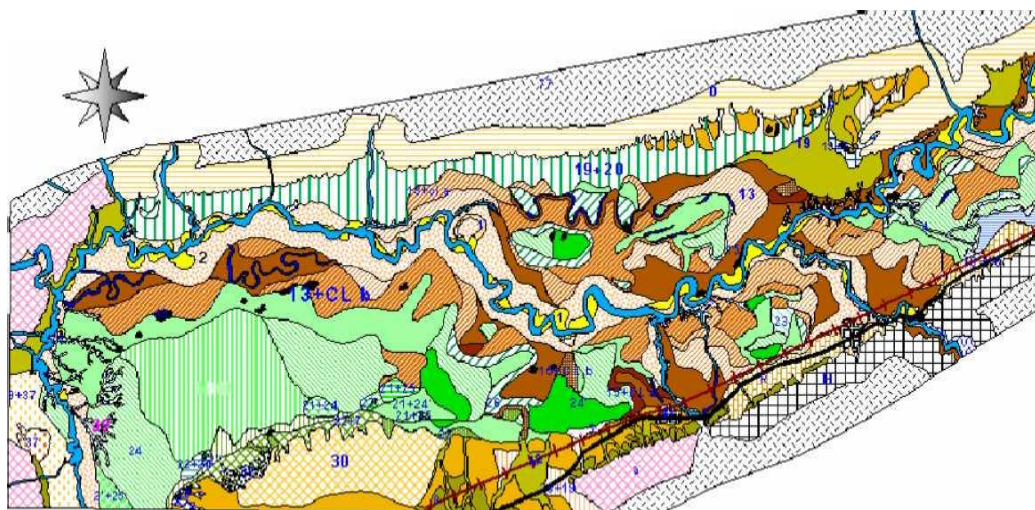


Figure n°4. Carte des sols (Boulaine, 1957).

Tableau n°2 : Synthèse des sols de la plaine du Bas-Chéliff d’après la carte pédologique.

Type de sol	Caractéristiques
Sols peu évolués	- <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. - <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
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 sahn avec une hydromorphie en
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-Chébf. 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 hydromorphes sols	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-Chéliff.
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-Chéliff, la présence des sels est tellement importante qu’ils deviennent apparents à l’examen visuel sous forme d’efflorescences salines (Douaoui et al. 2006).

4. Contexte Géologique /géomorphologie et Hydrogéologique

4.1. Géologie

La plaine du Bas-Chélif est un synclinal traversé par le lit de l'oued Chlef qui occupe, à l'instar des autres plaines du Chélif (moyen, haut), le fond de bassins de sédimentation où s'accumulent les sédiments depuis au moins le Villafranchien (Fig.5).

Cette plaine est comblée d'alluvions du quaternaire et encadrée au nord et au sud par des piémonts du Dahra et de l'Ouarsenis de l'âge Miocène et Pliocène (Tertiaire), qui lui fournissent le matériau par érosion (Boulaine, 1957).

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 (Douaoui, 2005).

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.I.D, 1998).



Figure n°5. Principales unités morphologiques de la plaine du Bas-Chélif (Douaoui, 2005).

4.2. Principaux aquifères du Bas-Chélif

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

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 côté 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.

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.

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.6).

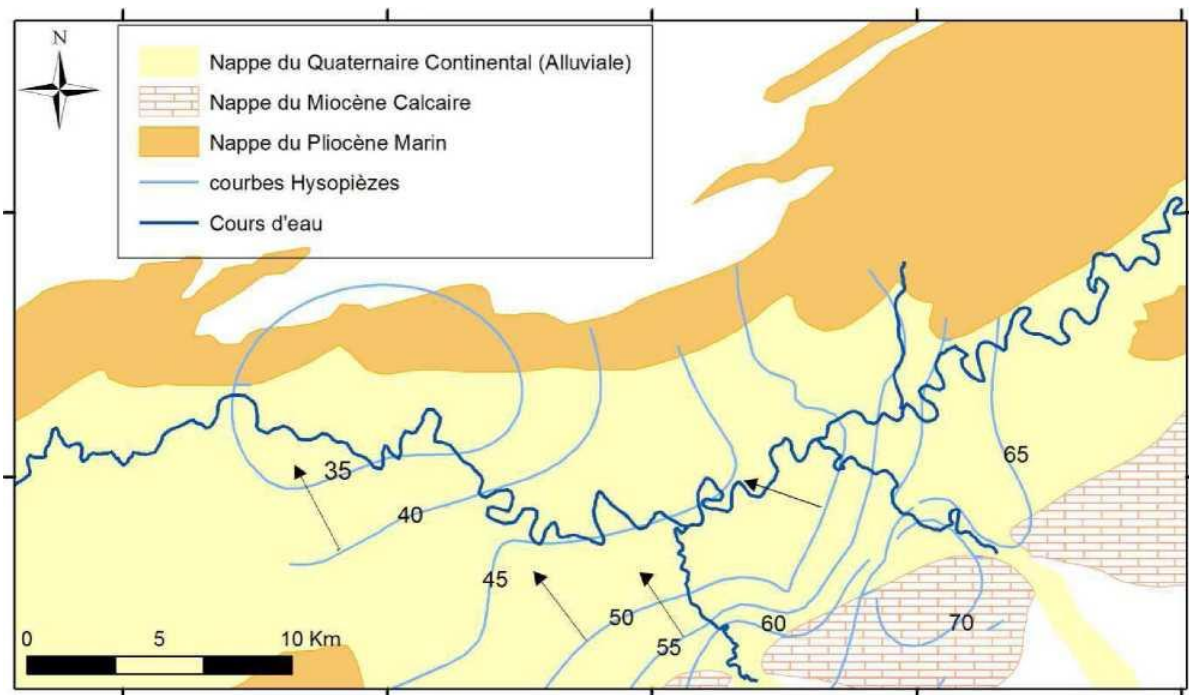


Figure n°6. Cartes des nappes et piézométrie de la plaine du Bas-Chéiff (Bradai, 2017).

5. La végétation du Bas-Chélif :

Selon Douaoui (2005) et Douaoui et *al* (2006), les sols du Bas-Chélif sont, soit occupés par l'agriculture (Fig.7), soit abandonnés pour être occupés par la végétation halophyte. L'agriculture concerne essentiellement :

- les vergers d'agrumes et d'oliviers dont la date de plantation remonte le plus souvent au milieu du vingtième siècle. Ces vergers sont irrigués et se localisent le plus souvent dans les périmètres des oueds Rhiou, Djédiouia et Ouarizane.
- les cultures maraîchères irriguées (melon, pastèque, artichaut, oignon...) sont cultivées dans les périmètres irrigués et se concentrent au bord des lits d'oueds ;
- les cultures céréalières en sec principalement sur les sols calcimagnésiques du plateau de Benziane.

On les retrouve également dans les périmètres irrigués ;

Selon l'étude de McDonald et Bneder (1990), ces types de cultures occupent respectivement : orge 20 %, blé 8,5 %, olivier 3,6 %, melons, pastèques et artichaut 6,7 % de la surface agricole utile. Les sols très salés abandonnés sont couverts par une végétation halophyte dont la densité de recouvrement est très variable dans l'espace et dans le temps. En été, certains types de sols, tels que ceux de la Gaa sont totalement dépourvus de végétation.

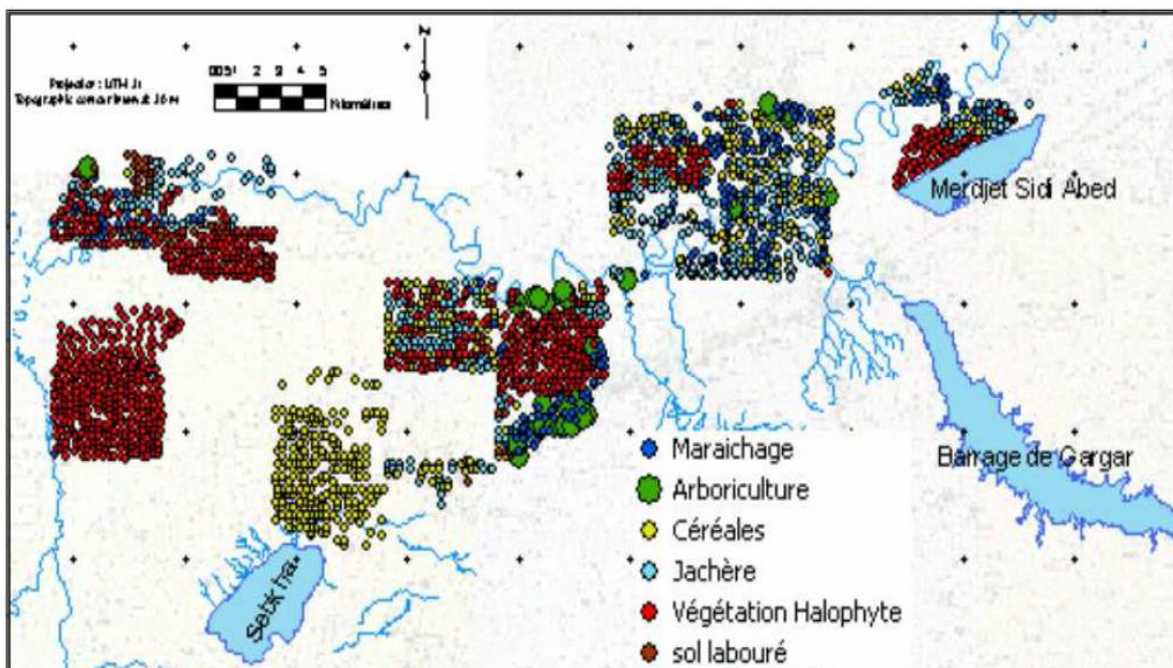


Figure n°7. Cartes de l'occupation des sols de la plaine du Bas-Chélif (Douaoui, 2005)

6. L'irrigation dans la plaine du Bas-Chélif

6.1. Ressource utilisées en l'irrigation

6.1.1. Les ressources en eaux surface

Les ressources en eau superficielles sont constituées par deux retenues principales:

- **Le barrage de Gargar** : l'un des plus importants barrages d'Algérie avec une capacité de 450 millions de m³ ; il a été construit sur l'oued Rhiou vers la fin des années 80.

- **La retenue de Merdjet Sidi Abed** : Actuellement à sec, c'est un réservoir hors cours d'eau d'une capacité de 50 millions de m³ (construit en 1979), située à l'amont de la plaine. Il est rempli durant la saison hivernale essentiellement par dérivation des eaux de l'oued Chlef.

La qualité de l'eau des cours d'eau du bassin de Chélif est aussi variable, mais elle est en général plutôt médiocre. La salinité de l'eau dans l'oued Rhiou varie entre 0,5 g/l environ pour les débits les plus forts et 2 g/l pour les débits d'étiage.

6.1.2. Les ressources en eaux souterraines :

Généralement, le développement de l'agriculture s'est accompagné par la construction de grands périmètres d'irrigation en particulier en zones semi-arides et arides. Dans le Bas-Chélif où les conditions climatiques sont marquées par la faiblesse et l'irrégularité des apports pluviométriques qui limite la disponibilité des eaux de surface (*Gargar*, *Merjet Sidi Abed*), le pompage des eaux souterraines pour l'irrigation devient quasi obligatoire pour assurer une production agricole suffisante et rentable.

6.2. Le réseau d'irrigation :

Le seul réseau existant au niveau du Bas-Chélif est un ancien réseau datant de l'époque coloniale, il a été rénové mais son efficacité reste en deçà du souhaitable (INSID, 1998). Le réseau est à ciel ouvert constitué par des canaux semi circulaires en amiante ciment. Il est 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.8).

Le canal principal 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.8).

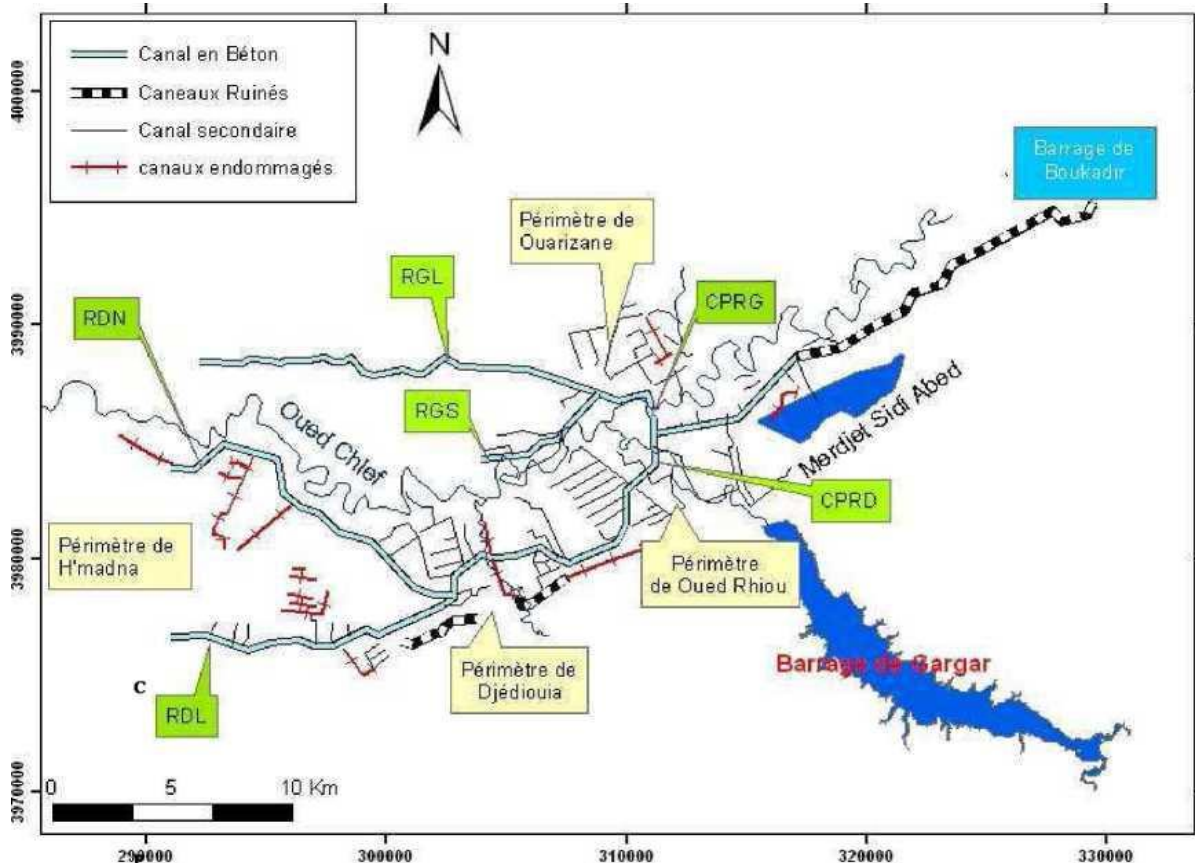


Figure n°8. Etat du réseau d'irrigation du périmètre du Bas-Chélif (Bradai et *al.* 2012)



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

Actuellement, il existe des problèmes de fonctionnement du réseau du fait de la détérioration des canaux d'irrigation. En effet, la carte établie par Bradai et *al.*, (2012), illustre bien ces endommagements sur le réseau (fig.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.

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 2). 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 Merdjet 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 $0,36 \text{ m/s}$. La figure n° 9 illustre le nouveau canal d'irrigation et ses différents points d'alimentation.

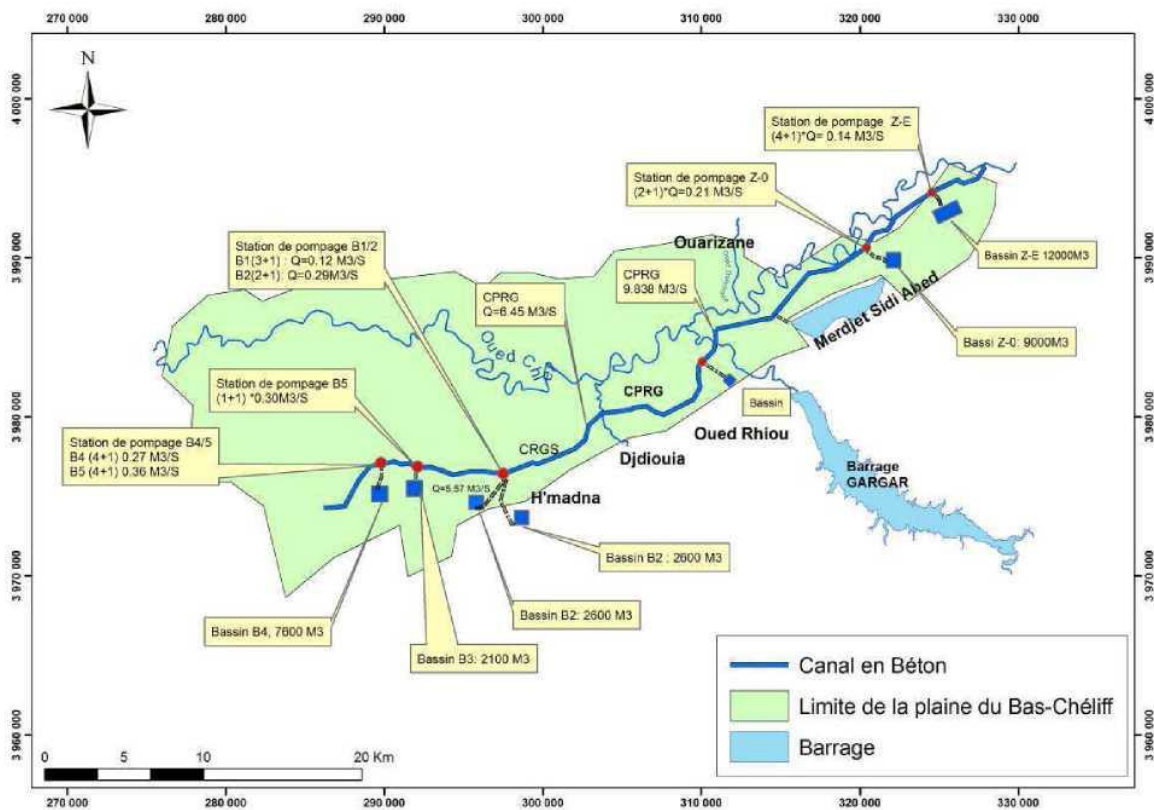


Figure n°9. Le nouveau canal d'irrigation et ces différents points d'alimentation (Bradai, 2017) .



Photos 2 : Le nouveau canal d'irrigation dans le Bas-Chéiff.

6.3. Réseau du drainage

Le réseau de drainage dans le Bas-Chéiff 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 ont des 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 3) .



Photo n°3 : Etat actuel du drainage dans le Bas-Chéiff (Bradai, 2017).

Il existe deux principaux réseaux de drainage souterrain : l'un dans le périmètre de Hmadna et l'autre dans le périmètre de Ouarizane mais mal entretenus, ces deux réseaux ne sont pas fonctionnels.

7. Effet de l'irrigation sur la Salinité des sols du Bas-Chélif

La plaine du Bas-Chélif qui se caractérise par la présence de nombreux sols salés avait fait l'objet de plusieurs études (Boulaine, 1957 ; Douaoui, 2005 ; Saidi,2005). Les études récentes ce sont principalement basées sur l'évolution spatio-temporelle de la salinité des sols et ont montré une diminution des superficies à faible salinité avec en parallèle une augmentation des superficies à salinité élevée (Douaoui et al., 2006 ; Douaoui et Lépinard, 2010 ; Yahiaoui, 2015).

Cette expansion est due principalement à l'irrigation par les eaux souterraines souvent chargées en sels, le mauvais drainage et l'aridité du climat (Douaoui et Hartani, 2007 ; Bradai et al., 2011). 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).

8. Conclusion

Le climat de la plaine du Bas-Chélif qui est située dans le nord-ouest de l'Algérie est caractérisé par une faible pluviométrie annuelle et une évapotranspiration très élevée. La faible disponibilité des eaux de surface fait que le recours à l'irrigation devient quasi obligatoire pour assurer une production agricole suffisante et rentable.

Ce recours à l'utilisation des eaux qui sont souvent de qualité médiocre dans des conditions souvent favorables à l'accumulation des sels comme le déficit hydrique sévère en été, une topographie plate, une texture argileuse, un réseau de drainage vétuste quand il existe ont contribué à une salinisation progressive et quasi-généralisée des sols dont souffrait déjà la plaine.

Chapitre 3

**Caractérisation hydro-chimique des
eaux souterraines du Bas-Chélif.**

L'objectif de ce chapitre est de caractériser l'hydrochimie des eaux souterraines utilisées en irrigation des sols du Bas-Chélif et décrire les facteurs qui influencent la composition chimique des solutions.

1. Introduction

La sécheresse que connaît la région et l'indisponibilité des eaux de surface sont les deux principales contraintes pour une agriculture durable de la région semi-aride de la plaine du Bas-Chélif. Pour remédier à ce déficit hydrique, les eaux souterraines restent la principale ressource d'irrigation dans la région (Bouarfa et al., 2009 ; Bradai et al., 2012). L'utilisation de cette ressource en eaux souterraines a augmenté au cours des dernières décennies (Amichi et al., 2012). Cette augmentation souvent non contrôlée a accentué la salinité des sols dont souffrait déjà la plaine en provoquant un processus de salinisation continu de la couche arable (Douaoui et al., 2006 ; Douaoui et Lepinard, 2010) et une réduction de la productivité des cultures (Ramsis et al., 1999). C'est pour cette raison qu'une étude détaillée s'avère être nécessaire pour une bonne caractérisation de la salinité des eaux souterraines.

2. Matériels et Méthodes

2.1. Echantillonnage et méthodes analytiques (Partie Eau)

2.1.1. Echantillonnage

Les échantillons des eaux ont été prélevés à partir des forages utilisés pour l'irrigation de la nappe alluviale du Bas-Chélif sur une profondeur allant de 60 à 120 m durant la période allant du mois de juin au mois de juillet 2011. Le choix de ces périodes correspond au début des irrigations des cultures dans la plaine et surtout au recours des agriculteurs à l'utilisation des eaux souterraines pour compléter les besoins en eau des cultures. Les prélèvements, au nombre de 73, ont été effectués manuellement dans des flacons en matière plastique de 1000 cm³ de capacité (Fig.1). Un GPS (global positioning system receiver) a été utilisé pour localiser les échantillons selon le système UTM (Universal Transversal Mercator), Datum WGS84, zone 31N).

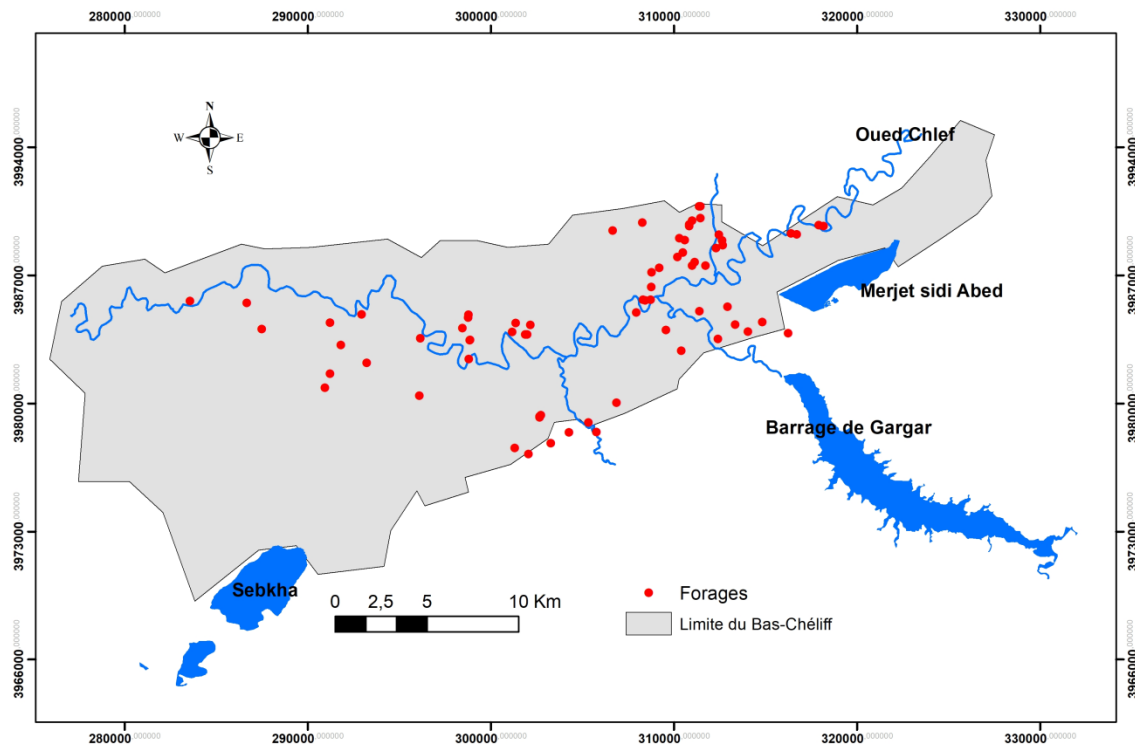


Figure n°1 ; Le plan d'échantillonnage des forges en juin-juillet 2011.

2.1.2. Les analyses physico-chimiques de l'eau

Les analyses physico-chimiques des échantillons d'eaux ont été effectués dans les laboratoires de l'unité Algérienne Des Eaux de Ain Deffa (ADE) et celui de l'Agence Nationale des Ressources Hydriques de Blida (ANRH). Les sulfates ont été analysés une troisième fois dans le laboratoire de pédologie de la Faculté des Sciences Agronomiques et Biologiques de Chleff. Les procédures de dosage sont déduites des méthodes d'analyse standard :

- La conductivité électrique (CE) et le pH sont mesurés in situ par un multi-paramètre de terrain.

Les cations

- La dureté totale (Ca^{2+}) + (Mg^{2+}) et la dureté calcique (Ca^{2+}) des échantillons est déterminée par complexométrie, par titrage avec l'acide éthylène-diamine-tétracétique (EDTA) (Rodier, 2006). Les résultats de la dureté sont validés par un auto-analyseur (SKALAR).

- Le sodium (Na^+) et le potassium (K^+) sont dosés par spectrophotomètre à flamme de type **SHERWOD** à $\lambda = 420$ nm.

Les anions

- Les chlorures (Cl^-) sont déterminés par la méthode titrimétrique de Mohr.

- Les sulfates par lecture de l'absorbance à $\lambda=420$ nm pour une suspension obtenue par réaction des sulfates avec le chlorure de baryum.

-L'alcalinité carbonatée (CO_3^{2-} , HCO_3^-) est déterminée par la méthode graphique de Gran (Pansu and Gautheyrou, 2006).

- La silice a été déterminée par spectrophotométrie par la méthode classique décrite par Rodier, (2005) avec un spectrophotomètre UV/ Visible (**PERKING ELMER**) à $\lambda = 750$ nm.

Les résultats des analyses des 73 échantillons d'eaux souterraines sont montrés dans le tableau (annexe).

2.2. Les méthodes statistiques d'analyse de données

2.2.1. Analyse en composantes principales

L'analyse en composantes principales (ACP) est réalisée avec les données hydrochimiques pour une meilleure compréhension des processus hydro-géochimiques des eaux souterraines de la plaine du Bas-Chélif.

L'analyse en composantes principales (ACP) 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 ; Philipeau, 1992).

L'ACP a été appliquée pour l'étude de l'hydrogéochimie des eaux souterraines par plusieurs auteurs qui ont montré son efficacité pour décrire et comprendre un certain nombre de processus géochimiques dans les eaux souterraines (Awady 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). L'ACP a été appliquée par le logiciel SPAD.

3. Résultats et Discussions

Dans cette partie, l'aspect qualitatif des eaux souterraines utilisées dans l'irrigation des sols de la région de la plaine du Bas-Chélif a été développé en se basant sur leurs caractéristiques physico-chimiques.

3.1. Caractérisation hydro-chimique générale des eaux souterraines

La plupart des problèmes qui se développent en agriculture irriguée proviennent de la composition chimique de l'eau d'irrigation. Celle-ci étant le principal caractère d'une eau d'irrigation.

3.1.1. Statistiques descriptives

La composition chimique des eaux souterraines de la plaine du Bas-Cheliff reflète l'influence des évaporites qui sont le gypse et le calcaire (Tab.1). Ces eaux d'irrigation présentent un risque de salinisation très élevé avec une moyenne de 3,18 *dS/m* ; cette valeur dépasse la valeur de 3 *dS/m* retenue par plusieurs auteurs (Ayers et Westcot,1988). Certains forages peuvent atteindre des valeurs très élevées jusqu'à 6,15 *dS/m* mais d'autres sont également de meilleure qualité avec une CE de 1,197 *dS/m*. Le pH est légèrement alcalin avec une valeur moyenne de 7,65 et varie dans la fourchette de 6.8 à 8.3 dans l'ensemble des échantillons. Les anions et les cations se distribuent (en mmol/l) selon l'ordre suivant ; $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+$ et $\text{Cl}^- > \text{Alc} (\text{HCO}_3^-) > \text{SO}_4^{2-}$.

Tableau n°1 : Statistiques descriptives des variables.

Libellé de la variable	Effectif	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum
Ca^{2+}	73	3,740	2,195	1,070	10,400
Mg^{2+}	73	4,320	2,440	0,947	11,623
Na^+	73	16,983	8,268	6,063	47,306
K^+	73	0,057	0,057	0,011	0,169
Cl^-	73	17,068	9,085	4,778	42,165
SO_4^{2-}	73	5,345	3,089	1,725	12,993
Alc (HCO_3^-)	73	5,419	1,415	2,062	8,573
H_4SiO_4	73	0,229	0,051	0,103	0,317
pH	73	7,650	0,398	6,800	8,300
CE <i>ds/m</i>	73	3,200	1,354	1,197	6,150
SAR	73	8,993	4,630	3,644	28,212

-La relation entre la conductivité électrique (CE) et les éléments chimiques montre que la CE est surtout corrélée, en ordre décroissant, avec les chlorures, les sulfates, le sodium, le calcium, le magnésium et le potassium. Ceci pourrait expliquer par leur origine commune qui devrait être différente de celles des bicarbonates (**Alc**) qui montrent une faible relation avec la CE ($r = 0,23$) (Tab.2).

-Le Ca^{2+} montre une corrélation significativement positive avec le Mg^{2+} , les SO_4^{2-} et le Cl^- , alors qu'elle est significativement négative avec l'alcalinité et le pH. Ceci pourrait expliquer l'origine commune du Ca^{2+} et du Mg^{2+} , et du SO_4^{2-} qui devrait être différente de celles des bicarbonates.

- Le Na^+ se manifeste par une liaison significativement positive avec les Cl^- , les SO_4^{2-} , le Mg^{2+} , la silice et l'alcalinité alors qu'elle est faible avec le pH.

- Le K^+ montre une corrélation significativement positive avec, les SO_4^{2-} , les Cl^- alors qu'elle est faible avec l'alcalinité et significativement négative avec le pH.

-Les SO_4^{2-} montrent une corrélation significativement positive avec les Cl^- . Ces deux anions sont faiblement corrélés aux bicarbonates.

-Le pH s'oppose à tous les éléments chimiques de l'eau d'irrigation.

Tableau n°2 : corrélation entre les variables.

	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Cl^-	SO_4^{2-}	Alc (HCO_3^-)	H_4SiO_4	CE ds/m	pH
Ca^{2+}	1,000									
Mg^{2+}	0,846	1,000								
Na^+	0,398	0,388	1,000							
K^+	0,532	0,456	0,298	1,000						
Cl^-	0,731	0,688	0,860	0,473	1,000					
SO_4^{2-}	0,840	0,880	0,587	0,446	0,717	1,000				
Alc (HCO_3^-)	-0,001	0,099	0,344	0,006	0,130	0,117	1,000			
H_4SiO_4	0,353	0,373	0,363	0,194	0,373	0,438	0,201	1,000		
CE ds/m	0,778	0,756	0,821	0,537	0,934	0,826	0,232	0,380	1,000	
pH	-0,349	-0,297	-0,060	-0,486	-0,194	-0,246	-0,150	-0,028	-0,310	1,000

-Les bicarbonates n'interviennent que très faiblement sur la salinité qui est influencée par les chlorures et les sulfates (Fig.2). Globalement, la variation de la minéralisation est liée essentiellement aux chlorures, aux sulfates et les eaux les plus chargées en sels sont les plus *chlorurées et sulfatées sodiques* alors que celles qui en sont les moins chargées *ont une tendance bicarbonatée*. L'alcalinité reste quasi-constante en fonction de la variation de la CE et le pôle carbonate est opposé au pôle évaporitique, ce qui justifie par la diminution de rapport ($\text{Alc}(\text{HCO}_3^-) / (\text{Cl}^-) + 2(\text{SO}_4^{2-})$).

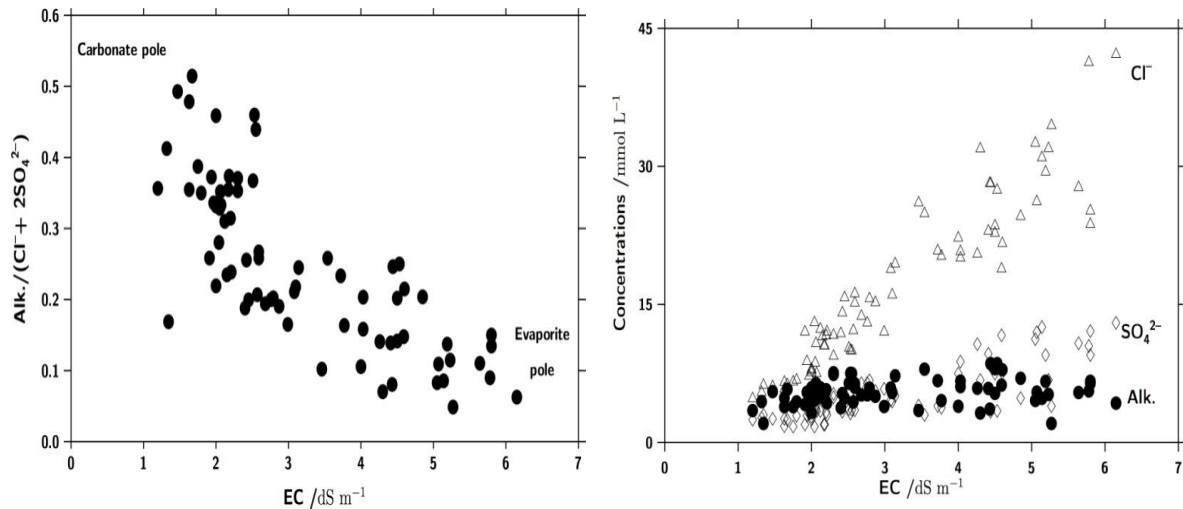


Figure n°2 : Evolution de la conductivité électrique CE en fonction du rapport Carbonates/Evaporites (A) Et en fonction des anions (B).

3.1.2. Faciès chimiques des eaux souterraines

En complément de l'analyse statistique simple faite plus haut et pour connaître les faciès chimiques des eaux souterraines de la plaine du Bas-Chélif, on a eu recours aux diagrammes de Piper. Comme cela a été déduit de l'analyse statistique, les analyses chimiques qui sont représentées sur le diagramme de Piper (Fig.3) montrent globalement que les eaux souterraines de la plaine du Bas-Chélif ont un faciès Chlorurés sodiques (NaCl) et sulfato-sodiques (Na_2SO_4) dominant et des faciès chlorurés et sulfatés qui peuvent être calciques (CaCl_2 , CaSO_4) et/ou magnésiques (MgCl_2 , MgSO_4). Ceci témoigne de l'influence des évaporites (Chlorurée et gypsifères) à grande échelle. La présence des eaux chlorurées magnésiennes et calciques et sulfatées sodiques peut être à l'origine d'un échange de qui peut se produire entre le Na^+ et le Ca^{2+} d'une part et entre Na^+ et le Mg^{2+} d'autre part.

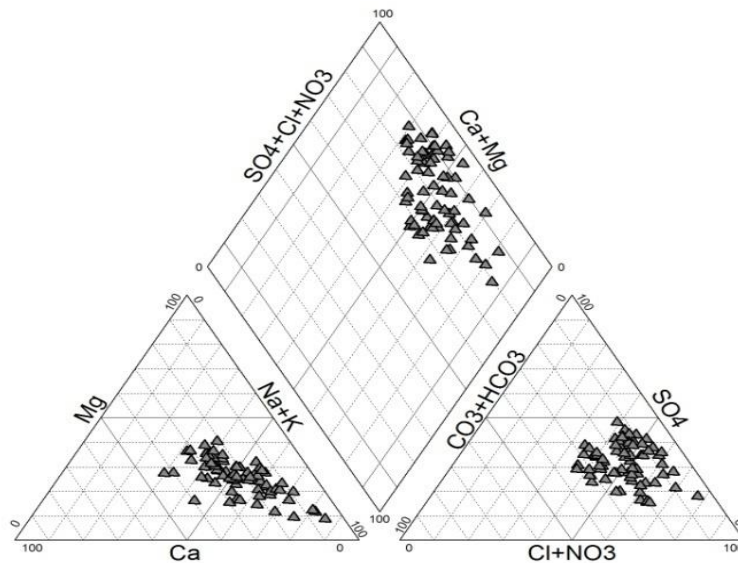


Figure n°3 : Diagramme de Piper établi pour les anions et les cations des eaux souterraines.

3. 2. Analyse multiparamétrique de la qualité des eaux souterraines

Il est connu que la qualité d'une eau qui contient plusieurs éléments chimiques interagissant entre eux ne peut dépendre d'une seule ou de deux caractéristiques chimiques. Les analyses statistiques simples monovariées et bivariées restent donc insuffisantes pour une bonne caractérisation de la qualité des eaux souterraines de la plaine du Bas-Chéliff. C'est pour cette raison que nous avons opté pour une analyse statistique multiparamétrique par l'application de la méthode d'analyse en composantes principales (ACP). Les données introduites consistent en 10 variables (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , $\text{Alc}(\text{HCO}_3^-)$, H_4SiO_4 , CE, pH) analysées dans les 73 points d'eau échantillonnés.

Les résultats de l'ACP sont influencés par les différences d'unités des variables (Philippeau, 1986), le même poids est donc donné aux différentes variables en travaillant sur des données centrées et réduites (normées).

Le tableau (3) montre que les trois premiers axes factoriels expriment **77.20 %** de la variance totale dont **50.40 %** pour le premier, **14.73 %** pour le second et **12.07 %** pour le troisième axe. Cette variance devrait suffire pour fournir les renseignements nécessaires sur les *interactions hydrogéochimiques qui se déroulent dans les aquifères de la plaine.*

Le pourcentage cumulé de la variance exprimée par les deux premiers facteurs est de **65.13 %** et les regroupements des variables dans le plan **F1-F2** rend compte de façon

satisfaisante de leur structure. Notre analyse a été poussée jusqu'aux trois premiers axes qui expriment une information totale de **77.20 %**. Au-delà du troisième axe, l'information expliquée devient assez faible pour être prise en considération.

Tableau n°3 : Valeurs propres et pourcentages respectifs des axes.

Numéro	Valeur propre	Pourcentage	Pourcentage cumulé
1	4,5358	50,40	50,40
2	1,3261	14,73	65,13
3	1,0865	12,07	77,20
4	0,7493	8,33	85,53
5	0,6360	7,07	92,60
6	0,3992	4,44	97,03
7	0,1441	1,60	98,63
8	0,1231	1,37	100,00
9	0,0000	0,00	100,00

Dans le cas d'une ACP normée telle que la nôtre, les coordonnées des variables sur les axes sont égales aux coefficients de corrélation de ces variables sur les axes.

Les variables de l'eau qui participent fortement à *l'axe 1* sont les variables qui ont les valeurs des coordonnées les plus élevées en valeurs absolue ; cette composante principale est l'axe de la salinité qui est influencé en ordre décroissant par des sulfates (SO_4^{2-}), des chlorures (Cl^-), du calcium (Ca^{2+}), du magnésium (Mg^{2+}), du sodium (Na^+), du potassium (K^+) de la silice (H_4SiO_2). *C'est l'axe de la minéralisation* car les variables exprimant la minéralisation des eaux montrent un comportement semblable avec la CE, ce qui témoigne de la relation étroite entre la salinité et la minéralisation des eaux.

Pour le *deuxième axe*, les variables qui participent le plus à sa formation sont respectivement le SAR, le pH, l'alcalinité (HCO_3^-), le sodium (Na^+), négativement corrélé le potassium (K^+). Cette composante principale représente *l'axe de l'alcalinisation et /ou sodisation*.

Le troisième axe est expliqué aussi par le pH et l'alcalinité (HCO_3^-). *C'est aussi l'axe d'alcalinisation mais sans l'influence du sodium*. Cet axe explique **12.07 %** seulement de la variance totale et reste très faible pour le prendre en considération dans un plan à deux dimensions.

Tableau n°4: Coordonnées des variables sur les axes principaux.

Libellé de la variable	Axe 1	Axe 2	Axe 3	Axe 4	Axe 5
Ca ²⁺	0,88	-0,26	0,19	-0,15	-0,14
Mg ²⁺	0,87	-0,14	0,13	-0,22	-0,30
Na ⁺	0,70	0,51	-0,01	0,46	0,11
K ⁺	0,63	-0,44	-0,23	0,21	0,38
Cl ⁻	0,89	0,16	0,16	0,32	0,05
SO ₄ ²⁻	0,92	0,02	0,15	-0,12	-0,21
Alc (HCO ₃ ⁻)	0,20	0,54	-0,73	-0,07	-0,28
H ₄ SiO ₂	0,52	0,41	-0,02	-0,55	0,50
pH	-0,39	0,55	0,63	0,01	-0,03
Libellé de la variable	Axe 1	Axe 2	Axe 3	Axe 4	Axe 5
CE ds/m	0,94	0,11	0,02	0,22	-0,04
SAR	0,21	0,64	-0,17	0,58	0,26

Les résultats illustrés dans le tableau 4 montrent qu'il existe :

-Des forages représentés par l'axe 1 qui sont riches en sels *chlorurés et sulfatés sodiques*; ces types de forages dont l'origine des sels est liée aux *alluvions salées (les formations évaporitiques)* qui se trouvent dans la nappe alluviale qui occupe le centre de la plaine du Bas-Chéiff. Ces types d'eau possèdent probablement une *CE* élevée due à leur richesse en sels très solubles.

-D'autres forages sont riches à la fois en sels *calciques et magnésiques* souvent *chlorurés et sulfatés*. Ces eaux qui sont à faible pH se trouvent dans la nappe *calcaire à lithothamnium* qui se localise dans la périphérie de la plaine.

- Les forages représentés par l'axe 1 présentent un risque probable de sodisation avec ces types d'eaux en conditions d'évaporations mais les conséquences de leur utilisation sont essentiellement d'ordres chimiques.

-Les forages représentés par l'axe 2 sont alcalins sodiques (liés à la dissolution des carbonates) à fort pH et avec une faible minéralisation expliquée par la faible corrélation de la CE sur cet axe ($r = 0,11$). Cette teneur en bicarbonates peut engendrer *une alcalinisation et/ou sodisation*. Ces types d'eaux entraînent un risque de dispersion des argiles lorsqu'elles entre en contact avec le sol, car les cations divalents Ca²⁺ et Mg²⁺ sont remplacés par le Na⁺, ce qui entrainerait un effet négatif sur la structure du sol et sur la perméabilité.

La description de la relation entre les variables est faite selon leurs directions dans le plan formé par deux composantes principales.

Le cercle de corrélation établi entre les deux premières composantes principales (Fig.4) montre que les variables les Cl^- , et les SO_4^{2-} , le Ca^{2+} , le Mg^{2+} , le Na^+ , le K^+ ont contribué essentiellement dans la formation de l'axe (1), contrairement à l'axe (2) qui comprend les bicarbonates (HCO_3^-), le SAR, le Na^+ et le K^+ .

Il apparaît ici clairement, comme cela a été supposé auparavant, que ce sont les chlorures (Cl^-) et les sulfates (SO_4^{2-}) qui interviennent le plus sur la salinité des eaux, ce qui veut autrement dire que les eaux dont la salinité est élevée sont celles qui sont riches en *chlorures* et *sulfates*.

Les sels *calciques* et *magnésiques* et les sels a base de *sulfates* peuvent également engendrer une salinité plus ou moins élevée mais pas autant que *les chlorures*. Ces mêmes types d'eau ont toujours un faible pH et une teneur très faible à nulle en carbonates

Les sels *bicarbonatés sodiques* engendrent une alcalinisation et /ou sodisation. Le risque de sodisation est beaucoup plus élevé dans les eaux liées à l'axe 2 que celles qui sont liées à l'axe 3, car les eaux liées au 2^{ème} axe sont plus sodiques que celles qui sont liées à l'axe 3 (Tab.4).

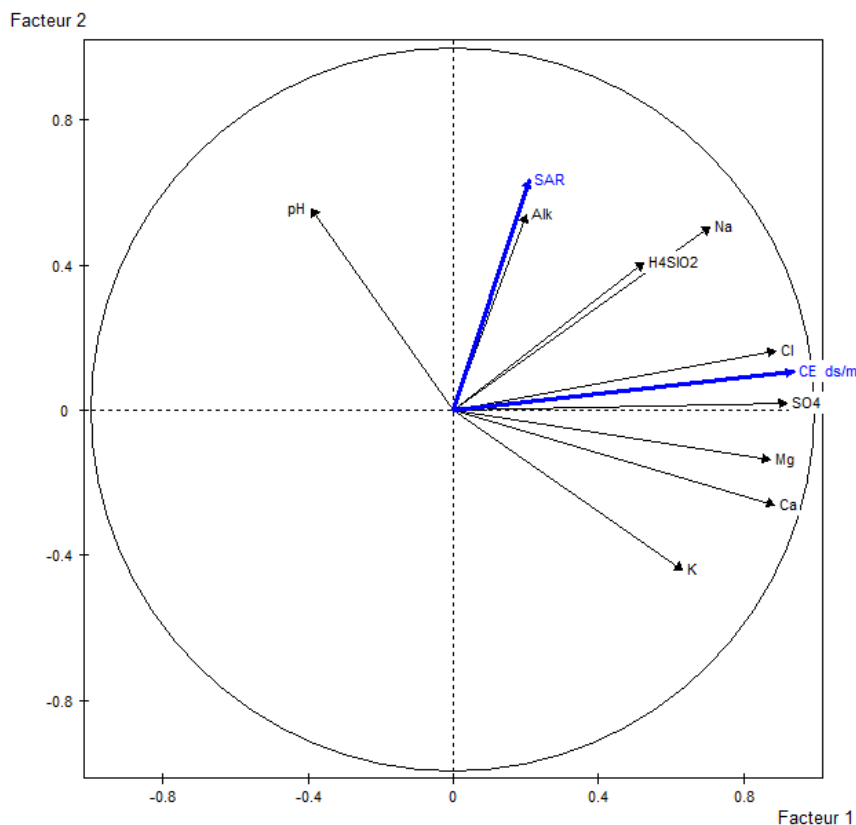


Figure n°4 : Cercle de corrélation entre les deux premiers axes.

La répartition dispersive des individus dans le plan principal (Fig.5) est liée aux différents groupes de variables, représentées dans le cercle de corrélation, lesquels nous ont amené à répartir les individus en quatre (4) groupes distincts 1, 2, 3 et 4 dont la discrimination se fait principalement en se basant sur l'axe (1) mais tout en tenant en compte de l'axe (2) qui a la particularité de mieux présenter les bicarbonates et le SAR .

Les individus du groupe 2 et 3 sont influencés beaucoup plus par les variables de l'axe (2) que les individus du groupe 1 et 4.

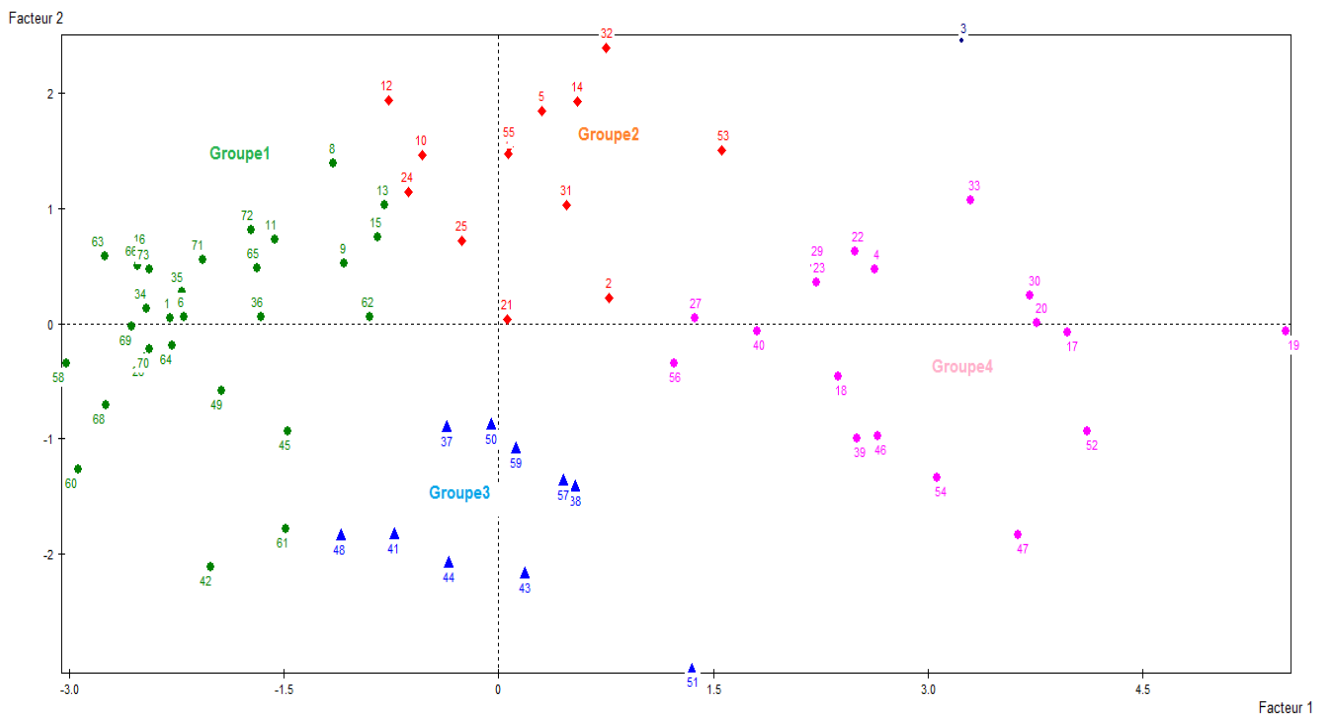


Figure n°5 : la projection des individus sur le plan factoriel formé par les deux premiers axes.

Le groupe 4, à l'opposé du groupe 1, comprend les valeurs de la CE les plus élevées. Ces eaux qui sont très minéralisées ont un risque élevé sur la dégradation chimique des sols par salinisation. Le risque de la sodisation est ici très faible.

Tableau n° 5 : La moyenne des variables pour les quatres groupes.

N°	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Alc (HCO ₃ ⁻)	H ₄ SiO ₄	CE	pH	SAR
G1	2,514	2,786	13,801	0,044	12,300	3,530	5,086	0,203	2,413	7,800	8,495
G2	2,806	3,765	22,360	0,049	18,346	5,254	6,696	0,268	3,364	7,706	13,560
G3	4,252	4,859	11,591	0,076	16,329	4,670	4,222	0,203	2,969	7,200	5,354
G4	6,531	7,584	21,711	0,080	25,499	9,525	5,474	0,252	4,717	7,524	8,293

-Les résultats montrent qu'en moyenne *le Groupe 1 et le Groupe 3* possèdent les meilleures caractéristiques qualitatives (Tab.5) du point de vue salinité. Les moyennes des deux groupes ne dépassent pas une *CE de 3 ds/m* qui est la valeur recommandées pour l'irrigation selon Ayers et Westcot, (1988). D'un autre côté, le SAR ne dépasse pas la limite moyenne de 10 méq/l qui pourrait causer un danger de sodisation et/ou d'alcalinisation. Le SAR est dans la classe «Excellent» (*voir le tableau dans le prochain chapitre*).

- Pour *le Groupe 2 et le Groupe 4* (Tab.5), la salinité moyenne dépasse le seuil de 3 ds/m, ce qui est nocif pour les plantes. Le SAR de ces deux groupes ne montre aussi aucun risque de sodisation. Le SAR du groupe 2 est dans la classe «bonne». Il est vrai que dans la littérature, une valeur de SAR égale à 10 méq/l pourrait être l'objet d'un risque de sodisation (FAO, 1996), mais le risque reste modéré au vu de la concentration en électrolyte élevée des eaux souterraines du Bas-Chélif qui va minimiser cet effet (Douaoui et al. 2007).

Comme il a été rapporté dans le chapitre bibliographique, malgré l'utilité du SAR et la conductivité électrique, plusieurs auteurs ont montré l'insuffisance de l'utilisation de ces deux paramètres (CE, SAR) comme seuls indicateurs dans l'évaluation de la qualité des eaux à cause de leur manque de pertinence dans la prédiction géochimique de certains types d'eau particulièrement dans les terres arides soumises à des conditions de forte évaporation comme le cas de notre zone d'étude. Dans de pareils cas, le recours à *la notion d'alcalinité résiduelle généralisée* devient nécessaire voire indispensable pour une meilleure évaluation de la qualité des eaux d'irrigation.

L'analyse en composante principale a montré que le groupe 1 est le meilleur groupe du point de vue salinité et sodicité et il ne pose pas de problème sur les propriétés physiques et chimiques des sols. Toutefois, une évaluation précoce (Tab.6) de ces données par le concept d'alcalinité résiduelle généralisée, montre que ce groupe, avec une voie saline sulfatée, pourrait ne pas être sans risque sur la dégradation physique des sols.

Tableau n°6 : Différentes voies géochimiques avec le SAR et la CE, pH correspondant.

La voie saline	G1	G2	G3	G4
RC>0, RSC<0, RSC'>0	23	9	0	1
RC<0, RSC<0, RSC'>0	3	4	0	4
RC<0, RSC<0, RSC'<0	8	0	9	12
	Voie saline sulfatée		Voie saline chlorurée	
CE	2,413	3,364	2,969	4,717
pH	7,800	7,706	7,200	7,524
SAR	8,495	13,560	5,354	8,293

4. Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons étudié le faciès 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 le déficit hydrique en eaux superficielles. Le digramme de piper a montré que les eaux souterraines de la plaine du Bas-Chélif ont un faciès Chlorurés-sodiques et Sulfato-sodiques dominants.

L'évolution des eaux souterraines du Bas-Chélif, lorsqu'elles se concentrent par évaporation, montre que les chlorures augmentent linéairement avec la conductivité électrique, tandis que les sulfates augmentent moins fortement.

L'utilisation de l'analyse en composantes principales a permis d'identifier l'origine commune de la salinité des eaux qui est liée essentiellement aux éléments majeurs à l'exception de l'alcalinité carbonatée. Elle a aussi permis de subdiviser les eaux souterraines en 4 groupes (1,2, 3,4) suivant *l'axe 1* qui représente la salinité (la minéralisation) essentiellement et *l'axe 2* qui représente l'alcalinité de façon moindre. Le groupe 4 est marqué par une forte minéralisation comparé aux autres groupes d'eaux.

Chapitre 4

**Evolution géochimique des eaux
d'irrigation sous les conditions
d'évaporation.**

Ce Chapitre se base sur le traitement thermodynamique des solutions et distinction des groupes d'eaux d'irrigation du Bas-Chélif et de Chott El-Jerid (Tunisie) en fonction du concept d'alcalinité résiduelle généralisée des eaux.

1. Introduction

La thermodynamique de l'équilibre fournit d'importantes informations concernant les mécanismes physico-chimiques qui régissent le comportement d'un système. Son application au système naturel permet d'identifier la réaction chimique possible, de calculer la composition chimique d'une solution à l'équilibre, de déterminer l'énergie minimum nécessaire aux transformations de phases et prévoir les conditions d'équilibre entre minéraux et solutions.

Le présent chapitre est consacré aux traitements thermodynamique des données du Bas-Chélif et du Chott El Jerid par l'utilisation des deux modèles de calculs (*Pitzer et SIT*) du logiciel (*phreeqc.3*). Ces modèles permettent d'étudier avec précision les équilibres entre minéraux et solutions naturels diluées et concentrées, afin de comprendre les mécanismes de formations des évaporites et des silicates dans les deux milieux évaporitiques étudiés dans ce travail.

Dans ce contexte, les objectifs retenus dans ce chapitre sont :

- Comparer les deux modèles *Pitzer* et *SIT* pour le calcul des activités ioniques dans les solutions naturelles dans une large gamme de forces ioniques, ce qui justifie l'utilisation des eaux de *Chott El-Jerid (Tunisie)*.
- Vérifier les équilibres et déterminer la séquence de la précipitation des minéraux dans les solutions soumises à évaporation dans des voies salines neutres.
- Prévoir les voies géochimiques des eaux d'irrigation sous conditions d'évaporation par l'utilisation du concept d'alcalinité résiduelle généralisée.

2. Matériel et Méthodes

2.1. Les sources de données

Les données proviennent de deux milieux différents :

- Les solutions à faible et à moyenne force ionique sont des données prélevées de la zone irriguée de la plaine du Bas Chélif (Algérie), où la salinité affecte 60% de la superficie et continue de se développer spatialement (Douaoui et Lépinard 2010),

- Les solutions à moyenne et à très grande force ionique qui sont des données précédemment publiées proviennent du Chott El Jerid (Tunisie) (Gueddari et al. 1983; Gueddari

1984). Elles sont utilisées ici à titre de comparaison pour mieux illustrer et caractériser les eaux du Bas-Chélif.

2.1.1. Les Eaux souterraines du Bas-Chélif

Les résultats d'analyses des eaux souterraines du Bas-Chélif sont utilisées dans cette partie pour calculer l'état de la saturation des eaux d'irrigation par rapport aux différents minéraux qui peuvent se précipiter suite à l'évaporation lors de l'irrigation et voir également les changements qui peuvent se produire au niveau de la composition chimique des solutions.

2.1.2. Les données de comparaison (les eaux concentrées du Chott El Jerid)

Les données utilisées dans ce travail proviennent d'une étude géochimique de Gueddari en 1984. Leur utilisation est pour voir chimiquement la position des eaux souterraines du Bas-Chélif par rapport aux eaux du Chott El Jerid (Tunisie) et prévoir l'itinéraire géochimique lorsque les eaux du Bas-Chélif se concentrent suite à l'évaporation.

Le Chott El Jerid est un milieu évaporitique du type chloruré-sulfaté sodique. C'est un modèle de sédimentation évaporitique actuelle continentale, dans un bassin fermé dont les versants sont formés exclusivement de roches sédimentaires. Un total de 126 échantillons d'eaux et de saumures ont été prélevés et analysés (Gueddari, 1983 ; Gueddari, 1984). *Ces échantillons représentent les eaux diluées des bordures (sources et rivières se déversant dans le chott), les saumures interstitielles de la colonne sédimentaire prélevées à une profondeur de 2 à 3 m et les saumures de surface.* Les résultats des analyses chimiques des éléments majeurs sont présentés dans le Tableau (annexe). Les eaux diluées sont sulfatées sodiques et calciques, relativement riches en Mg alors que les saumures sont chlorurées sodiques. La charge totale dans ces solutions varie entre 2 et 390 g/kg H₂O. Le pH diminue légèrement au fur et à mesure que les eaux se concentrent mais reste voisin de la neutralité. L'alcalinité est très faible et suit la même évolution que le pH. L'évolution des molalités totales des éléments majeurs en fonction de celle de potassium prise comme facteur de concentration, montre la précipitation des minéraux suivants : La calcite précipite à un facteur de concentration FC= 2, Le gypse FC=20, L'halite au FC=265.

2.2. Calcul d'équilibre : Indice de saturation de minéraux

Les eaux du Bas-Chélif et les eaux du Chott El Jerid appartiennent à la même famille géochimique. Cette population d'eau permet de tester les équilibres minéraux-solutions dans une large gamme de salinité, d'eaux relativement douce jusqu'à des saumures trois à dix fois plus concentrées que l'eau de mer.

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. Pour une solution aqueuse en équilibre avec un minéral, le Produit d'Activité Ionique (*PAI*) est égale à la constante d'équilibre (K_{SP}).

Les IS sont définies par (Vallès, 1992 ; Vallès, 2010) : $IS = \log (PAI / K_{sp})$.

IS = 0 indique un état d'équilibre entre l'eau et le minéral (saturation).

IS < 0 signifie une sous-saturation et positive

IS > 0 signifie la sursaturation.

Pour décrire l'état d'équilibre où de saturation d'une eau ou d'une saumure naturelle, on doit procéder à un calcul d'activité de l'eau et des différentes espèces aqueuses. L'activité d'un ion ou d'une espèce en solution représente sa concentration efficace ou sa concentration thermodynamique, c-à-dire sa concentration libre. Connaissant les valeurs d'activité, on peut alors tester l'état de saturation de la solution vis-à-vis des minéraux susceptibles de se former ou de se dissoudre et calculer leur solubilité.

Généralement, dans la plupart des situations, l'activité d'un électrolyte (soluté) s'exprime par sa concentration. Lorsque la concentration devient trop élevée, il peut être nécessaire de devoir corriger le terme d'activité par l'introduction du coefficient d'activité. En pratique, l'activité (a_i) est obtenue en multipliant la concentration (m_i) par le coefficient d'activité (γ_i). L'écart par rapport à l'idéalité est donc exprimé par le coefficient d'activité, défini comme :

$$\gamma_i \equiv a_i / m_i.$$

Les coefficients d'activité sont classiquement obtenus en fonction de la force ionique par la loi de Debye Hückel .

$$\log \gamma_i = \frac{-A_\gamma Z_i^2 \sqrt{I}}{1 + a^* B_\gamma \sqrt{I}} \quad \text{Avec} \quad I = \frac{1}{2} \sum_i Z_i^2 m_i .$$

Dans les solutions diluées, l'écart à l'idéalité est dû essentiellement aux interactions ioniques électrostatiques : la théorie de Debye-Huckel pour le calcul des coefficients d'activité donne dans ce cas des résultats satisfaisants. Mais au fur et à mesure que les solutions se concentrent, les interactions ioniques à courtes distances deviennent de plus en plus importantes. A de grandes forces ioniques, $I > 0,1 \text{ M}$, *la loi de Debye – Hückel n'est plus valide*. Ceci est attribué à des interactions «spécifiques» qui ne sont pas simplement prises en compte par la force ionique, mais dépendent de la nature des ions: ces interactions spécifiques sont incorporées dans des coefficients d'interaction spécifiques dans le modèle de Pitzer et le modèle SIT. Les deux modèles sont des extensions de la loi Debye–Hückel, mais le modèle SIT considère les paires d'ions, tandis que le modèle de Pitzer ne prend en compte que les molalités totales et incorpore l'association dans les coefficients d'interaction spécifiques.

Pour cela, les résultats d'analyses des eaux obtenus ont été traités par le logiciel thermodynamique chimique, PhreeqC .3 (Parkhurst et Appelo, 1999,2013). Il s'agit d'un modèle d'interaction ionique en utilisant la loi de Debye-Hückel. Les deux modèles de *pitzer et SIT* sont sélectionnés par le logiciel PhreeqC .3 lorsqu'on choisit respectivement la base de données *pitzer.dat* et *SIT.dat* qui seront appliquées aux deux principaux systèmes évaporitiques : les eaux d'irrigation du Bas-Chélif et les eaux d'irrigation et saumures du Chott El Jerid.

A partir de la mesure du pH et de la température mesurés sur le terrain ainsi que de l'analyse chimique des éléments réalisée aux laboratoires (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , Alc, H_4SiO_2 , CE), il est permis de calculer les activités chimiques des espèces aqueuses, telles que les éléments majeurs et leur répartition entre les formes libres ou complexes. Ces données permettent de connaître l'état de saturation des solutions par rapport aux différents minéraux qui peuvent se précipiter et *par conséquent décrire les types d'alcalinité résiduelle généralisée* qui seront utilisés dans ce travail.

2.2.1. Le modèle de pitzer

Le model de pitzer permet de décrire l'état d'équilibre des solutions aqueuses naturelles pour une large gamme de concentration. Le model de pitzer (Pitzer 1973 ; Pitzer and Mayorga 1973) considère le produit $b = a^\circ B \gamma$ comme constant tel que $b = a^\circ B \gamma = 1.2 \text{ mol}^{1/2} \text{ kg}^{-1/2}$. Et en addition du terme de Debye–Hückel, un second coefficient viriel $\lambda_{i,j}(I)$ qui prend en considérations les interactions entre deux espèces a été utilisé. Le facteur de proportionnalité dépend légèrement de la force ionique. Le troisième coefficient viriel $\mu_{i,j}$ représente les interactions entre trois espèces : deux cations et un anion où deux anions et un cation. Les

interactions entre trois espèces de même charge étant considérées comme négligeables. Le facteur de proportionnalité est considéré comme constant. Bien que l'expression semble plutôt compliquée, le calcul est plus simple car les paires d'ions sont plus prises en compte et les expressions sont linéaires :

$$\begin{aligned} \ln\gamma_i &= \frac{-A_\gamma Z_i^2}{3} \left(\frac{\sqrt{I}}{1 + b\sqrt{I}} + \frac{2}{b} \ln(1 + b\sqrt{I}) \right) \\ &+ 2 \sum_j \lambda_{i,j} m_j + \frac{Z_i^2}{2} \sum_j \sum_k \lambda'_{j,k} m_j m_k \\ &+ 3 \sum_j \sum_k \mu_{j,k} m_j m_k. \end{aligned}$$

$$\text{Où } \lambda'_{j,k} = \frac{\partial \lambda_{j,k}}{\partial I}$$

Dans le modèle de Pitzer, le terme $B\gamma$ est donc considéré comme constant, alors qu'en effet, il est fonction de la constante diélectrique du solvant, de la température et de la pression (Appelo 2015).

2.2.2. Le modèle de SIT

La théorie de l'interaction spécifique (SIT) est fondée sur des idées de Brønsted, développées par Guggenheim (1935) et Scatchard (1976) bien avant le modèle de Pitzer. De la même façon que dans le modèle de Pitzer, le paramètre $a^\circ B\gamma$ est fixé constant et est égale à 1.5 et les interactions en solutions concentrées sont prises en compte dans un développement en série :

$$\ln\gamma_i = -Z_i^2 \frac{A_\gamma \sqrt{I}}{1 + 1.5\sqrt{I}} + \sum_j \epsilon_{i,j}(I) m_j$$

Où $\epsilon_{i,j}$ est le coefficient d'interaction spécifique, qui dépend de la température et très faiblement de la force ionique (Lemire et al. 2013). Cette légère dépendance de la force ionique conduit à un modèle à deux paramètres qui a été ajusté à des sels de chlorures (Bretti et al. 2004). Dans le cas de l'utilisation d'un modèle à paramètre unique où le coefficient d'interaction ionique spécifique est indépendant des forces ioniques, l'erreur sur $\log\gamma_i$ est inférieure à 0,02 pour $I < 6M$. Pour les applications pratiques, les modèles de Pitzer et SIT sont considérés comme équivalents jusqu'à des forces ioniques de 3 à 4 M.

2.2.3. Calcul de l'indice de saturation de la sépiolite

La silice est présente parmi les paramètres fondamentaux de sit.dat, mais la sépiolite est absente de la base de données sit.dat. Ce dernier problème est facilement résolu : la réaction pour la sépiolite a été extraite de la base de données phreeqc.dat et ajoutée à la base de données sit.dat. Après la modification de la base, l'indice de saturation de la sépiolite est facilement calculé.

Pour le modèle de Pitzer, le problème de la sépiolite a été résolu autrement à cause de l'absence de la silice et l'indisponibilité des coefficients d'interaction dans la base pitzer .dat. Notre approche était la suivante : le coefficient d'activité de la silice aqueuse $\text{Si}(\text{OH})_4$ (aq) a été pris comme unité et combiné avec l'activité du magnésium pour calculer l'indice de la saturation de la sépiolite.

2.3. Les représentations graphiques des données

2.3.1. Digrammes d'équilibres des minéraux

Les diagrammes d'équilibre de minéraux ou les diagrammes de la dissolution/précipitation d'un minéral lors de la concentration d'une eau sous l'effet de l'évaporation ont été analysés grâce au diagramme binaire réalisé en log/log de l'activité des espèces aqueuses libres qui participent à la formation du minéral en question. Le tableau n°1 montre le produit de solubilité des minéraux susceptibles de se former dans les deux zones d'étude.

Tableau n°1: Le produit de solubilité des minéraux considérés à $T = 298.15 \text{ K}$, $P = 1 \text{ bar}$.

Le minérale	Réaction et formule chimique	Ksp
Calcite	$\text{CaCO}_3 \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$	- 8.41
Gypse	$\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} + 2\text{H}_2\text{O}$	- 4.576
Magnésite	$\text{MgCO}_3 \rightleftharpoons \text{Mg}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$	- 7.83
Sépiolite	$\text{Mg}_4 \text{Si}_6 \text{O}_{15} (\text{OH})_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O} + 8\text{H}^+ + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Mg}^{2+} + 6\text{H}_4 \text{SiO}_4$	31.02
Halite	$\text{NaCl} \rightleftharpoons \text{Na}^+ + \text{Cl}^-$	1.580

2.3.2. Diagrammes de comportement des éléments chimiques

Les données d'analyses ont été replacées dans des diagrammes présentant en ordonnée le logarithme de la molalité et en abscisse le logarithme du facteur de concentration. Dans ces diagrammes, les molalités des ions chlorures apparaissent alignées suivant une droite de pente égale à 1 puisqu'elles ont servi à l'élaboration du facteur de concentration. Les résultats sont présentés dans les figures 8, 9, 10 et 11.

2.4. Classement et évolution des éléments chimiques lors de l'évaporation

Pour voir l'évolution de la composition chimique lors du processus de concentration, les molalités des ions ont été ordonnées suivant leur teneur en Chlorure. On peut en effet penser que le chlorure est un bon indicateur de l'état de concentration d'une eau (Droubi, 1976 ; Fritz, 1981 ; Gac, 1980 ; Gueddari, 1984; Valles, 1987, Barbiero, 1994). Il est considéré comme un traceur stable et l'élément chimique le plus conservatif des évaporites (Barbiero et Vallès, 1992). C'est donc un élément présent dans le milieu en quantité suffisante pour être facilement quantifiable. Il doit répondre à deux critères (Vallès, 1987) : a) l'élément pris en compte ne doit pas précipiter au cours de la concentration, b) cet élément ne doit pas s'échanger sur les argiles du milieu. L'élément de Chlorure ne précipite qu'à des forces ioniques élevées et il doit se concentrer proportionnellement à l'eau dans le domaine qui nous intéresse. Le facteur de concentration des eaux a été estimé à partir du rapport entre la teneur en chlorures d'une eau et la plus petite teneur en chlorures observées dans l'ensemble des échantillons (Cl^*). Ceci permet un classement relatif des échantillons les uns par rapport aux autres selon leur état de concentration $.FC = Cl / Cl^*$. Pour les données des eaux du Chott El Jerid, les éléments chimiques ont été ordonnés selon leur teneur en potassium (Gueddari et al. 1983 ; Gueddari 1984) car, dans ces eaux, les chlorures ne sont pas conservatifs et se précipitent comme l'halite.

2.5. Prévoir les voies d'évolutions géochimiques des eaux par l'utilisation du concept d'alcalinité résiduelle généralisée

En ce qui nous concerne, notre raisonnement sur l'alcalinité résiduelle a été fait en tenant compte de l'ensemble des voies géochimiques développées par différents auteurs (Eaton, 1950 ; Van Beek, et al. 1973 ; Al Droubi, 1976 ; Vallès et al, 1991) qui se basent sur la précipitation de plusieurs minéraux susceptibles de se former suite à l'évaporation dans les conditions pédo-climatiques de la plaine du Bas-Chélif. Le concept d'alcalinité résiduelle généralisée est considéré comme l'un des meilleurs moyens pour l'évaluation de la qualité des eaux d'irrigation

(van Hoom, 2003 ; Marlet et Job, 2006 ; Minhas et al. 2007). La synthèse de ces différentes voies géochimiques est schématisée dans la figure 1.

Il faut noter que la conduite de ce raisonnement s'applique à des solutions pures. On ne tient pas compte ici des phénomènes d'échange avec le complexe adsorbant du sol ni des transferts de solutés qui peuvent avoir lieu au champ car elles rendent le diagnostic plus complexe.

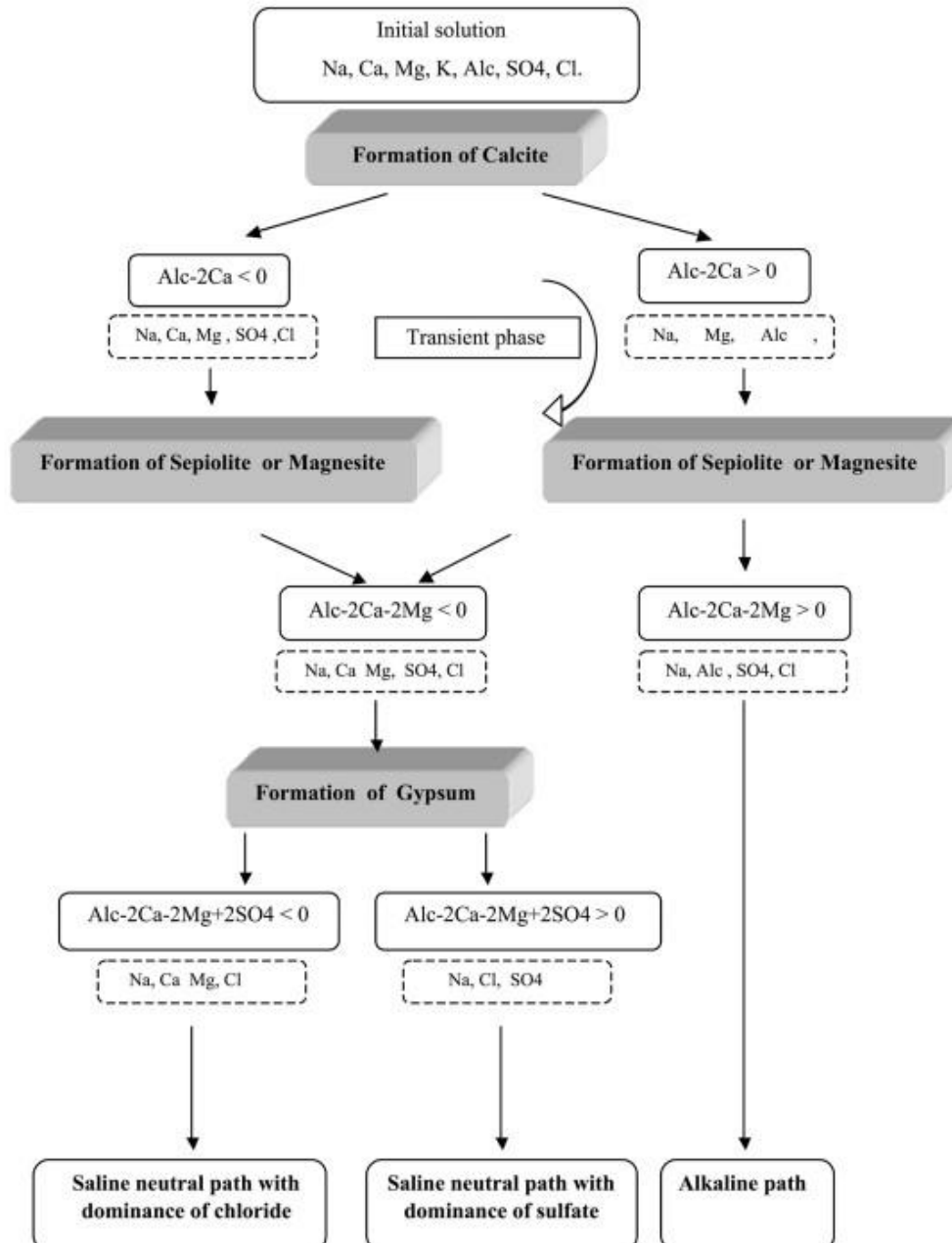


Figure n° 1 : Les voies géochimiques utilisées dans ce travail (Salhi, 2019).

2.6. Expérience d'évaporation des eaux d'irrigation pour voir leur évolution géochimique

Cette expérience est faite pour suivre expérimentalement et en conditions d'évaporation l'évolution géochimique de la composition des eaux d'irrigation due à la précipitation successive des minéraux afin de valider le concept d'alcalinité résiduelle généralisée sur lequel s'est basé la problématique de ce travail. Ces types d'expériences ont été effectués par plusieurs auteurs tels que Vallès (1987) en Tunisie, Gonzalez Barrios (1992) au Mexique et Barbiéro (1995) au Niger.

Après avoir effectué les analyses chimiques des 73 points d'eau, trois échantillons représentatifs des différents faciès chimiques des eaux souterraines de la plaine du Bas-Chéiff ont été choisis pour suivre expérimentalement leurs évolutions géochimiques lors de l'évaporation. Les faciès chimiques de ces eaux sont :

- Une eau du groupe 1 avec la voie saline sulfatée ($RC > 0$, $RSC < 0$, $RSC' > 0$).
- Une eau du groupe 2 avec la voie saline sulfatée ($RC < 0$, $RSC < 0$, $RSC' > 0$).
- Une eau du groupe 3 avec la voie saline chlorurée ($RC < 0$, $RSC < 0$, $RSC' < 0$).

Ces trois échantillons d'eau ont été soumis à une évaporation dans une étuve à 70°. Pour chaque type d'eau, une quantité initiale de cinq litres a été prise et mise dans cinq béciers différents à raison de 1 litre par bécier pour subir des évaporations successives fractionnées de 50%, 60%, 70%, 80% et 90% donnant respectivement dans chaque bécier des volumes de 500 ml, 400 ml, 300 ml, 200 ml et 100 ml.

A partir de chaque bécier et après évaporation, 100 ml d'eau a été prise pour faire l'objet d'analyse chimique.

2.7. Evaluation des eaux par le concept d'alcalinité résiduelle généralisée et par d'autres indices.

Pour mieux mettre en évidence la pertinence du concept géochimique utilisé dans notre travail ainsi et les risques prédictifs de l'utilisation de ces eaux souterraines en irrigation, d'autres indices ont été utilisés pour caractériser la qualité de ces eaux.

2.7.1. Le pourcentage de sodium (Na%)

La concentration du Sodium est importante pour classer l'eau d'irrigation pour cause de ses effets néfastes sur la structure des sols par défloculation de l'argile. Wilcox (1955) estime l'influence de sodium sur la perméabilité et l'infiltration des sols par l'équation suivante :

$$\text{Na\%} = \frac{(\text{Na}^+ + \text{K}^+)}{(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+ + \text{K}^+)} \times 100$$

2.7.2. Indice de perméabilité (IP)

La perméabilité du sol est affectée par la qualité des eaux d'irrigation. Elle est aussi influencée par les sodium, calcium, magnésium et bicarbonates contenus dans les sols. Doneen (1964) a établi un indice d'évaluation de la qualité des eaux d'irrigation sur la perméabilité des sols :

$$\text{PI} = \frac{\text{Na}^+ + \sqrt{(\text{HCO}_3^-)}}{(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+)} \times 100$$

2.7.3. Taux de magnésium adsorbé (Magnesium adsorption ratio, MAR)

L'excès de magnésium affecte négativement la qualité des sols et provoque des chutes de rendements. Le MAR est calculé par l'équation de Raghunath (1987) :

$$\text{MAR} = \text{Mg} / (\text{Ca} + \text{Mg}) \times 100.$$

2.7.4. La concentration de calcium

La concentration du calcium est comparée avec le seuil critique de la concentration de calcium (TE_c) qui est défini comme la concentration critique à laquelle une diminution de 15% de perméabilité est observée (Quirk et Schofield, 1955).

Le travail de Quirk et Schofield (1955) montre que la concentration de calcium dans la solution doit être plus élevée que le seuil critique ($\text{TE}_c = 3 \cdot 10^{-4}$) pour prévenir une diminution significative de la perméabilité. Cet indicateur est utilisé ici pour montrer le risque du seuil de $\text{TE}_c = 3 \cdot 10^{-4}$.

3. Résultat et discussion

3.1. Equilibre minéraux et comparaison entre le model de *Pitzer* et *Sit*

3.1. Calcul d'équilibre

Pour cette partie, les données sont portées dans les diagrammes d'équilibres (Fig. 2, 4,5,6,7). Les données du Bas-Chélif se répartissent en trois groupes et les données de Gueddari en deux groupes selon le signe d'alcalinité résiduelle généralisée et sodium carbonate résiduelle (RSC) (Tab.3). Le groupe 1 et groupe 2 du Bas-Chélif évoluent dans la voie saline neutre à dominance sulfatée alors que le groupe 3 évolue dans la voie saline neutre à dominance chlorurée (Tab.2, Tab.3).

Tableau n°2 : Les voies géochimiques des groupes déterminées par l'ACP des eaux d'irrigation du Bas-Chélif (voir chapitre précédant).

Les groupes d'ACP	Les groupes selon le signe d'ARG	La voie saline
Groupe 1 et groupe 2	Groupe 1 et groupe 2	voie saline sulfatée
Groupe 3 et groupe 4	Groupe 3	voie saline chlorurée

Comme les deux régions se trouvent dans le même contexte géochimique, les données de Gueddari ont été utilisées pour voir chimiquement la position de nos solutions (les eaux du Bas-Chélif) par rapport aux solutions du Chott El Jerid (la Tunisie) d'une part et d'autre part, prévoir l'itinéraire géochimique des eaux du Bas-Chélif lorsqu'elles se concentrent et changent leur composition suite à l'évaporation. La plupart de solutions concentrées du chott El Jerid appartiennent au groupe 3 (Tab.3).

3.1.1. Equilibre de la calcite

Les diagrammes d'équilibre montrent que la plupart des solutions du Bas-Chélif et de Chott El Jerid sont sursaturées par rapport à la calcite. Pour ce minéral, la différence est très faible entre le model de *Pitzer* et le model *SIT* pour le groupe 1 et 2 et très significatif pour le groupe 3 (Fig.2).

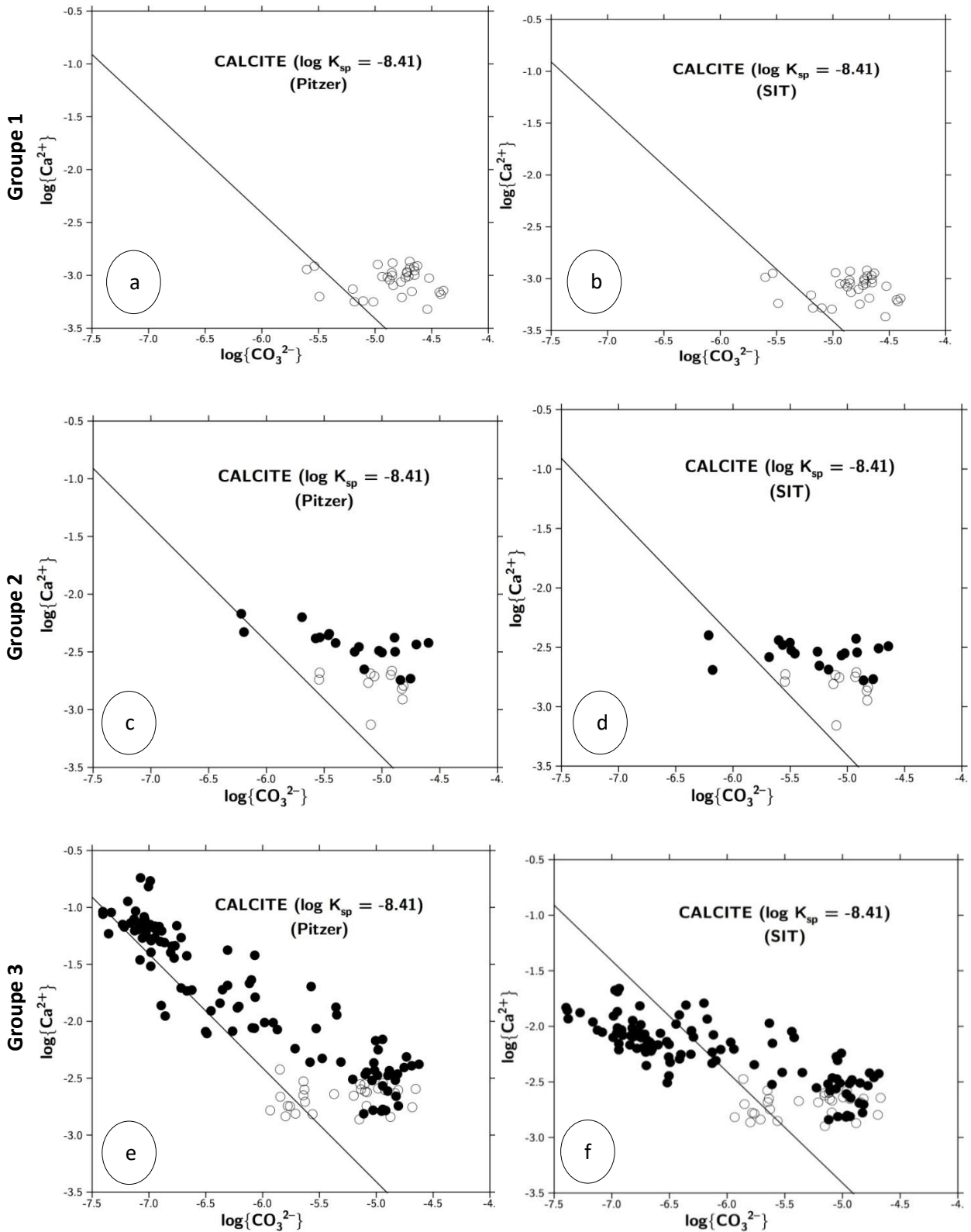


Figure n°2: Diagramme d'équilibre de la calcite pour les eaux du Bas-Chéiff (cercles vides) et les eaux du chott El Jerid (cercles pleins).

3.1.1.1. La formation de la calcite en situation de non équilibre

L'ensemble des échantillons du Bas-Chélif et du chott El Jerid, montre que la calcite ne se précipite pas à l'équilibre. Les solutions diluées sont largement sous-saturées thermodynamiquement par rapport à ce minéral, et en se concentrant, elles rejoignent, par la suite, la droite de saturation (Fig.2). Ceci montre que la calcite se précipite effectivement mais qu'une sursaturation est nécessaire avant sa formation (Fig.3).

Le maximum de la sursaturation observé pour la formation de la calcite dans l'ensemble d'échantillons est de l'ordre de $IS = 1.4$, après, elle revient à l'état d'équilibre ($IS=0$) lorsque l'activité de calcium augmente (Fig. 3). Bien que la calcite est déjà présente thermodynamiquement dans le milieu, sa formation nécessite, toutefois, une sursaturation avant de se précipiter réellement. Cela indique qu'un excès d'énergie de la sursaturation déclenche à partir de ce seuil *la croissance cristalline et la précipitation de la calcite* (Bourrie ,2018). Cet excès d'énergie libre est nécessaire pour surmonter l'énergie d'activation nécessaire à la formation de la calcite. Cette valeur d'énergie d'activation peut être déduite de l'indice de saturation déduit des données de terrain, d'après la relation : $IS = \frac{\Delta G}{(\ln 10)RT}$

Le dénominateur vaut $5,708 \text{ kJ} \cdot \text{mol}^{-1}$ à $T^0 = 298,15 \text{ K}$, d'où l'excès d'énergie, $\Delta G = 5,7 \times 1,4 = 8 \text{ kJ} \cdot \text{mol}^{-1}$. Avec $\log K = 8,41$, l'énergie libre de la réaction de précipitation est $\Delta_r G^\circ = -48 \text{ kJ} \cdot \text{mol}^{-1}$. La barrière d'énergie d'activation de précipitation de la calcite est donc relativement élevée : 1 /6 de l'énergie de réaction.

Dans des conditions de laboratoire et en l'absence des effets de l'impureté, la cinétique de la croissance de la calcite nécessite deux mécanismes successifs à savoir (Teng et al, 2000) : une étape de circulation de défauts de surface de la sursaturation inférieure à 0,8 et, une germination de surface bi-dimensionnelle pour la sursaturation supérieure à 0,8. Ici dans ce travail, la sursaturation est observée jusqu'à 1,4. La croissance de la calcite paraît donc être limitée par l'effet des impuretés comme il a été observé par ailleurs dans la dissolution dans l'eau de mer (Sjöberg, 1978).

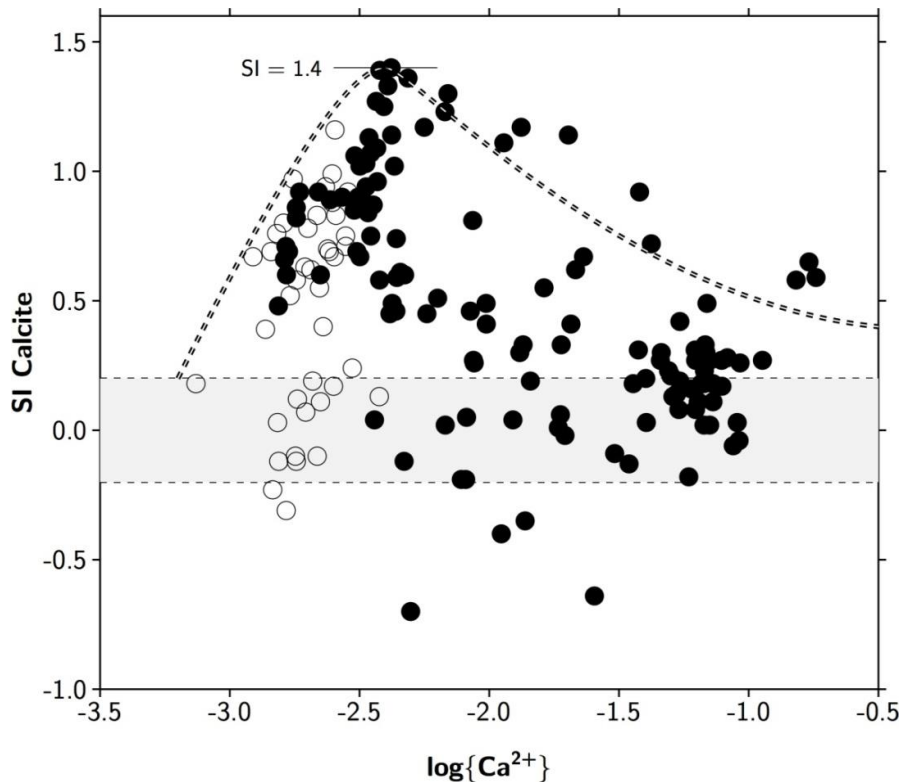


Figure n° 3 : l'évolution de l'indice de saturation de la calcite (IS) en fonction de l'activité de Ca pour les eaux du Bas-Chéiff (cercles vides) et les eaux du chott El Jerid (cercles pleins).

3.1.2. Equilibre du gypse

La plupart des échantillons du Bas-Chéiff sont sous-saturés par rapport au gypse alors que la plupart des eaux du chott El Jerid sont à l'équilibre à l'exception de certains échantillons (Fig.4). Cela justifie la nécessité de l'utilisation de données de Gueddari (1983) à des fortes concentrations, surtout pour le groupe 3 qui montre clairement l'évolution des activités et la formation du gypse au cours de l'évaporation, où la dispersion des points autour de la droite d'équilibre est plus faible dans le model de *Pitzer* que dans le model de *SIT* (voir la discussion).

Le comportement des activités de calcium et sulfates pour former du gypse est conforme à la théorie de la loi « T » qui est parfaitement déterminée surtout pour le groupe 3 (Fig.4 e).

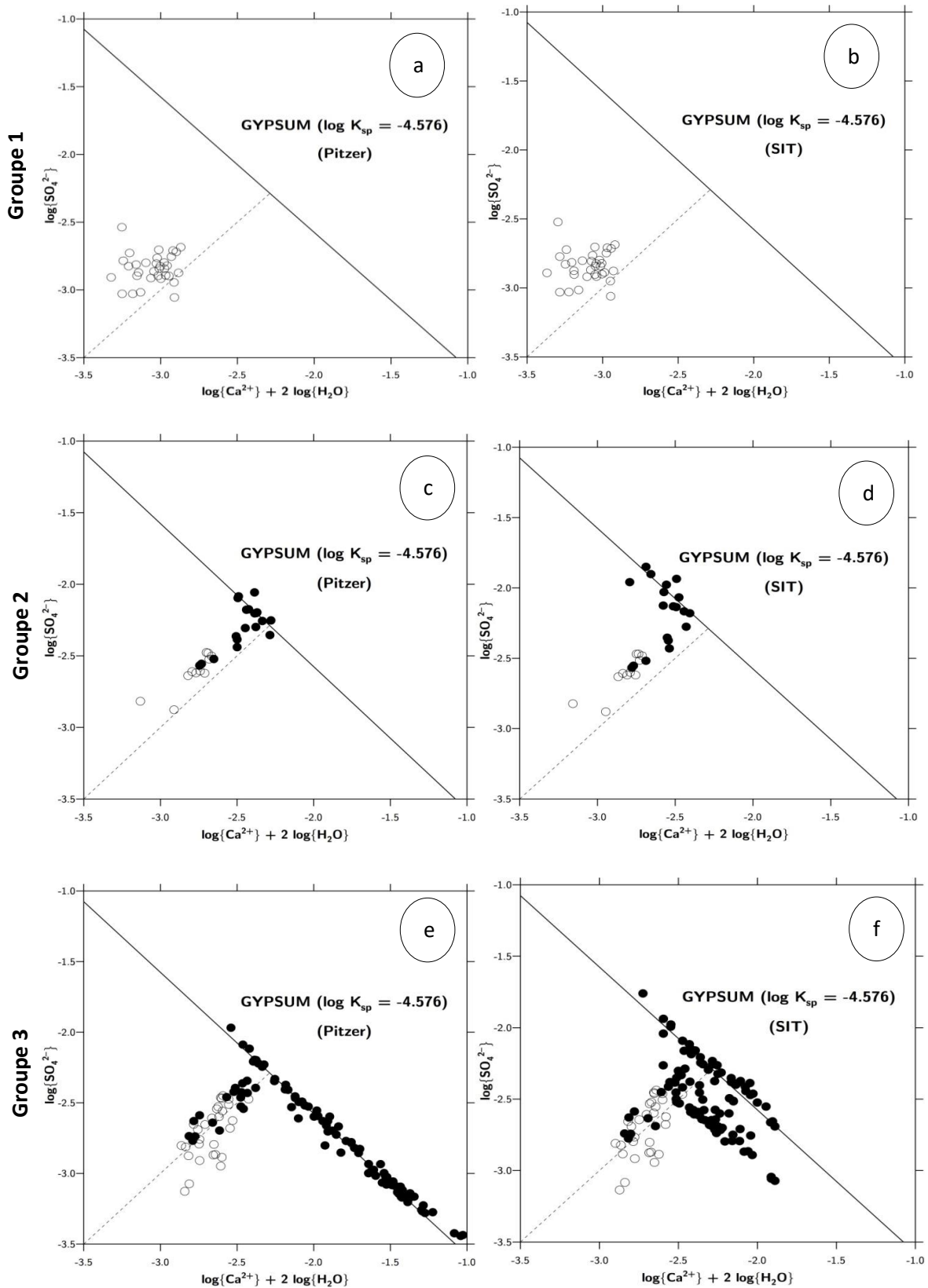
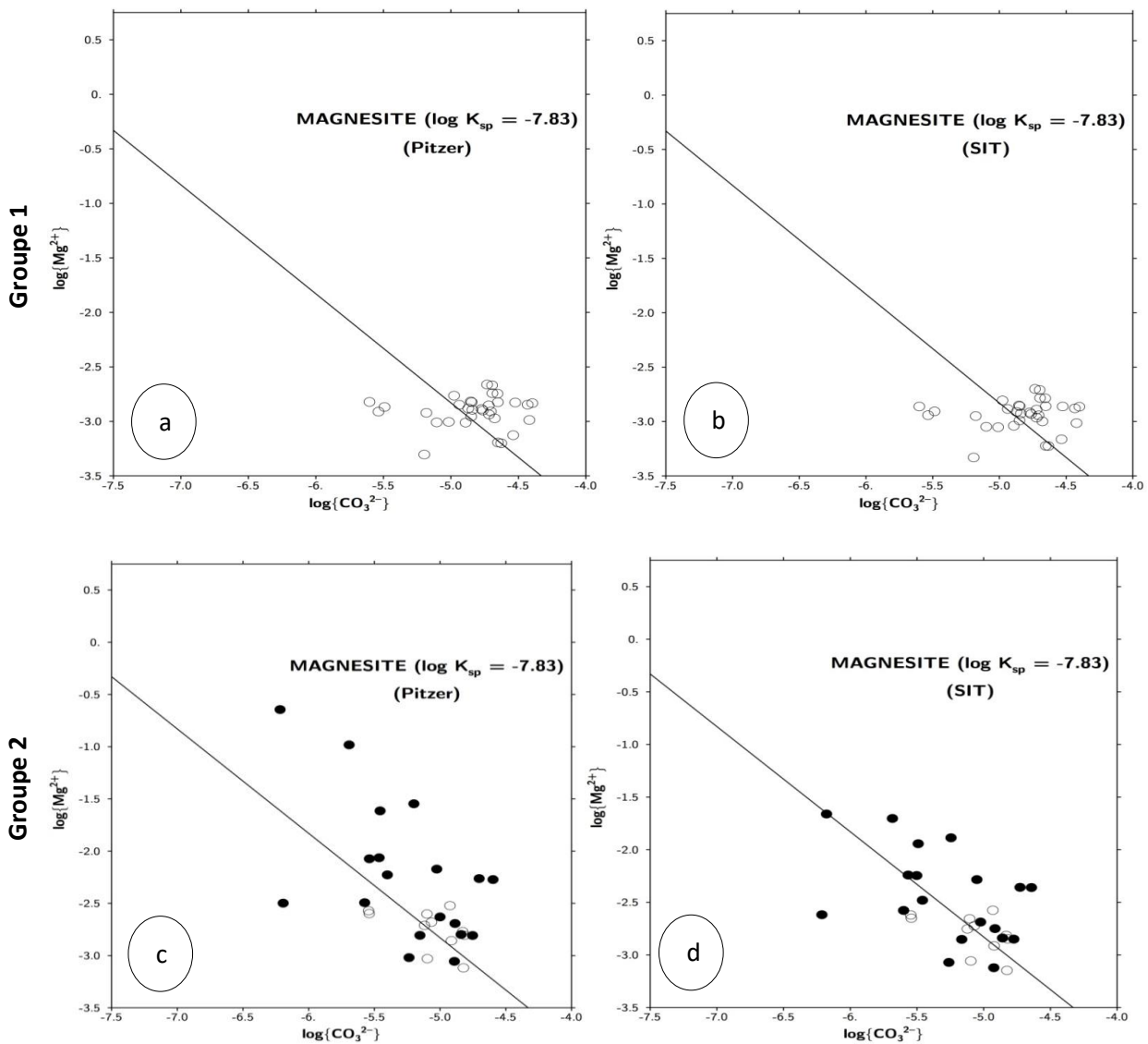


Figure n°4: Diagramme d'équilibre du gypse pour les eaux du Bas-Chélif (cercles vides) et les eaux du chott El Jerid (cercles pleins).

3.1.3. Equilibre de la Magnésite

Le contrôle de magnésium par les carbonates (magnésite) où par les silicates (sépiolite) n'est pas facile à déterminer. Les échantillons du Bas-Chélif sont proches de l'équilibre par rapport à la magnésite avec une faible sous-saturation où sursaturation (Fig. 5). A l'opposé, la plupart des échantillons du Chott El Jerid sont largement sursaturés par rapport à la magnésite et tout particulièrement pour le groupe 3. La différence ne se trouve pas dans les données du Bas-Chélif mais dans le calcul des activités des éléments pour les eaux du Chott El Jerid où la sursaturation est obtenue par le model de Pitzer contrairement à la sous-saturation obtenue par le model de SIT. (Voir la discussion).



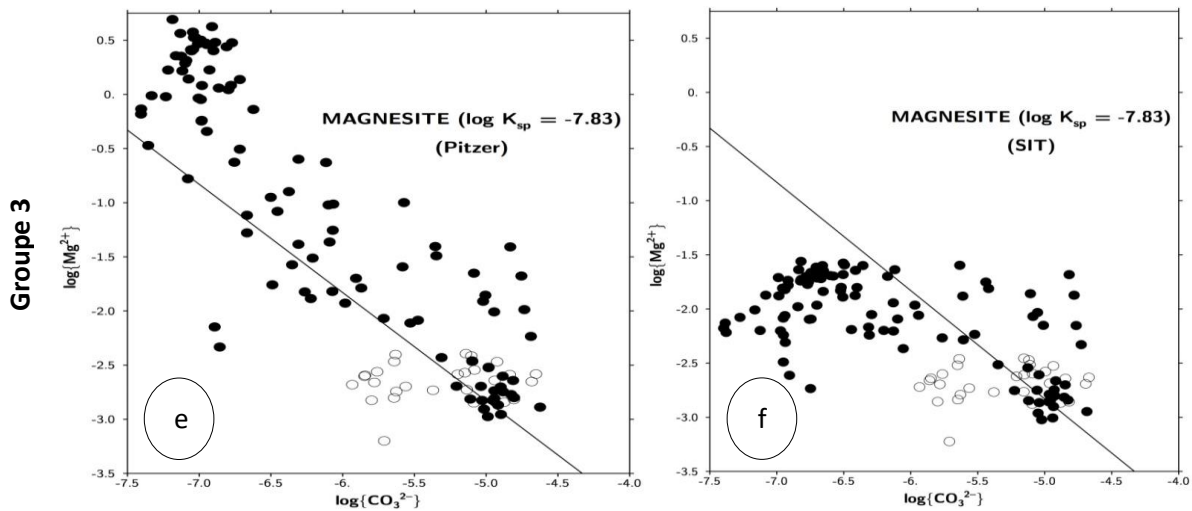


Figure n° 5 : Diagramme d'équilibre de la magnésite pour les eaux du Bas-Chélif (cercles vides) et les eaux du chott El Jerid (cercles pleins).

3.1.4. Equilibre de la sépiolite

Pour la sépiolite, la plupart des échantillons de la plaine du Bas-Chélif sont sous-saturés (Fig.6) et certains atteignent l'équilibre. Il n'y a pas une différence significative entre les deux modèles. La situation est différente pour les eaux de Chott El Jerid avec le modèle SIT où les solutions se divisent presque également entre la saturation et la sursaturation, alors que sur le modèle de Pitzer, la sursaturation est largement dominante. La différence provient de l'activité du magnésium, qui est significativement plus élevée avec le modèle de Pitzer (Groupe 3, Fig.6).

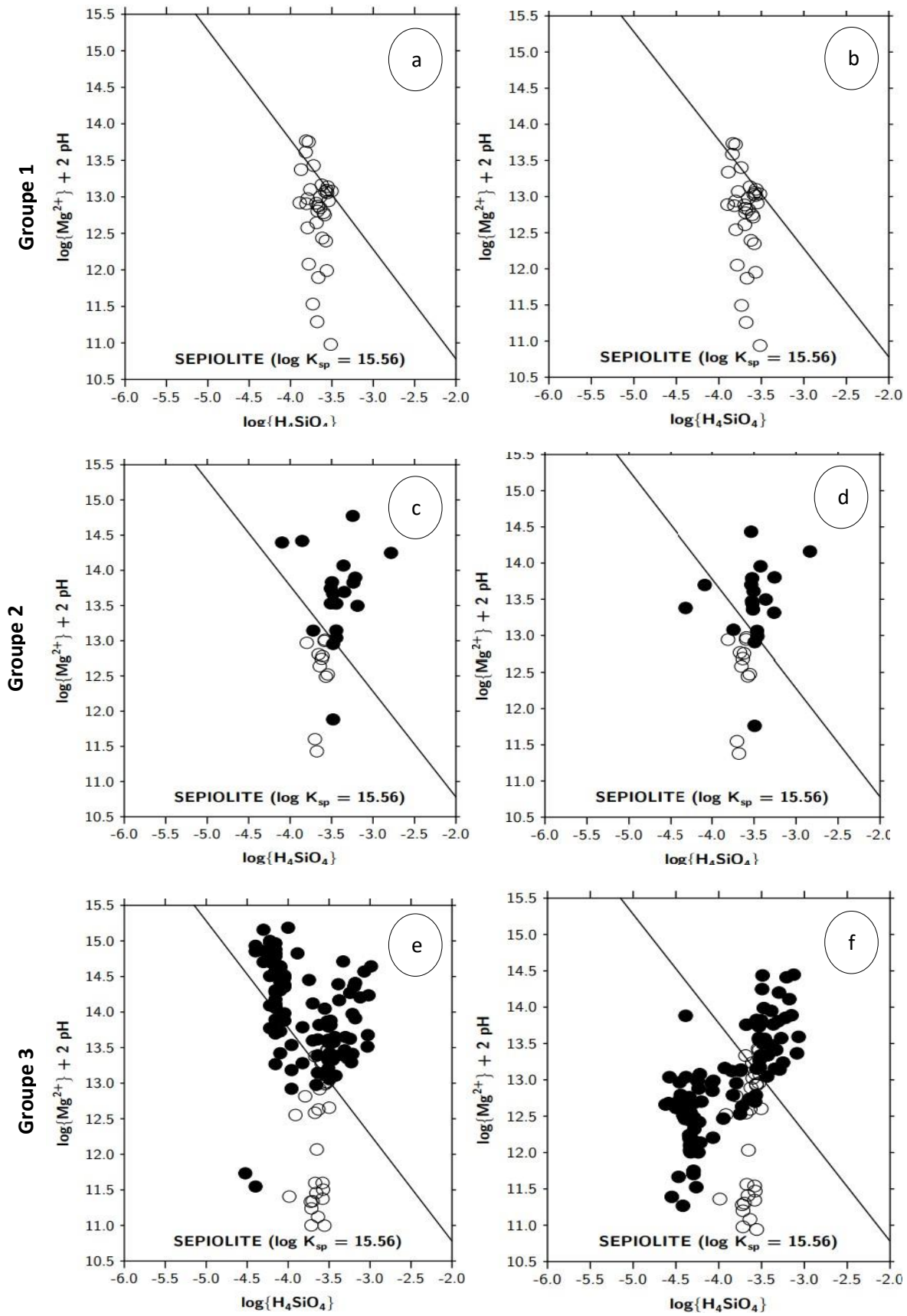
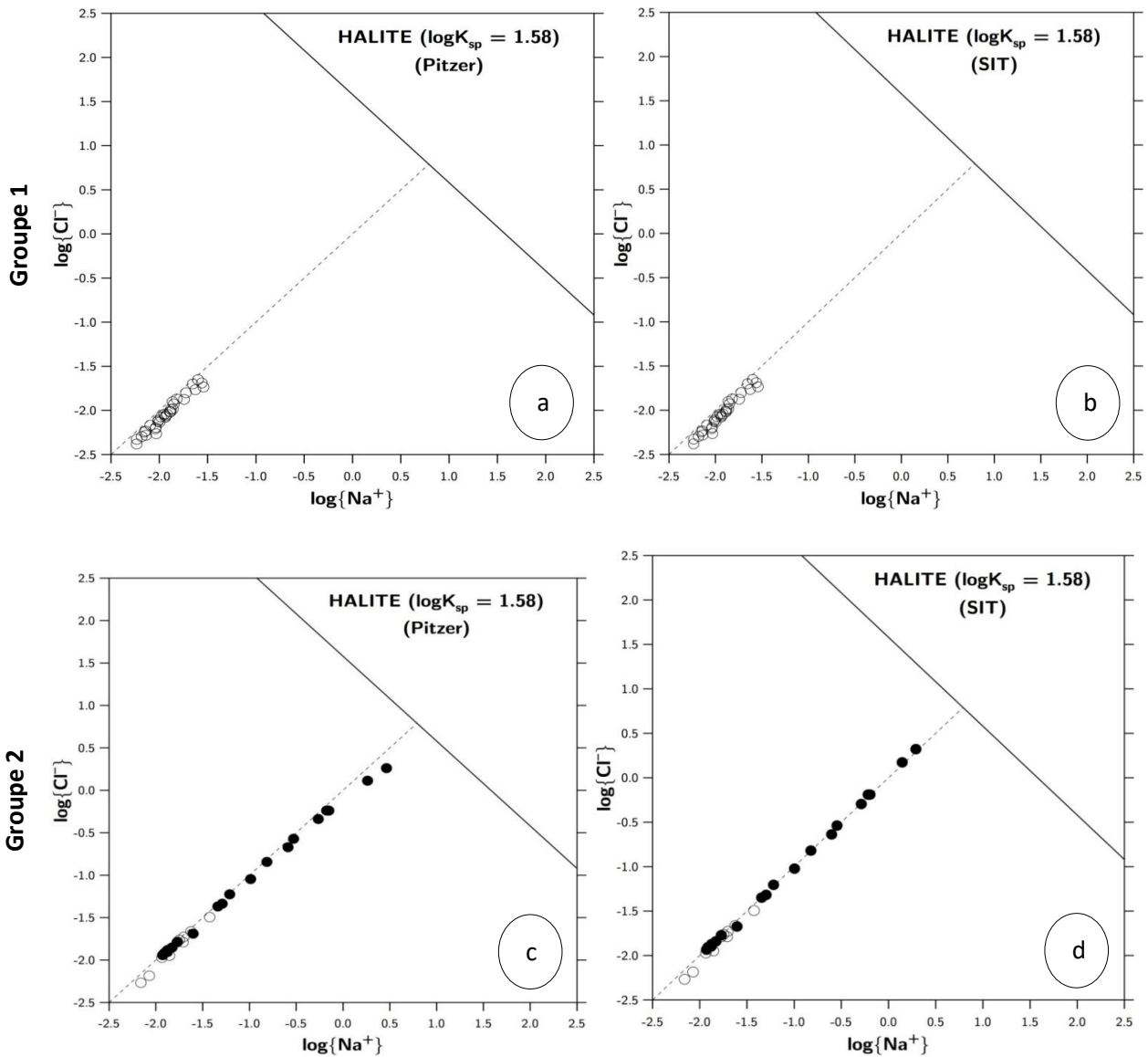


Figure n°6 : Diagramme d'équilibre de la sépiolite pour les eaux du Bas-Chélif (cercles vides) et les eaux du Chott El Jerid (cercles pleins).

3.1.5. Equilibre de la Halite

Tous les échantillons des eaux souterraines du Bas-Chélif sont dilués en comparaison avec les échantillons du Chott El Jerid et ils sont largement sous-saturés par rapport à la halite (Fig.7). Ce minéral se forme à des fortes concentrations comme le cas du Chott El Jerid (Gueddari, 1983). Dans le modèle de Pitzer, la déviation des points par rapport à la courbe linéaire apparaît dans le groupe 3 (Fig.7e), contrairement au modèle de SIT où les activités de Na et Cl augmentent linéairement pour atteindre l'équilibre.



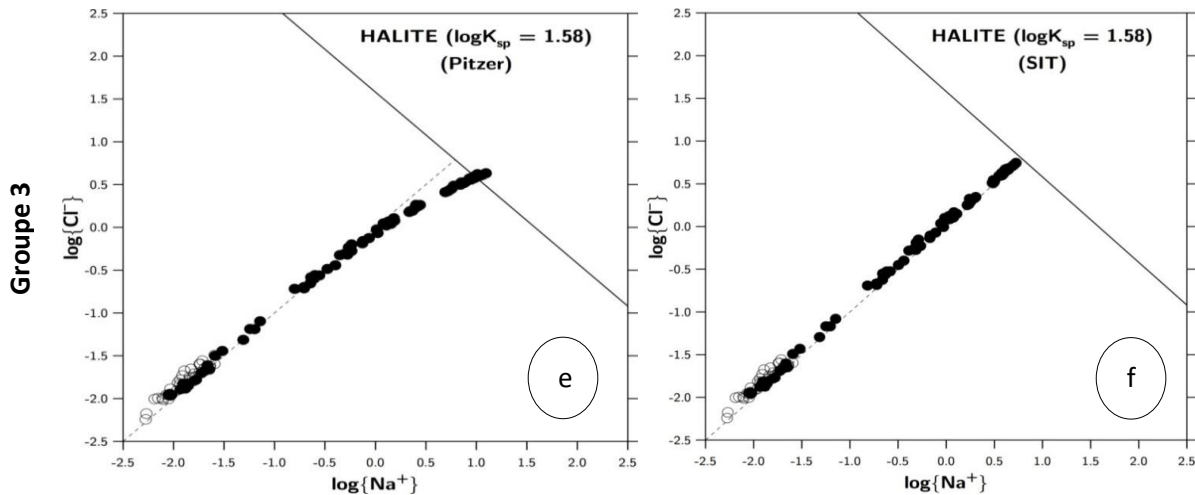


Figure n°7: Diagramme d'équilibre de l'halite pour les eaux du Bas-Chélif (cercles vides) et les eaux du Chott El Jerid (cercles pleins).

Ce résultat est différent de ceux obtenus par Gueddari et al (1983) et Gueddari (1984) dont le calcul des activités a été fait par une autre base de *Pitzer* comme celle du *Pitzer.dat database* qui existe dans le logiciel phreeqc3. Les données de Gueddari ont montré un bon alignement avec la courbe linéaire (1:1) avec le modèle de Pitzer. C'est pour cette raison qu'on a essayé de modifier *pitzer.dat database* avec le même coefficient utilisé par Gueddari en 1983, toutefois, le même résultat que la base de données originale a été trouvé. Ici, les meilleurs résultats sont obtenus avec le modèle SIT (voir la discussion).

3.2. Discussion et Comparaison entre le modèle de *Pitzer* et le modèle de *SIT*

Les deux modèles utilisés donnent des résultats similaires pour les groupes 1 et les groupes 2 contrairement au groupe 3 où les résultats des deux modèles sont largement différents surtout pour les solutions concentrées du Chott El Jerid, Ces solutions sont des saumures avec des forces ioniques très élevées et une activité de l'eau significativement inférieure à 1.

Pour plus d'illustration, l'exemple de l'échantillon 56 de chott El Jerid avec $I = 4.8M$ et $a_w = 0.83$ est pris comme exemple. Dans ce cas les deux modèles montrent des valeurs très proches pour la force ionique et l'activité de l'eau et l'activité de chlorure et de carbonates. Ils montrent aussi des valeurs largement différents pour :

- L'activité de sodium (3.065 avec SIT, 4.917 avec Pitzer),
- L'activité de calcium ($9.236 \cdot 10^{-3}$ avec SIT, $3.457 \cdot 10^{-2}$ avec Pitzer),
- L'activité de magnésium ($4.558 \cdot 10^{-2}$ avec SIT, $1.664 \cdot 10^{-1}$ avec Pitzer),
- L'activité de sulfates ($2.512 \cdot 10^{-3}$ avec SIT, $1.044 \cdot 10^{-3}$ avec Pitzer).

L'écart dans le calcul des activités est plus grand pour les ions bivalents que pour les ions monovalents, ainsi que pour les *cations* que les anions. Ceci peut s'expliquer par la difficulté de prendre en compte l'hydratation de cations dans le model SIT. Le coefficient d'activité du calcium est supérieur à 1 ($\gamma=1.15$) avec le model de Pitzer, alors qu'il est inférieur à 1 ($\gamma=0.37$) avec le model de SIT.

3.3. Distinction de trois (3) groupes d'eaux en fonction de l'alcalinité résiduelle généralisée

Le critère d'alcalinité résiduelle généralisée se base sur la précipitation successive de plusieurs minéraux selon leur degré de solubilité, lors de la concentration de la solution du sol. Le signe de l'ARG prévoit le sens d'évolution du faciès chimique de l'eau sous l'effet de l'évaporation.

Selon le signe de l'équation du concept d'alcalinité résiduelle généralisée et sodium carbonate résiduelle (RSC), les données du Bas-Chélif se répartissent en trois groupes et les données de Gueddari en deux groupes (Tab. 3).

Tableau n°3 : La répartition des échantillons selon le concept d'alcalinité résiduelle généralisée.

	Voie saline neutre sulfatée		Voie saline neutre chlorurée
	Groupe 1	Groupe 2	Groupe 3
ARC = Alc -2Ca	ARC>0	ARC<0	ARC<0
RSC = Alc-2Ca-2Mg	RSC< 0	RSC< 0	RSC< 0
RSC' = Alc-2Ca-2Mg	RSC'>0	RSC'>0	RSC'<0
Le Bas-Chélif	33	11	29
Le Chott El Jerid	0	20	105

3.3.1. Caractérisation du Groupe 1

Dans les eaux du groupe1 qui sont les plus diluées, lorsque la calcite se précipite (Fig.2a.), le pH et HCO_3^- augmentent parallèlement jusqu'à ce que le minéral se forme. L'alcalinité résiduelle calculée pour ce minéral étant positive, on se retrouve donc dans la voie alcaline (Chevery, 1974 ; Droubi, 1980 ; vallès et al 1991). Après le contrôle du magnésium par précipitation de magnésite où sépiolite ($\text{RSC}=\text{Alc}-2\text{Ca}^{2+} - 2\text{Mg}^{2+} <0$), elle devient négative. La voie alcaline dans ce cas est **transitoire** et elle s'engage rapidement vers **la voie saline neutre**(Fig.1). Ce qui est le cas pour les eaux d'irrigation dans la vallée du fleuve Sénégal (Meyer, 1997). Cela confirme l'absence de la voie alcaline dans la plaine du Bas-Chélif.

Pour la saturation du gypse, les eaux du groupe 1 sont sous-saturées vis-à-vis de ce minéral, il est donc clair que les activités des sulfates sont plus élevées que les activités du calcium (Fig.4a). Lorsque les solutions se concentrent par évaporation durant les irrigations, elles peuvent atteindre l'équilibre. Dans ce cas, les sulfates augmentent et le calcium diminue, ce qui oblige les solutions à s'engager vers *la voie saline à dominance sulfatée* pour vérifier la condition ($Alc - 2(Ca^{2+}) - 2(Mg^{2+}) + 2(SO_4^{2-}) > 0$). C'est uniquement les eaux du Bas-Cheliff qui appartiennent à ce groupe (Tab. 3).

3.3.2. Caractérisation des Groupe 2 et Groupe 3

Pour le groupe 2 et le groupe 3, $Alc_{res_calcite} < 0$. Tous les échantillons du Chott El Jerid sont sursaturés par rapport à la calcite et proche de l'équilibre pour le Bas-Chélif (Fig.2c,e). Pour la magnésite, les échantillons sont autour de la droite d'équilibre pour le Bas-Chélif et sursaturés pour Chott El Jerid (Fig.5c,e). L'alcalinité résiduelle calculée pour ces deux minéraux (*calcite-magnésite*) est négative ($RSC = Alc - 2Ca^{2+} - 2Mg^{2+} < 0$) et le pH reste neutre ou diminue légèrement.

Selon la théorie de l'alcalinité résiduelle, si les solutions continuent à se concentrer, les activités des sulfates augmenteraient parallèlement aux activités du calcium induisant un indice de saturation du gypse de plus en plus important pour les fortes concentrations pour atteindre l'équilibre. Les eaux du Bas-Chélif sont sous-saturées par rapport au gypse, alors que celles du Chott El Jerid atteignent l'équilibre vis-à-vis de ce minéral.

Groupe 2 : Ce groupe se caractérise par une $RSC' = Alc - 2(Ca^{2+}) - 2(Mg^{2+}) + 2(SO_4^{2-}) > 0$. Après la précipitation du gypse, les activités des sulfates augmentent et les activités du calcium diminuent (Fig.4c). Dans ce cas, les solutions vont évoluer conformément à la loi T vers *la voie saline neutre à dominance sulfatée*. L'excès de sulfates peut conduire éventuellement à la précipitation de sulfate de sodium, la mirabilite et la thénardite (Fig.10b).

Groupe 3 : Ce groupe se caractérise par une $RSC' = Alc - 2(Ca^{2+}) - 2(Mg^{2+}) + 2(SO_4^{2-}) < 0$. Après la précipitation du gypse, les activités des sulfates diminuent et les activités du calcium augmentent (Fig4.e) et les solutions vont évoluer vers *la voie saline neutre à dominance chlorurée* (Fig.11). Cela pourrait conduire à la formation de l'halite.

3.4. Evolution des éléments chimiques des eaux durant l'évaporation et détermination du concept d'alcalinité résiduelle généralisée par ordre de précipitation

Les eaux du groupe 2 et du groupe 3 du Bas-Chélif ont le même signe négatif de l'alcalinité résiduelle_{calcite} et l'alcalinité résiduelle_{calcite-magnésite}(RSC). La différence pour ces deux groupes ne se trouve que dans le signe de l'alcalinité résiduelle_{calcite -magnésite -gypse} (RSC') c.-à-d. lors de la précipitation du gypse.

Et comme les solutions du Bas-Chélif n'ont pas encore atteint l'équilibre vis-à-vis de ce minéral, tous les éléments chimiques du groupe 2 et du groupe 3 vont évoluer avant que ce dernier minéral ne se forme de la même façon. Pour cette raison, les deux groupes d'eau sont présentés dans **le même diagramme** pour voir avec précision à quel facteur de concentration (FC) les molalités des éléments changent leurs comportements et par conséquent **le point réel de la formation de la calcite**.

3.4.1. Contrôle de calcium et l'alcalinité par la précipitation de la calcite

Lorsque les eaux du Bas-Cheliff se concentrent, les molalités du calcium et de l'alcalinité augmentent jusqu'au $\log FC = 0.55$ à 0.65 où l'alcalinité montre une tendance à diminuer avec la concentration de la solution (Fig.8). Cela confirme encore une fois que la calcite passe par une sursaturation avant de se précipiter, bien qu'elle est possible thermodynamiquement dès le début du processus. La valeur IS de la calcite pour ces valeurs de facteur de concentration est dans la fourchette de 0.69 à 0.76 pour Chott El Jerid avec un maximum de 1.4 (Fig.3). Juste après la précipitation de la calcite, le comportement du calcium devient progressif (Fig.8a,b), ce qui traduit le signe négatif de l'ARC ($Alc - 2Ca^{2+} < 0$).

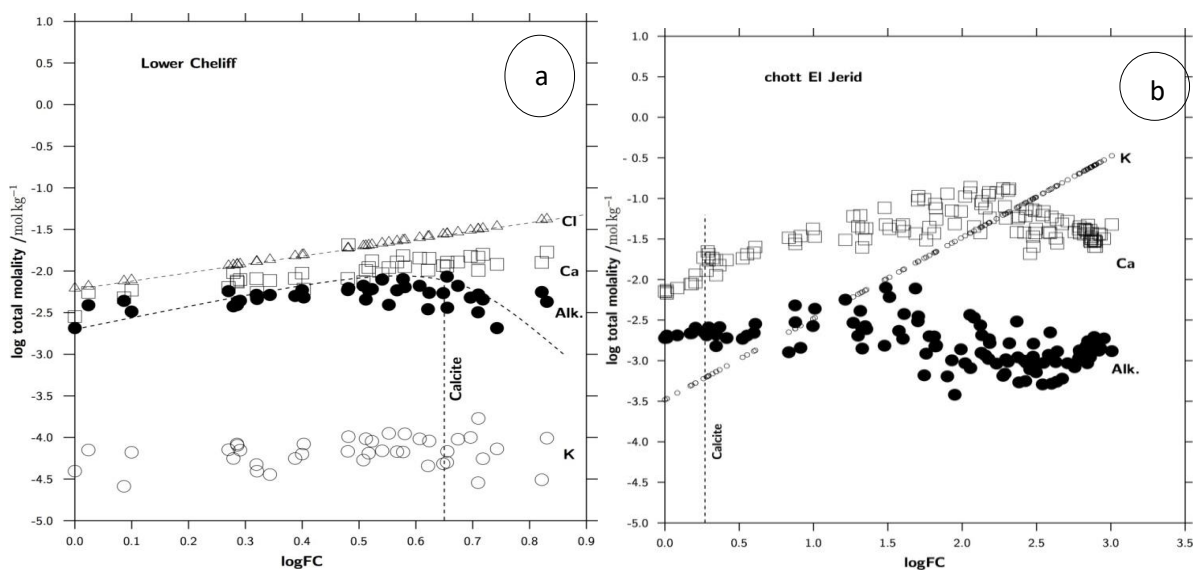


Figure n°8 : Evolution de log molalités de l'alcalinité et calcium en fonction de log facteur de concentration(FC) pour la précipitation de la calcite.

3.4.2. Contrôle *du magnésium* par la précipitation d'un minéral magnésien :

Les eaux du Bas-Cheliff atteignent où presque l'équilibre vis-à-vis de la magnésite où la sépiolite (Fig.5.6). Le magnésium ne montre aucune déviation dans la plaine du Bas-Chélif (Fig.9a,b). Dans la plaine du Chott El Jerid, la sépiolite se forme en premier lieu avec $FC=1.2$ et la magnésite se forme jusqu'au $FC=2.6$. Ceci montre que le magnésium en présence de la silice préfère se précipiter sous forme de silicates (sépiolite) que sous forme de carbonates (magnésite).

Le comportement progressif du magnésium traduit le signe négatif de l'RSC ($Alc-2Ca^{2+} - 2Mg^{2+} < 0$) ; il s'agit de la voie saline neutre (Eaton ,1950 ;Droubi et al ,1980 ;Marlet et job,2006).

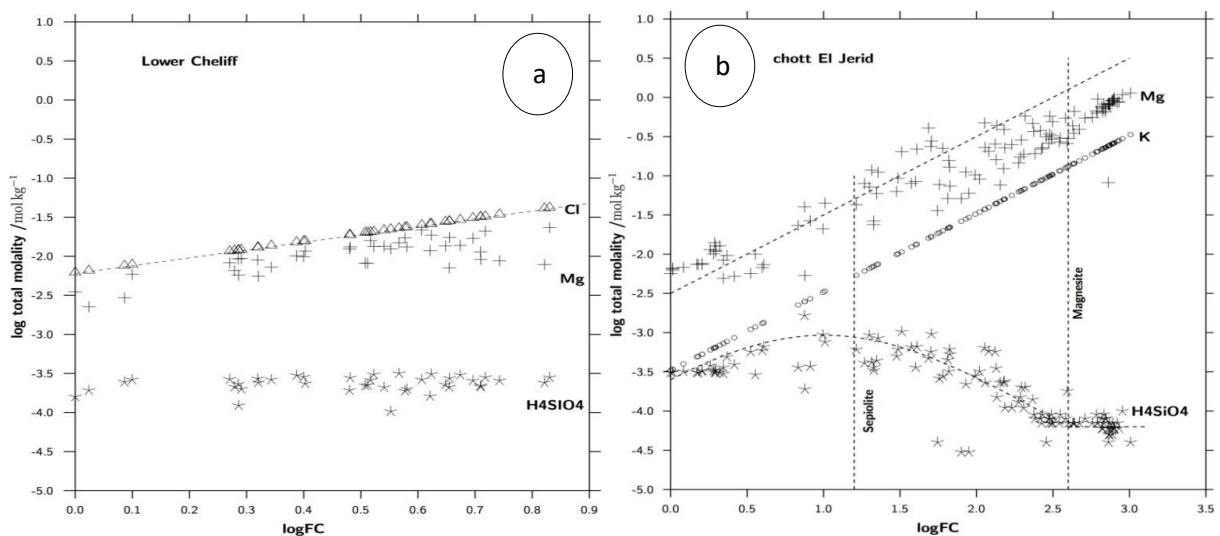


Figure n°9 : Evolution de log molalités de magnésium et la silice en fonction de log facteur de concentration(FC) pour la précipitation de la sépiolite.

La phase minérale qui contrôle la diminution de la silice et du magnésium, lorsque les solutions se concentrent par évaporation, est composée des silicates de Mg et de Na. Comme les silicates de sodium se forment uniquement dans les milieux alcalins (Maglione, 1976 in Gueddari,1984), les silicates de magnésium sont donc les plus probables à se former dans les milieux salins neutres comme le chott El Jerid (Gueddari , 1984). Par contre, d'autres travaux relatifs à la sépiolite montrent que la formation de ce minéral est favorisée dans des milieux alcalins avec des pH élevés (Siffert, 1962; Wollast et al., 1968; Hegelson et al., 1969; Singer and Norrish, 1974; Khoury et al., 1982; Galan and Castillo, 1984; Abtahi, 1985 et al., in Yenziol, 1992). De plus, la formation des silicates magnésiens tels que la stévensite, la sépiolite ou plus

probablement une montmorillonite magnésienne a été détectée principalement sur plusieurs sites alcalins (GAC 1979, GAC et al. 1977a et b, Droubi et al. 1980, Vallès et al. 1989, Barbiero, 1995).

Dans notre zone d'étude du Bas-Chélif, la sous saturation vis-à-vis de cette dernière est expliqué par la valeur élevée de son produit de solubilité et la faible concentration des eaux souterraines en silice (H_4SiO_4), ce qui fait que le Mg ne se précipite qu'à des forces ioniques très élevées. C'est le cas pour les eaux du Chott El Jerid (Fig.9). D'après Marlet et job (2006), le RSC est le plus souvent considéré par rapport à la précipitation de la calcite et la sépiolite.

3.4.3. Contrôle des sulfates par précipitation de gypse :

Les eaux du Bas-Chélif sont sous-saturées vis-à-vis du gypse (Fig.4c,e). Si les solutions continuent à se concentrer, les molalités des sulfates augmentent de même que celles du calcium dans les eaux du Bas-Chélif. A des forts facteurs de concentration, le gypse peut se précipiter à son tour à l'équilibre. Par la suite, les activités des sulfates augmentent normalement et celles du calcium diminuent (Fig.4c,e). Le gypse va se former lorsque les eaux du Bas-Chélif sont suffisamment concentrées comme les eaux du Chott El Jerid au $\log FC=1$ (Fig.10b). Les sulfates ne sont donc pas contrôlés, ce qui traduit le signe positif de l'RSC'= $Alc - (Ca^{2+}) - 2(Mg^{2+}) + 2(SO_4^{2-}) > 0$. Il s'agit de *la voie saline neutre à dominance sulfatée*(Fig.1).

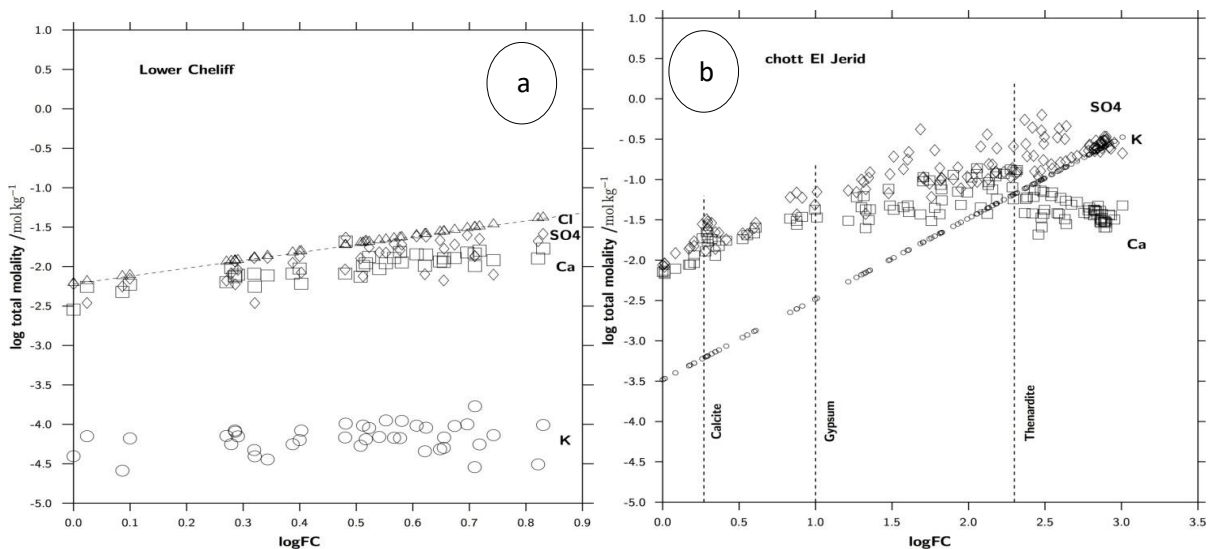


Figure n° 10: Evolution de log molalités du calcium et des sulfates en fonction de log facteur de concentration(FC) pour la précipitation du gypse et thénaardite.

Après la précipitation du gypse en présence de forts facteurs de concentration dans les eaux **du Chott El Jerid** ($\log(\text{FC})=2,3$), la diminution de la molalité de calcium, en rapport avec l'augmentation moins rapide de celle des sulfates, laisse supposer la précipitation d'un autre minéral sulfaté qui peut être la Thénardite (Gueddari, 1984). Cependant, un contrôle par la mirabilite est également possible (Yechieli and Wood, 2002) et les mirabilites peuvent se former dans des environnements plus concentrés tels que dans le sebkha d'Oum El Khialate au sud-est de Chott El Jerid (Nasri et al. 2015). L'équilibre entre la thénardite et la mirabilite est contrôlé par l'activité de l'eau et la température comme il a été démontré en Espagne (Auque et al. 1994).

Dans le cas où les molalités des sulfates sont contrôlées et celles de calcium augmentent après la précipitation du gypse, l'excès de ce dernier va traduire le signe négatif de l'RSC' = $\text{Alc} - (\text{Ca}^{2+}) - 2(\text{Mg}^{2+}) + 2(\text{SO}_4^{2-})$. Il s'agit de *la voie saline neutre à dominance chlorurée* (Fig.10b).

3.4.4. Contrôle de Sodium et chlorure par précipitation de la halite

L'indice de l'halite augmente de plus en plus en se concentrant au cours de l'évolution chimique, mais l'halite reste toujours sous-saturée dans les eaux du Bas-Chélif (Fig.7), ce qui explique l'évolution des teneurs en sodium qui sont plus ou moins similaires à celles des chlorures. A des concentrations très élevées, les chlorures pourraient se précipiter comme dans les cas de la sebkha et les eaux du Chott El Jerid où l'halite atteint un $\log(\text{FC}) = 2,4$ (Fig.11b).

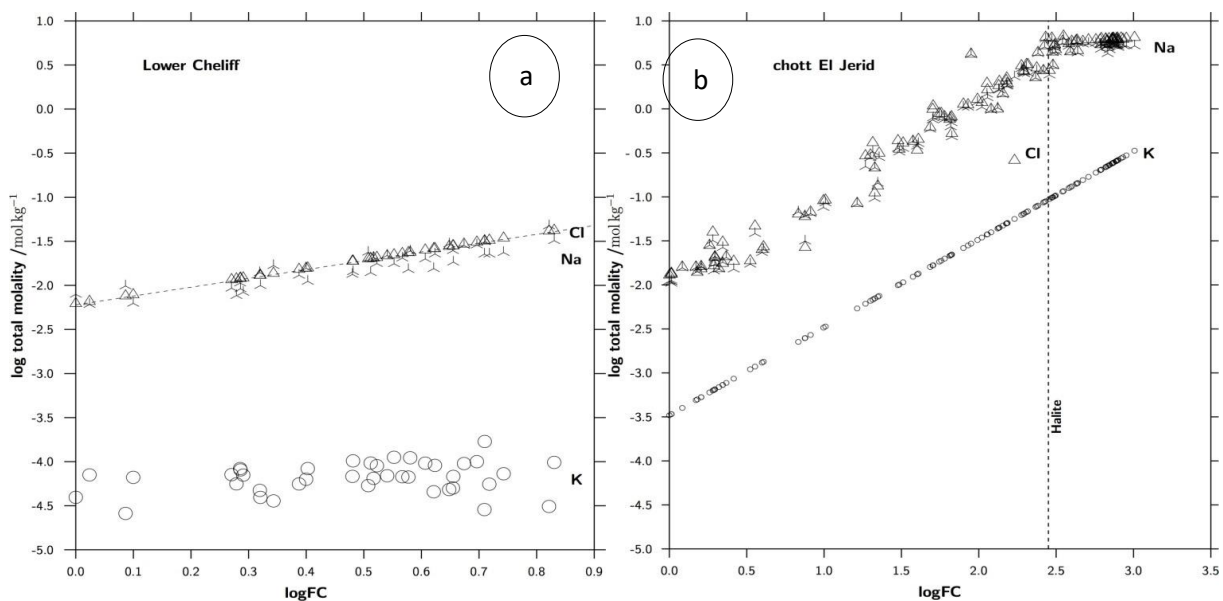


Figure 11: Evolution de log molalités du sodium et du chlorure en fonction de log facteur de concentration (FC) pour la précipitation de l'halite.

A des fortes concentrations ($FC=2.4$), le sodium et le chlorure deviennent constants et l'équilibre doit être exactement à la ligne (1:1), ce qui est bien montré avec le model de *SIT* mais pas avec le model de *Pitzer* (Fig7e .7f). Ceci nous a amené à modifier *pitzer.dat database* avec le même coefficient utilisé par Gueddari en 1983, mais le résultat est sans succès et le problème n'a pas été résolu. Le modèle *SIT* donne de bons résultats pour l'halite, cela peut s'expliquer par le fait que les corrections sont plus petites pour des ions monovalents, et que les paramètres ont été ajustés pour les solutions concentrées du système $NaCl-H_2O$.

Gueddari dans sa thèse en 1984 a pris le potassium comme facteur de concentration à la place des chlorures qui ne sont pas conservatifs dans ces eaux, une absence de la molalité de potassium apparait dans l'intervalle $\log FC= 0,5$ à 1 (Fig .11b). Cela montre que le potassium n'est pas un conservateur pour les solutions diluées, où il peut être influencé par les cycles biogéochimiques. Alors que cet élément va être conservatif lorsque les solutions deviennent fortement concentrées, où les pertes de potassium consommées dans les cycles biogéochimiques restent négligeables par rapport à sa concentration élevée dans les solutions.

3.5. Evaporation expérimentale des groupes d'eaux déterminés par le critère d'alcalinité résiduelle généralisée

Pour une meilleure représentation de la notion d'alcalinité résiduelle généralisée et pour mieux voir les changements de la composition chimique des eaux souterraines utilisées en irrigation sous l'effet de l'évaporation, le signe d'ARG prévoit le sens d'évolution géochimique des solutions. Dans ce contexte et à titre expérimental, trois types d'eau représentant les trois voies géochimiques ont été soumis à l'évaporation:

- L'eau EG1 caractérisée par la voie saline neutre sulfatée ($RC>0, RSC <0, RSC' >0$).
- L'eau EG2 caractérisée par la voie saline neutre sulfatée ($RC<0, RSC <0, RSC' >0$).
- L'eau EG3 caractérisée par la voie saline neutre chlorurée ($RC<0, RSC<0, RSC' >0$).

Les résultats d'évaporation ont été projetés dans le digramme de Riverside (Fig.12). pas pour évaluer leur danger mais pour montrer qu'il ne faut pas se baser toujours sur le SAR et la CE dans l'évaluation de la qualité des eaux d'irrigation, d'une part, et pour valider la pertinence du concept d'alcalinité résiduelle qui prend en considération l'évolution des eaux sous l'effet d'évaporation d'autre part .

Les résultats obtenus après évaporation ont montré l'existence de deux groupes d'eau : le Groupe A et le Groupe B (fig. 12).

Le Groupe A : comprenant les eaux du Groupe 1 et 2

-Les eaux du type EG1 (*voie saline sulfatée* $RC > 0$) : Ces eaux évoluent vers des classes plus dangereuses en passant de la meilleure classe existante dans les eaux souterraines du Bas-Chéouli (C3S1) vers une classe déconseillée pour l'irrigation (C4S4).

-Les eaux du type EG2 (*voie saline sulfatée* $RC < 0$) : Au cours de l'évaporation, la salinité et le SAR augmentent parallèlement en évoluant vers les classes plus salées. Ce groupe, selon le concept de RSC, s'engage vers la même voie géochimique que le groupe 1.

Le Groupe B : comprenant les eaux du Groupe 3

Les eaux du type EG3 (*voie saline chlorurée*) qui possédaient la meilleure classe au départ, évoluent vers les classes les plus salées par évaporation et deviennent les plus déconseillées pour l'irrigation (C5S4).

Ces résultats sont semblables à ceux rapportés par la théorie du concept d'alcalinité résiduelle Barbiéro et al. 2004b ; Marlet et Job, 2006) et expérimentalement pour la même zone d'étude par Bradai (2017).

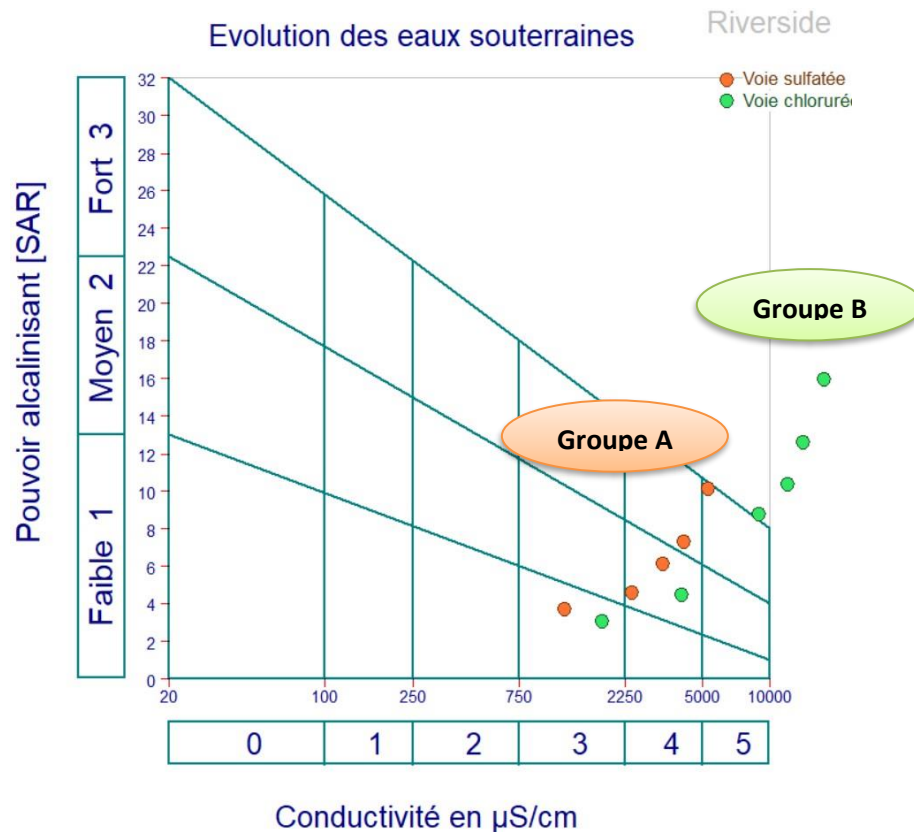


Figure n°12 : Projection des résultats d'évaporation des deux types d'eaux du **groupe A** et **groupe B** sur le diagramme de Riverside.

3.6. Evaluation de la qualité des eaux d'irrigation et risque sur la dégradation du sol

L'expérience d'évaporation a montré effectivement qu'il ne faut pas se baser uniquement sur la **CE** et le **SAR** dans l'évaluation des eaux d'irrigation surtout pour les solutions diluées car ces deux propriétés ne reflètent pas exactement l'évolution des solutions qui peuvent se produire lors de la concentration par évaporation qui joue un rôle important dans la plaine du Bas-Chélif.

Les eaux souterraines utilisées dans l'irrigation de la plaine du Bas-Cheliff sont caractérisées généralement par une forte salinité avec une valeur moyenne de **3.20 dS/m** qui dépasse la limite de **3 dS/m** retenue par (Ayers and Wescott, 1988). Toutefois, le SAR avec sa valeur moyenne de **8.99** indique à priori un faible risque de sodisation des sols (Riverside, 1954 ; Ayers et Woscot, 1988), sachant que certaines valeurs sont élevées avec une valeur maximale égale à **28,21** (Fig.13), où le danger d'alcalinisation et/ou sodisation est inévitable (Tab.1:Chapitre 1). De façon globale, les eaux souterraines sont classées de **C3S1** à **C5S4**; elles sont donc de mauvaise qualité pour l'irrigation en présentant des risques élevés de salinisation des sols voire dans certains cas des risques de sodicité.

Le problème ne se pose donc pas pour les solutions concentrées mais seulement dans le cas des solutions diluées qui ne montrent d'ailleurs aucun risque au départ, c'est-à-dire avant concentration par évaporation.

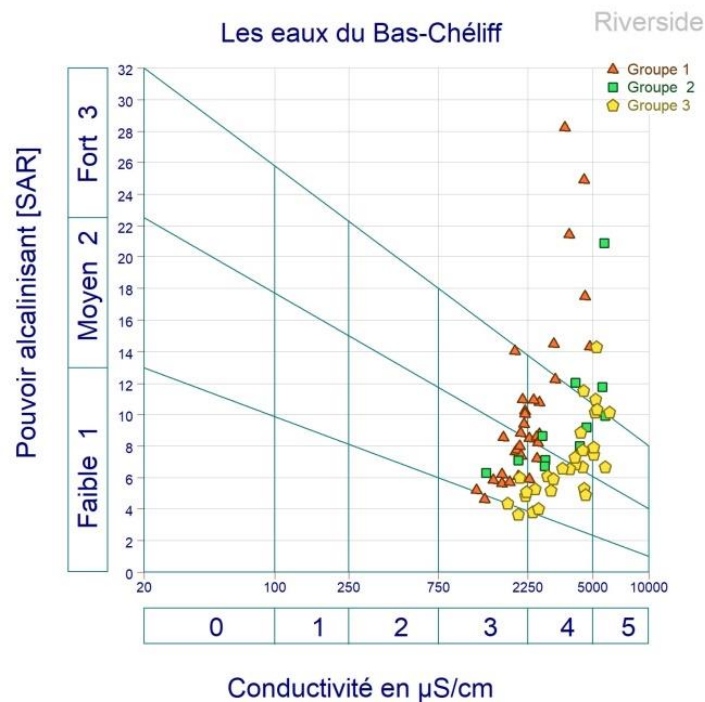


Figure n°13 : Projection des analyses des eaux du Bas-Chéiff sur le diagramme de Riverside.

Le critère d'alcalinité résiduelle généralisée, utilisé dans la partie précédente, a montré sa pertinence dans la caractérisation de la qualité des eaux d'irrigation et sa prédiction lors de la concentration par évaporation. Pour confirmer la pertinence de ce concept géochimique, trois groupes d'eaux ont été évalués par d'autres indicateurs qui sont utilisées par plusieurs auteurs.

Les résultats des valeurs moyennes des indicateurs de l'eau du Bas-Chéiff sont présentés dans le tableau 3. Dans l'ensemble des échantillons du Bas-Chéiff, la CE montre un risque très élevé de salinisation. La valeur élevée de la CE se trouve dans le groupe 3, avec **6.15 dS/m**. D'après le modèle de Pitzer, sa force ionique est de $I=0.1M$ et son activité de l'eau $a_w = 0.998$. La faible valeur se trouve dans le groupe 1, avec **1.197 dS/m** et sa force ionique $I=0.02M$ et son activité de l'eau $a_w = 1.000$. Généralement, le risque est plus faible dans le groupe 1 que dans le groupe 2 et le groupe 3.

Pour confirmer la pertinence du concept géochimique utilisé, les trois groupes d'eaux déterminées en fonction du type d'alcalinité résiduelle généralisée sont localisées spatialement

sur la carte de la salinité (fig. 14). La qualité de chaque groupe est caractérisée à la fois par le risque de la salinisation des sols qui est évaluée par la CE et le risque de la dégradation structurale des sols par les indicateurs suivants : EC, SAR, Na%, IP, MH IP qui ont été utilisés dans certaines études très récentes (Singh et Singh ,2008 ; Aghazadeh et Mogaddam , 2010 ; Umar et Taha,2010 ; Ishaku et al,2011 ;Shyam, et Kalwania, 2011 ; Oke et Aladejana ,2012 ; Ayyandurai et al , 2013). Plus ancien, le seuil la concentration de calcium est aussi utilisé comme indicateur (Quirk et Schofield, 1955). Les classes sont définies pour chaque indicateur (Tab. 5).

3.6.1. Evaluation de la qualité des eaux du Groupe 1

La majorité des eaux souterraines du Bas-Chéiff évoluent vers *la voie saline neutre avec dominance de sulfate* (44 échantillons) qui peut engendrer une dégradation des propriétés physiques des sols (Marlet et job, 2006) surtout pour les eaux souterraines du **groupe1** (33 échantillons) ayant une $ARC > 0$ et $RSC < 0$ et une $RSC' > 0$ (Tab.3 ,Tab.4, Fig.14).

Les eaux de ce premier groupe dont la salinité est la plus faible par rapport aux deux autres groupes ne dépassent pas la valeur admissible par et Ayers and Wescott, (1988). Elles ne posent pas de problèmes selon les agriculteurs (Tab.5).

En ce qui concerne le risque de dégradation des sols, différents indicateurs montrent des résultats opposés. Le SAR du groupe 1 ne montre aucun risque de sodisation avec sa valeur moyenne de **10,43** et se classe dans la catégorie « bonne ». *Toutefois*, la valeur moyenne de Na % présente un risque non négligeable « douteux » engendré par sa valeur de **74,82%**. L'Indice de perméabilité (IP) avec sa valeur moyenne de **87,96 %** (Tab.5) indique que ce groupe d'eau est inconvenable pour l'irrigation et réduit fortement les propriétés d'infiltration dans le sol (Donnen, 1964). Le risque de magnésium MH de ce groupe est de **57,90%** ; il dépasse le seuil de **50 %**, ce qui est à la limite pour provoquer un effet nocif sur le sol (Szabolcs et Darab, 1964; Umar et Taha, 2010; Oke et Aladejana, 2012).

Le problème de dégradation de la structure du sol se pose lorsque la composition chimique de ce sol irrigué par l'eau du groupe 1 est diluée par l'eau de pluie pendant la période hivernale et lorsque la concentration de Ca^{+2} devient *inférieure au seuil critique proposé* par Quirk et Schofield (1955) ($TE_c = 3 \times 10^{-4}$). Cela entraînerait une faible stabilité structurale (Agassi et al. 1981 ; Valzano et al., 2001 ; Vance et al., 2002, Srinivasamoorthy et al.2005) qui se manifestent par une réduction de la perméabilité du sol. Durant la période estivale suivante,

une croûte superficielle peut se former et favoriser le ruissellement de surface au dépens de l'infiltration (Crescimanno et al. 1995; Mbagwa and Auerswald, 1999; Hachicha, 1998; Oster and Shainberg, 2001).

L'effet de l'utilisation de ces eaux souterraines sur les cultures est faible en comparaison aux deux autres types d'eaux (Tab.4). Leur effet néfaste est indirect sur la dégradation des propriétés physique du sol, la respiration et la croissance racinaire, les conditions d'alimentation hydrique et minérale (Tabet, 1999). Les sols soumis à l'irrigation par ces eaux souterraines seront difficiles à mettre en valeur pour l'agriculture.

3.6.2. Evaluation de la qualité des eaux du Groupe 2

Le groupe 2 des eaux de la plaine du Bas-Cheliff évoluent vers la voie saline neutre avec dominance de sulfate ($ARC < 0$, $RSC < 0$, $RSC' > 0$) (Tab.4, Fig.14). Ces eaux montrent un risque faible sur la structure du sol en comparaison avec le groupe précédent en raison de la salinité élevée qui réduit l'effet négatif de sodium sur la stabilité structurale du sol. En plus, la concentration de Ca^{+2} est beaucoup plus élevée que le seuil critique proposé par Quirk et Schofield (1955), ce qui va assurer une bonne floculation des argiles.

3.6.3. Evaluation de la qualité des eaux du Groupe 3

Les eaux du groupe 3 évoluent vers la voie saline neutre à chlorures ($ARC < 0$, $RSC < 0$, $RSC' < 0$) (Tab.3, Fig.14). Ces eaux souterraines sont les plus concentrées et dont le risque principal est celui de la salinisation des sols. Le risque de la dégradation physique des sols est faible dans la mesure où la sodisation est progressive et la salinité est suffisamment élevée pour assurer la stabilité structurale des sols (Marlet et Job, 2006).

Le SAR montre que les eaux de ce groupe se classent dans la catégorie « excellent » avec la valeur du SAR égale à **7.04**. La valeur moyenne de IP indique que ces eaux sont de bonne qualité pour l'irrigation (Doneen, 1964; Umar and Taha, 2010; Ayyandurai et al. 2013) et ne posent pas de risque important sur la perméabilité du sol (Tab.5). Le risque du magnésium MH dépasse légèrement la limite permmissible de **50 %** ; son effet est aussi faible en raison de la forte salinité (CE) qui réduit éventuellement l'effet négatif de magnésium sur la structure du sol.

Durant la saison sèche, sous les conditions d'évaporation et dans le cas d'un enrichissement du complexe d'échange en Sodium, la forte salinité de l'eau d'irrigation

minimise l'effet néfaste de la sodicité sur la structure des sols (Sumner, 1993 ; Douaoui et al. 2004). Durant la saison humide, et même si la solution du sol est diluée, la concentration du Ca reste supérieure au seuil critique proposé par Quirk et Schofield (1955), ce qui protégerait effectivement la structure des sols.

Généralement, les conséquences de *la voie saline neutre* sont beaucoup plus d'ordre chimiques en raison de l'indisponibilité de l'eau et la toxicité des éléments chimiques pour les plantes (Meyer, 1997 ; Samba, 1998 ; Tabet, 1999), ce qui réduit la croissance des cultures et leur production et cause la salinité élevée qui peut aller dans certains cas jusqu'à la stérilisation des sols. Cette dégradation par la voie saline neutre peut être réversible si la disponibilité de l'eau est suffisante et la topographie permet le drainage.

De façon générale et du point de vue dégradation physique du sol qui est liée à la qualité des eaux, les eaux les moins chargées peuvent être moins aptes à l'irrigation des sols que les eaux les plus chargées. Selon le concept d'alcalinité résiduelle, Vallès et al. (1989) montrent que les eaux de l'oued Medjerda (Tunisie) sont plus favorables pour l'irrigation des sols, malgré leur forte minéralisation, que les eaux du Niger au Mali peu chargées.

La carte de la conductivité électrique obtenue montre clairement la dominance de la classe des eaux de forte salinité (Fig.14). 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. Les eaux qui présentent un risque très élevé ($CE > 5$ dS / m) sont localisées au sud-ouest (Oued-Rhiou, Djdiouia) et un peu au nord (Ouarizane). La classe comprise entre une CE de 3 à 5 dS/m est dominante en particulier dans les périmètres d'Oued Rhiou, Ouarizane et une partie de Djdiouia . D'autre part, la classe de CE inférieure à 3 dS/m se trouve aussi dans les périmètres d'Oued Rhiou, Ouarizane et une partie de Djdiouia. Les eaux souterraines dont la CE est inférieure à 2,25 dS/m sont localisées au centre de notre zone d'étude près de l'oued Chlef.

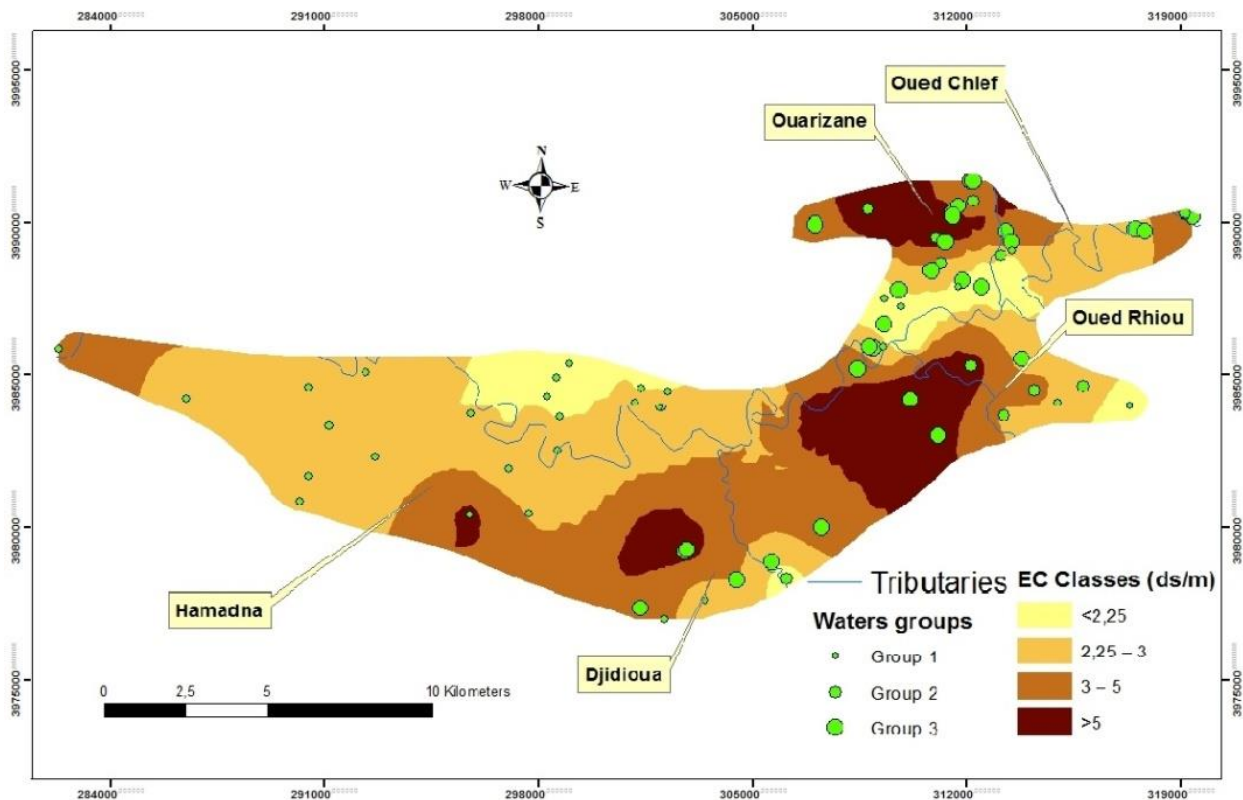


Figure n° 14: Carte de la répartition de voies géochimique et les classes de salinité (Juin, 2011).

Tableau n°4 : Les voies géochimiques et la moyenne des indicateurs utilisées dans l'évaluation de la qualité de l'eau d'irrigation.

	saline neutre sulfatée		saline neutre chlorurée	
	(ARC>0 RSC'>0)	(ARC<0 RSC'>0)	(ARC<0 RSC'<0)	
ARC=Alk-Ca	1,954	-3,245	-6,182	
RSC=Alk-2Ca-2Mg	-3,510	-12,756	-18,146	
RSC'=Alk-2Ca-2Mg+SO4	3,416	1,934	-4,693	
Ca	1,936	4,375	5,553	
Mg	2,732	4,755	5,982	
Na	15,567	21,071	17,043	
K	0,039	0,054	0,078	
Cl	12,191	19,190	21,813	
SO4-2	3,463	7,345	6,727	
Alc	5,826	5,506	4,924	
H4SIO4	0,218	0,235	0,238	
pH	7,835	7,648	7,461	
CE ds/m	2,439	3,790	3,841	
SAR	10,432	9,784	7,043	
Na %	74,827	68,868	58,781	
IP	87,963	77,675	67,613	
MH	57,903	51,069	50,778	
Number	33,000	11,000	29,000	

Tableau 5 : Les indicateurs utilisées dans l'évaluation de la qualité de l'eau à des fins agricoles.

Indicateurs	classes	limite	les groupes		
			1	2	3
CE <i>Ayers et Westcot (1988)</i>	Risque faible	0,7<			
	Risque légère à modéré	0,7 à 3	*		
	Risque élevé	> 3		*	*
SAR <i>Durand (1982)</i>	Excellent	0 à 10		*	*
	Bonne	10 à 18	*		
	Modéré	18 à 26			
	Elevé	>26			
Na % <i>Wilcox (1955)</i>	Excellent	0 à 20			
	Bonne	20 à 40			
	permissible	40 à 60			*
	Douteux	60 à 80	*	*	
	Suitable	>80			
IP % <i>Doneen (1964)</i>	Bonne	40 à 60			
	Modéré	60 à 80		*	*
	Elevé	80 à 100	*		
MAR % <i>Raghunath (1987)</i>	Suitable	< 50			
	insuitable	> 50	*	*	*
Ca <i>Quirk et Schofield (1955)</i>	Pas de risque	$> 3 * 10^{-4}$	*	*	*
	Risque	$< 3 * 10^{-4}$			

4. Conclusion

Dans les solutions très concentrées (saumures), le modèle de Pitzer donne de meilleurs résultats pour le calcul des activités du calcium, du magnésium et des sulfates en comparaison avec le modèle SIT. Ce dernier modèle donne de meilleurs résultats pour le sodium et le chlorure. Il semble que l'hydratation des ions ne soit pas correctement prise en compte dans le modèle SIT. Les deux modèles donnent des résultats équivalents pour la force ionique, l'activité de l'eau et l'activité des carbonates.

La calcite ne se forme pas à l'équilibre, et sa formation nécessite une sursaturation, avec un indice de saturation (IS) égale à 1,4, c'est-à-dire un excès d'énergie 6 kJ mol⁻¹ à 8 kJ.mol⁻¹. Une fois cette sursaturation atteinte, la relaxation se produit et le IS tend vers zéro. Le gypse se forme à l'équilibre. La loi *T* est parfaitement déterminée avec le digramme du gypse.

Les eaux du **Bas-Chélif** sont proches de l'équilibre avec la calcite et sous-saturées par rapport au gypse. La comparaison avec celles de **Chott El Jerid** montre qu'avec une concentration supplémentaire par évaporation, les prochains sels qui se précipiteraient seraient successivement le gypse, la sépiolite, la thénardite (ou mirabilite), l'halite et la magnésite.

L'ordre et la précipitation de minéraux vont modifier la composition chimique des eaux d'irrigation du Bas-Chélif en validant le concept d'alcalinité résiduelle généralisée pour prédire les voies géochimiques. Ce critère utilisé montre que les eaux souterraines s'engagent principalement vers *une voie saline neutre sulfatée (44 échantillons)* suivie par *la voie saline neutre chlorurée (29 échantillons)*.

L'expérience d'évaporation montre que les eaux du groupe 1 de la voie saline sulfatée et les eaux du groupe 2 de la voie saline chlorurée se caractérisent par la même classe au départ selon le (CE, SAR) mais suite à l'évaporation, ces eaux s'engagent vers des voies différentes, ce qui montre l'utilité du concept d'alcalinité résiduelle dans l'évaluation de la qualité des eaux d'irrigation.

Lors de l'irrigation des sols du Bas-Chélif, les eaux souterraines de la première voie peuvent engendrer un risque de dégradation et de détérioration des propriétés physiques et agronomiques des sols surtout pour les eaux ayant les faibles valeurs de la salinité, moins bien perçu par les agriculteurs (**Groupe1**). Les eaux de la seconde voie (saline neutre chlorurée (**Groupe3**)) peuvent être responsables principalement sur la dégradation des propriétés chimique des sols.

La prise en compte d'autres indicateurs empiriques complémentaires (Na%, IP, MAR) qui peuvent nous informer sur les risques éventuels de dégradation ont été dans le même sens que les résultats prédits par l'alcalinité résiduelle généralisée. Cela montre qu'il est insuffisant, de se baser uniquement sur la **CE** et le **SAR** en raison de la mauvaise prédiction des risques de la dégradation des sols dans certains cas. C'est ainsi qu'on peut voir que **le groupe 1** le moins salin qui ne présentait aucun problème de sodisation avec son SAR s'est avéré être le plus dangereux sur la dégradation physique et agronomique quand le raisonnement s'est fait sur l'alcalinité résiduelle généralisée. Cette étude montre que l'étude de leurs facies chimiques et la compréhension de leurs mécanismes d'évolutions sous l'évaporation est un outil indispensable, car l'action des eaux d'irrigation sur les sols apparait plus pertinente quand le raisonnement se fait selon la notion d'alcalinité résiduelle généralisée.

Chapitre 5

Impact des eaux d'irrigation sur les sols.

L'objectif de ce chapitre est de et décrire les facteurs qui influencent la composition chimique des solutions et d'étudier l'impact de la qualité des eaux souterraines utilisées en irrigation sur la dégradation des sols.

1.Introduction

La qualité du sol est un élément essentiel pour la durabilité de l'agriculture. La qualité du sol a été définie comme étant la résultante des propriétés physiques, chimiques et biologiques du sol qui permettent la croissance et le développement des cultures, la régulation et la partition des flux d'eau à travers l'environnement et enfin jouent le rôle de filtre épurateur vis-à-vis des polluants (Larson et pierce, 1992 ; in Badraoui 1998).

La qualité du sol traduit sa capacité à retenir et à libérer l'eau et les éléments fertilisants, à maintenir sa biodiversité et résister aux effets des pratiques pouvant conduire à sa dégradation. Selon (Umali (1993), la qualité de l'eau d'irrigation, suivant la texture et les possibilités de drainage des sols, influencent largement la vitesse de dégradation du sol.

Dans la plaine du Bas-Chélif, les pratiques d'irrigation par les des eaux souterraines est devenue obligatoire au vu du déficit hydrique dans les eaux de surface à cause des changements climatiques survenus au cours de ces deux dernières décennies. L'intensification des sols irrigués par l'utilisation des eaux souterraines de mauvaise qualité conduit fréquemment à la salinisation et la dégradation physique des sols.

Ce chapitre a pour objectif :

- Evaluer la qualité des sols de la plaine du Bas-Chélif.
- Etudier l'impact de la qualité des eaux souterraines sur la dégradation des sols irrigués.

2. Matériel et Méthodes

2.1. Échantillonnage

50 échantillons du sol ont été prélevés à partir des parcelles irriguées par les mêmes échantillons d'eau souterraines qui avaient été déjà prélevés dans le but de voir l'impact de la qualité des eaux sur la qualité du sol (Fig. 1).

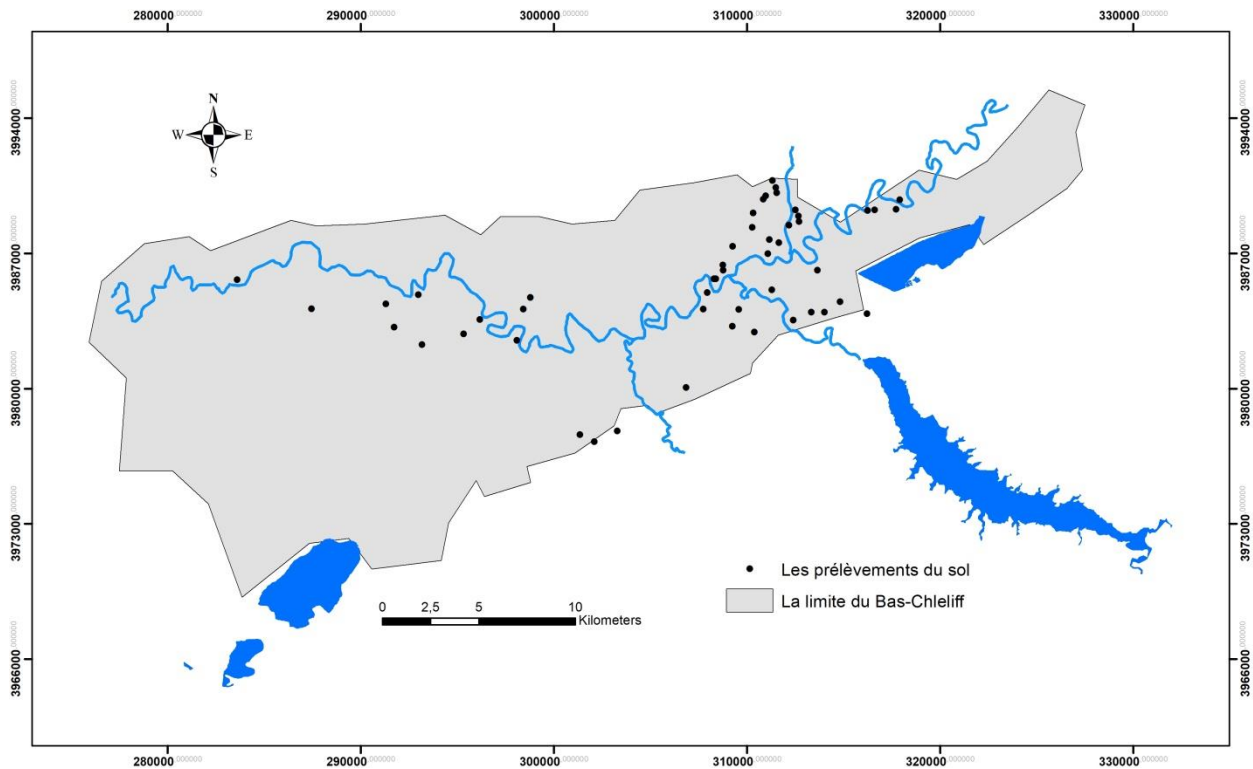


Figure n°1 : Le plan d'échantillonnage du sol en juin-juillet 2011.

2.2. Protocole des analyses

Après prélèvement, le sol est séché à l'air libre, une quantité est tamisée à 2 mm pour procéder à l'extraction de la solution de sol par le procédé de la pâte saturée.

-Les agrégats sont utilisés pour déterminer la stabilité structurale.

2.2.1. Préparation de la pâte saturée

Une quantité de sol de 120 g tamisé à 2 mm est placée dans un bêcher 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 dissouts (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).

2.2.2. Détermination de la stabilité structurale

La méthode choisie est celle mise au point par Le Bissonnais en 1988 (Le Bissonnais et Le Souder, 1995 ; Le Bissonnais, 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 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).

2.2.3. Les analyses chimiques

Les anions et cations ont été dosés au laboratoire de pédologie de la faculté des sciences agronomiques et biologiques de l'université de Chlef.

Par définition, la salinité désigne la concentration des sels présents dans la solution du sol. La Conductivité Électrique (CE) et le pH ont été mesurés avec un instrument de mesure multi-paramètre.

2.2.3.1. Dosage des anions

-Le chlorure (Cl⁻) a été déterminé par titrage avec du nitrate d'argent et le sulfate (SO₄⁻²) a été déterminé par la méthode gravimétrique BaCl₂ (Mathieu et Pieltain, 2003).

-L'alcalinité carbonatée (CO₃²⁻, HCO₃⁻) est déterminée par la méthode graphique de Gran (Pansu and Gautheyrou, 2006).

2.2.3.2. Dosage des cations

-Le sodium (Na^+) et le potassium (K^+) ont été analysés par photométrie d'émission de flamme respectivement à 589 nm et 766,5 nm (Robbins et Wiegand, 1990; Helmke et Sparks, 1996).

-Les concentrations de Ca^{2+} et de Mg^{2+} ont été mesurées par titrage avec Na_2EDTA (Rodier, 1996).

3. Résultats et discussion

3.1. Caractérisation des propriétés des sols

La composition chimique des solutions du sol de la plaine du Bas-Cheliff est rapportée dans le tableau n°1. Avec 3,38 dS/m , ces sols ne sont pas salés en moyenne ; cette valeur ne dépasse la valeur de 4 dS/m retenue par USSL Staff, (1954). Certains échantillons du sol peuvent atteindre des valeurs très élevés jusqu'à 13,83 dS/m mais d'autres sont également de meilleure qualité avec une CE de 0,630 dS/m . Le PH est légèrement alcalin avec une valeur moyenne de 7,70 ; il varie dans la fourchette de 7.267 à 7.977 dans l'ensemble des échantillons. Les anions et les cations se distribuent (en mmol/l) selon l'ordre suivant ; $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ et $\text{Cl}^- > \text{Alc} (\text{HCO}_3^-) > \text{SO}_4^{2-}$.

Tableau n°1 : Statistiques descriptives des variables.

Libellé de la variable	Effectif	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum
Ca^{2+}	50	7,272	8,053	1,146	42,526
Mg^{2+}	50	5,895	5,578	1,129	23,758
Na^+	50	15,421	8,568	4,957	36,323
K^+	50	1,018	0,940	0,244	5,694
Cl^-	50	20,986	18,497	3,874	88,827
SO_4^{2-}	50	3,900	3,453	0,465	17,646
Alc (HCO_3^-)	50	4,719	3,809	0,126	16,995
pH	50	7,701	0,137	7,267	7,977
CE dS/m	50	3,387	2,870	0,630	13,830

-La relation entre la conductivité électrique (CE) et les éléments chimiques montre que la CE est surtout contrôlée, en ordre décroissant, par les chlorures, le calcium, le sodium, les sulfates, le magnésium et le potassium. Ceci pourrait expliquer leur origine commune qui devrait être

différente de celles des bicarbonates (**Alc**) qui montrent une faible relation avec la CE ($r = 0,19$) (Tab.2).

-Le Ca^{2+} montre une corrélation significativement positive avec le Cl^- , les SO_4^{2-} le Mg^{2+} et le Na^+ alors qu'elle est significativement négative avec l'alcalinité et le pH. Ceci pourrait expliquer l'origine commune du Ca^{2+} et du Mg^{2+} , et du SO_4^{2-} le Cl^- , le Na^+ , qui devrait être différente de celles des bicarbonates.

- Le Na^+ se manifeste par une liaison significativement positive avec les Cl^- , les SO_4^{2-} , le et alors qu'elle est faible avec le pH.

- Le K^+ montre une corrélation significativement positive avec, les SO_4^{2-} , les Cl^- alors qu'elle est faible avec l'alcalinité et significativement négative avec le pH.

-Les SO_4^{2-} montrent une corrélation significativement positive avec les Cl^- . Ces deux anions sont faiblement corrélés aux bicarbonates.

Tableau n°2: corrélation entre les variables.

	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Cl^-	SO_4^{2-}	Alc (HCO_3^-)	CE ds/m	pH
Ca^{2+}	1,000								
Mg^{2+}	0,838	1,000							
Na^+	0,742	0,677	1,000						
K^+	0,648	0,578	0,469	1,000					
Cl^-	0,922	0,860	0,896	0,588	1,000				
SO_4^{2-}	0,885	0,804	0,695	0,557	0,832	1,000			
Alc (HCO_3^-)	-0,112	-0,005	-0,060	0,155	-0,239	-0,195	1,000		
CE ds/m	0,923	0,829	0,891	0,621	0,976	0,858	-0,196	1,000	
pH	-0,101	-0,159	0,311	-0,147	0,069	-0,036	-0,084	0,054	1,000

3.2. Equilibre des minéraux et voies géochimique

Les diagrammes d'équilibre montrent que la plupart des solutions du sol du Bas-Chélif sont sursaturées thermodynamiquement par rapport à la calcite, certains échantillons sont sous-saturés. Elles sont proches de l'équilibre par rapport à la magnésite avec une faible sous-saturation où sursaturation. La plupart des solutions des sols sont sous-saturées par rapport au gypse à l'exception de certains échantillons. Les activités du calcium sont plus élevées par rapport aux eaux d'irrigation, ce qui explique le rapprochement à l'équilibre par rapport au

gypse pour les solutions des sols. Elles sont aussi largement sous-saturées par rapport à l'halite (Fig.2). Les solutions des sols s'engagent vers une voie saline avec dominance chlorurée exprimée par un $RSC' < 0$ ($Alc - (Ca^{2+}) - 2(Mg^{2+}) + 2(SO_4^{2-}) < 0$).

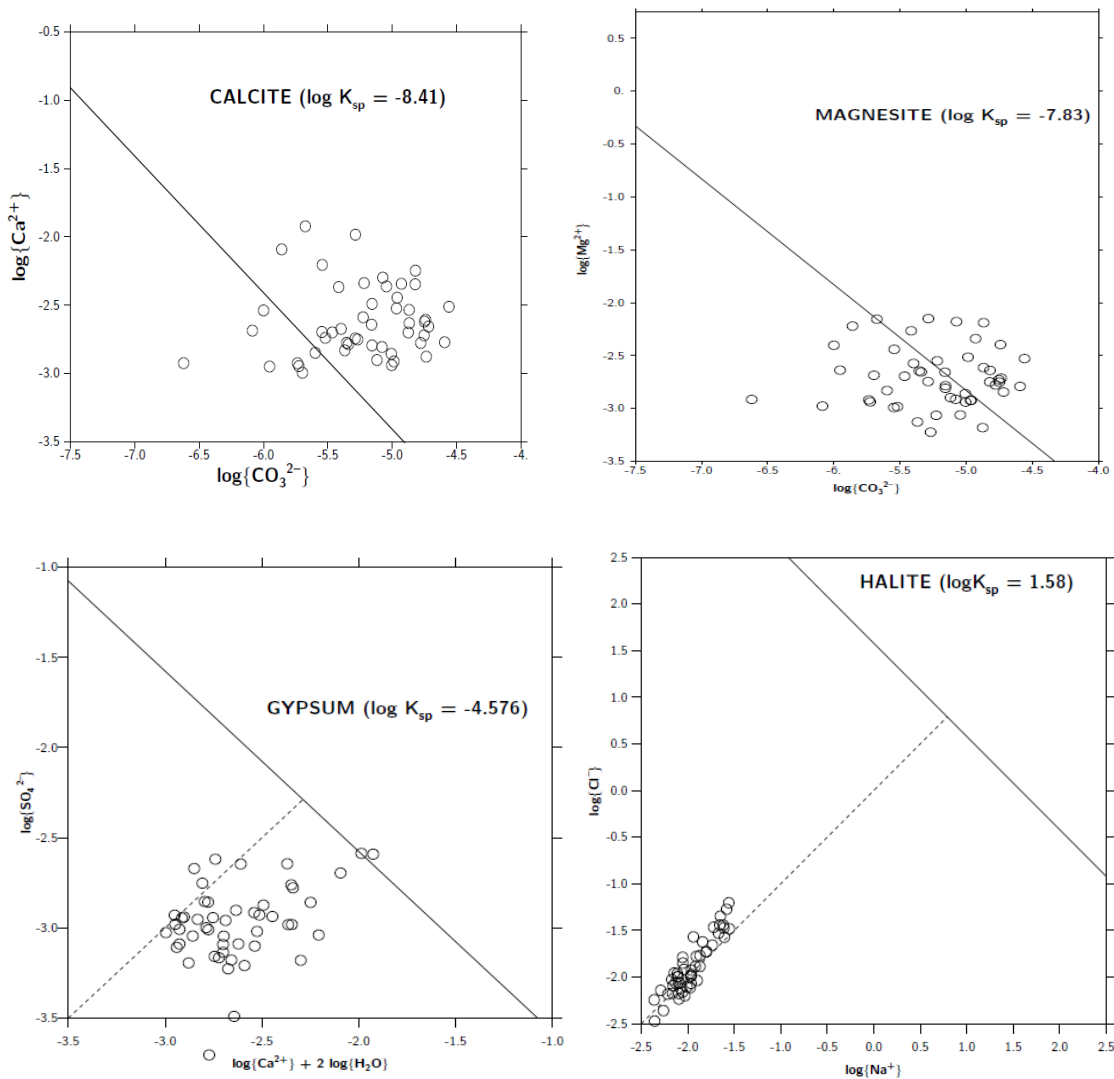


Figure n°2 : diagrammes d'équilibres vis-à-vis de différents minéraux pour les solutions de sols du Bas-Chélif.

3.3. Salinité et géochimie des sols du Bas-Chélif

La carte représentant la conductivité électrique des échantillons prélevés de sol montre que ceux qui sont les moins salés (CE est inférieur à 4 dS/m) sont localisés au centre de notre zone d'étude tout au long d'oued Chlef, ce qui pourrait être expliqué par le drainage naturel de l'oued. Les sols salés dont la salinité est élevée (CE >4 dS/m) sont localisées au nord de Ouarizane et un peu au sud-ouest dans les périmètres de Oued-Rhiou, Djdiouia et Hmadna (Fig.3).

La dégradation physique exprimée par la stabilité structurale aux points de sols échantillonnés de la plaine du Bas-Chélif (Fig.4) montre que les sols instables et très instables se trouvent généralement tout au long d'oued Chlef et dans les périmètres d'Oued Rhiou et Ouarizane.

D'après le concept d'alcalinité résiduelle généralisée utilisé dans ce travail, tous les échantillons des sols, au nombre de 50, s'engagent vers la voie saline chlorurée dont les conséquences sont d'ordre chimique et non pas d'ordre physique, contrairement à ce qui a été montré dans la carte de la stabilité structurale qui montre qu'il y a un problème de dégradation physique dans la plaine du Bas-Chélif.

La différence entre la qualité géochimique des eaux d'irrigation et de celle de la solution du sol reviendrait à l'irrigation des mêmes parcelles par les eaux de surface quand elles sont reliées au réseau d'irrigation ainsi qu'aux eaux apportées par les pluies qui ne sont certes pas élevée mais aussi non négligeables durant la période hivernale et printanière. La dilution de la solution du sol qui se concentre suite à l'irrigation par les eaux souterraines intervient lors de l'irrigation par les eaux de surface (barrage et pluie), ce qui entraînerait une dégradation structurale surtout dans les sols à texture limoneuse qui se localisent tout au long de l'oued Chlef comme le montre la carte de la stabilité structurale aux points échantillonnés.

Il est à rappeler aussi que la majorité des eaux souterraines du Bas-Chélif évoluent vers la voie saline neutre mais à dominance sulfatée (44 échantillons). Cette voie géochimique à une action dégradante indirecte sur les propriétés physiques des sols (Marlet et Job, 2006), surtout dans le cas des eaux souterraines du groupe 1 qui compte 33 échantillons ayant une $ARC > 0$ et $RSC < 0$ et une $RSC' > 0$.

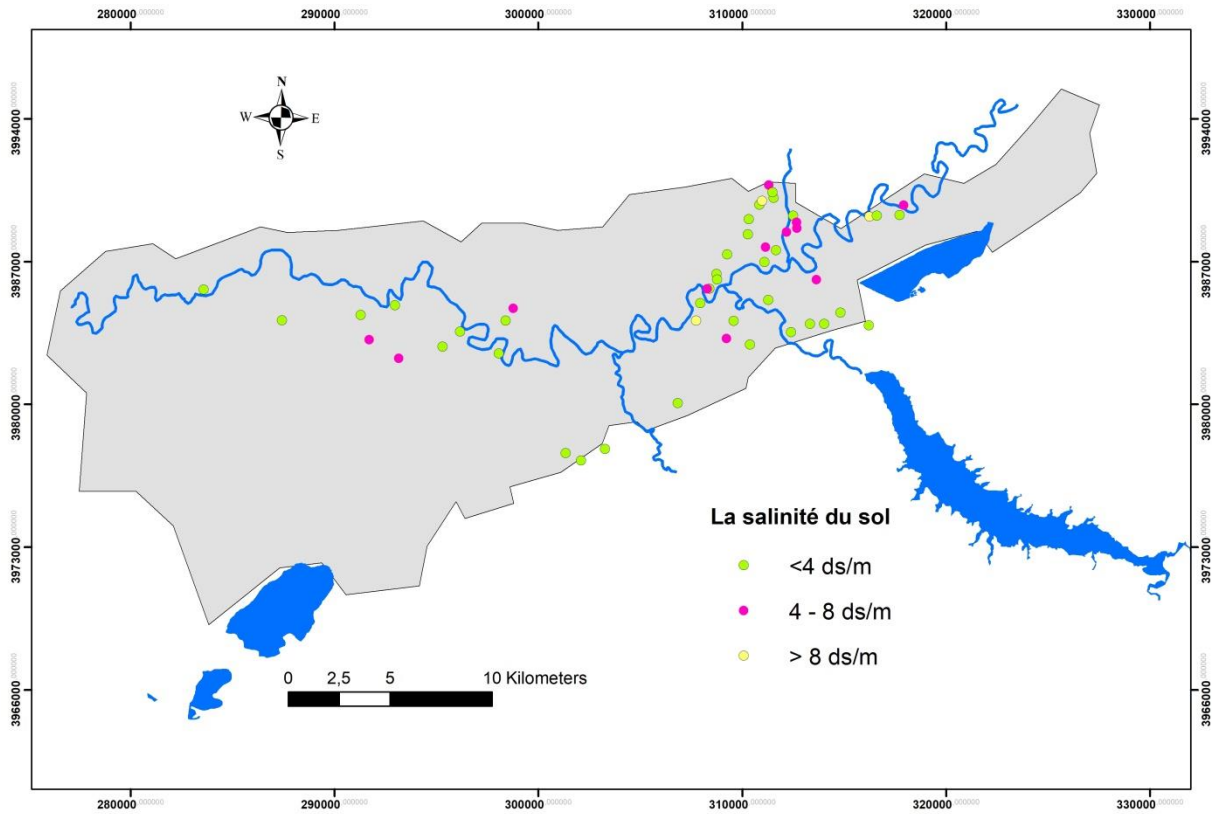


Figure n° 3 : Carte de la salinité des sols aux points échantillonnés du Bas-Chéiff en juin – juillet 2011.

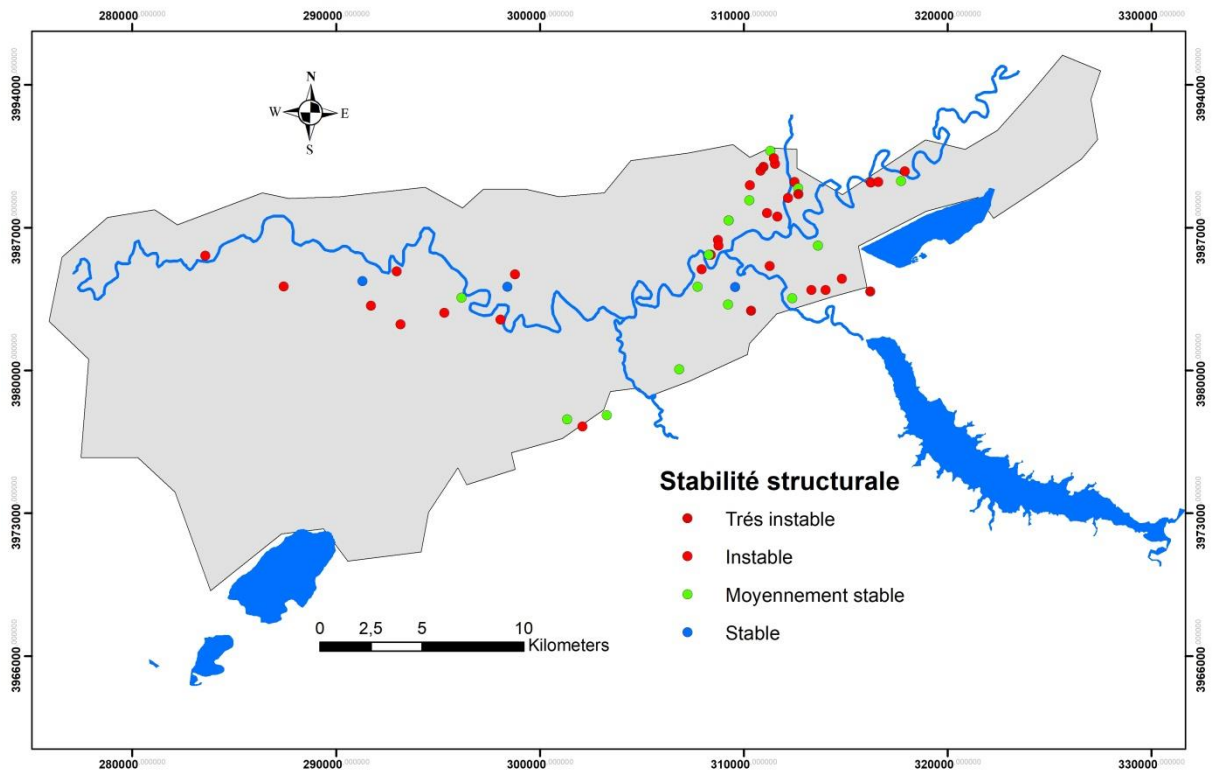


Figure n° 4 : Carte de la stabilité structurale aux points échantillonnés des sols du Bas-Chéiff en juin – juillet 2011.

4. Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons essayé de caractériser de façon générale les sols irrigués de la plaine du Bas-Chélif.

Du point de vue hydrochimie, les anions et les cations de la solution du sol se distribuent selon l'ordre suivant : $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ et $\text{Cl}^- > \text{Alc} (\text{HCO}_3^-) > \text{SO}_4^{2-}$.

Le concept d'alcalinité résiduelle généralisée montre que les sols qui sont en contact avec les eaux d'irrigation souterraines peuvent subir des détériorations structurales surtout dans le cas des eaux à voie saline sulfatée.

Conclusion générale

Conclusion générale

La question abordée dans ce travail est de prévoir 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.

Au nord-ouest de l'Algérie, la plaine du Bas-Chélif avec sa pluviométrie faible et irrégulière et suite aux problèmes que connaît la région comme la sécheresse et le déficit hydrique en eaux superficielles et en vue de l'augmentation de la demande en eau suite à la dégradation du réseau collectif de distribution des eaux d'irrigation, les agriculteurs sont obligés d'utiliser les eaux souterraines pour compléter leur demande en irrigation. 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 Martínez-Santos, 2005; Amichi 2102) ; elles présentent, néanmoins, une menace pour la substitution de l'agriculture dans ces régions .

Des études récentes ont montré que l'extension de la salinité des sols est due principalement à l'utilisation des eaux souterraines de qualité médiocres en absence de drainage (Douaoui et Hartani , 2008 ;Douaoui et Lipinard,2010 ;Haratani et al .,2012).

Dans ce Travail, les faciès hydrogéochimiques des eaux souterraines utilisées en irrigation dans la plaine du Bas- Chélif ont été étudié. Le digramme de piper a montré que les eaux souterraines de la plaine du Bas-Chélif ont un faciès Chloruré-sodique et Sulfato-sodique dominant.

L'évolution des eaux souterraines du Bas-Chélif lorsqu'elles se concentrent par évaporation montre que les chlorures augmentent linéairement avec la conductivité électrique, tandis que les sulfates augmentent moins fortement.

L'utilisation de l'analyse en composantes principales a permis d'identifier l'origine commune de la salinité des eaux qui est liée essentiellement aux éléments majeurs à l'exception de l'alcalinité carbonatée. Elle a aussi permis de subdiviser les eaux souterraines en 4 groupes (1,2, 3,4) suivant *l'axe 1* qui représente la salinité (la minéralisation). Le groupe 4 est marqué par une forte minéralisation comparée aux autres groupes d'eaux.

Dans les solutions très concentrées (saumures), le modèle de Pitzer donne de meilleurs résultats pour le calcul des activités du calcium, du magnésium et des sulfates en comparaison avec le modèle SIT. Ce dernier donne de meilleurs résultats pour le sodium et le chlorure. Il

semble que l'hydratation des ions ne soit pas correctement prise en compte dans le modèle SIT. Les deux modèles donnent des résultats équivalents pour la force ionique, l'activité de l'eau et l'activité des carbonates.

La calcite ne se forme pas à l'équilibre, et sa formation nécessite une sursaturation, avec un indice de saturation (IS) égale à 1,4, c'est-à-dire un excès d'énergie 6 kJ mol^{-1} à 8 kJ mol^{-1} . Une fois cette sursaturation atteinte, la relaxation se produit et le IS tend vers zéro. Le gypse se forme à l'équilibre. La loi T est parfaitement déterminée avec le digramme du gypse.

Les eaux du **Bas-Chélif** sont proches de l'équilibre avec la calcite et sous-saturées par rapport au gypse. La comparaison avec celles de **Chott El Jerid** montre qu'avec une concentration supplémentaire par évaporation, les prochains sels qui se précipiteraient sont successivement le gypse, la sépiolite, la thénardite (ou mirabilite), l'halite et la magnésite.

L'ordre et la précipitation des minéraux vont modifier la composition chimique des eaux d'irrigation du Bas-Chélif en validant le concept d'alcalinité résiduelle généralisée pour prédire les voies géochimiques. Ce critère utilisé montre que les eaux souterraines s'engagent principalement vers une *voie saline neutre sulfatée* (34 échantillons) suivie par la *voie saline neutre chlorurée* (29 échantillons).

L'expérimentation au laboratoire montre que les eaux du groupe 1 et le groupe 2, qui appartenaient à la même classe au départ selon le (CE, SAR), s'engagent suite à l'évaporation vers des voies différentes respectivement vers la voie saline sulfatée et la voie saline chlorurée. Cette expérimentation a montré l'utilité du concept d'alcalinité résiduelle dans l'évaluation de la qualité des eaux d'irrigation.

Lors de l'irrigation des sols du Bas-Chélif, les eaux souterraines de la première voie peuvent engendrer un risque de dégradation et de détérioration des propriétés physiques et agronomiques des sols surtout pour les eaux ayant les faibles valeurs de la salinité, moins bien perçue par les agriculteurs (**Groupe1**). Les eaux de la seconde voie (saline neutre chlorurée (**Groupe3**)) peuvent être responsables principalement sur la dégradation des propriétés chimique des sols.

La prise en compte d'autres indicateurs empiriques complémentaires (Na%, IP, HM) qui peuvent nous informer sur les risques éventuels de dégradation ont été dans le même sens que les résultats prédits par l'alcalinité résiduelle généralisée. Cela montre qu'il est insuffisant de se baser uniquement sur la CE et le SAR en raison de la mauvaise prédiction des risques de la dégradation des sols dans certains cas. C'est ainsi qu'on peut voir que le **groupe 1**, le moins salin, qui ne présentait aucun problème de sodisation avec son SAR, s'est avéré être le plus

dangereux sur la dégradation physique et agronomique quand le raisonnement s'est fait sur l'alcalinité résiduelle généralisée.

Le concept d'alcalinité résiduelle généralisée montre que lorsque la solution des sols évolue vers une voie saline chlorurée, les conséquences sont d'ordre chimique qui se traduisent par leur salinisation. Les sols qui sont en contact avec les eaux d'irrigation vont évoluer vers deux voies salines avec majoritairement avec une voie saline sulfatée et une autre voie saline chlorurée.

Les risques attendus sur les sols ont été prédits lorsqu'on tient en compte du concept d'alcalinité résiduelle généralisée dans l'évaluation de la qualité des eaux d'irrigation dans la plaine du Bas-Chélif. Les cartes obtenues de la salinité des eaux d'irrigation, la salinité et la stabilité structurale du sol ont montré également l'impact de la qualité des eaux apportées sur la qualité des sols.

Enfin, cette étude montre que l'étude de leurs facies chimiques et la compréhension de leurs mécanismes d'évolutions sous l'évaporation est un outil indispensable, car l'action des eaux d'irrigation sur les sols s'est avérée être plus pertinente quand le raisonnement se fait selon la notion d'alcalinité résiduelle généralisée.

Références bibliographique.

Références bibliographiques

- Agassi M., Shainberg I., Morin J., 1981 - Effect of electrolyte and soil sodicity on infiltration rate and crust formation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45: pp. 848-851.
- Aghazadeh . Nosrat ., Mogaddam . Asghar Asghari .,2010,. Assessment of Groundwater Quality and its Suitability for Drinking and Agricultural Uses in the Oshnavieh Area, Northwest of Iran ., *Journal of Environmental Protection*, 2010, 1, 30-40 .
- 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 prédiction of the Chemical évolution of natural waters by évaporation. *American Journal of Science* 280, 560-572.
- 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. Fusiller 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.
- Appelo CAJ (2015) Principles, caveats and improvements in databases for calculating hydrogeochemical reactions in saline waters from 0 to 200° C and 1 to 1000 atm. *Appl Geochem* 55:62–71 .
- Arienzo, M., Christen, E.W., Jayawardane, N.S. & Quayle, W.C. 2012. The relative effects of sodium and potassium on soil hydraulic conductivity and implications for winery wastewater management. *Geoderma*, 173, 303–310 .
- Ayers R.S et Westcot D.W, (1988) : La qualité de l'eau en irrigation. *Bulletin de la FAO d'irrigation et de drainage*.29Rév. 1, 165p.
- Ayyandurai .R., Suresh. M., Venkateswaran.S. .,2013 ., Evaluation of Groundwater for Irrigational Purposes in Cumbum Valley Theni District Tamilnadu India ., *International Journal of Innovative Technology and Exploring Engineering (IJITEE)* ISSN: 2278-3075, Volume-2, Issue-3 .
- Badraoui M., Soudi B., Farhat A., M'hamdi A .,(1995). Variation de la qualité des sols :une base pour évaluer la durabilité de la mise en valeur agricole sous irrigation par pivot au Maroc .*Etude et Gestion des sols* ,5,4 ,1998-page 227-234 .
- Bahri, A.,1982 ,Evolution de la salinité dans un périmètre irriguée de la basse vallée de la Medjerba en Tunisie .,*Science du sol* . Vol , 31,3 ,125-140 .
- Baize D., (1988). Guide des analyses courantes en pédologie. Choix - Expression -Présentation - Interprétation. Ed. INRA - Paris, 172P
- Barbiéro L. et Vallès 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 : 143152.
- 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., Ould Mohamedou A., Laperrouzas C., Furian S., Cunnac, S. (2004a) Polyphasic origin of salinity in the Sénégal delta and middle valley. *Catena* 58, 101 -124.
- Barbiéro L., Vallès V. et Cheverry C. (2004b). Reply to J.W. Van Hoom "Some observations with respect to sodicity hazard of irrigation waters". *Letter to the Editor / Agricultural Water Management* 68 : 177-184.
- Barbiéro L., Vallès 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.
- Barbiéro, L., Vallès, 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.
- Belkhiri L., Mouni L. (2012) Hydrochemical analysis and évaluation 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 .
- Boit 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
- 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 Chélliff. Thèse Doc. Es-science, Université d'Alger. 575p.

- Bourrié G (1976) Relation entre le pH, l'alcalinité, le pouvoir tampon et les équilibres de CO₂ dans les eaux naturelles. *Sci Sol* 3:141–159 .
- Bourrié G (2014) Swelling clays and salt-affected soils : demixing of Na / Ca clays as the rationale for discouraging the use of sodium adsorption ratio (SAR). *Eurasian J Soil Sci* 3:245–253 .
- Bradai . Abd ., Douaoui. Abd; Bettahar.N ,Yahiaoui .I., 2016, . Improving the Prediction Accuracy of Groundwater Salinity Mapping Using Indicator Kriging Method , . *J. Irrig. Drain Eng.*..
- 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 .
- Bradai .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 •
- Bretti C, Foti C, Sammartano S (2004) A new approach in the use of sit in determining the dependence on ionic strength of activitycoefficients. application to some chloride salts of interest in the speciation of natural fluids. *Chem Speciat Bioavailab* 16:105–110. <https://doi.org/10.3184/095422904782775036> .
- 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° Partie : Conséquences de l'utilisation des sols par l'homme. Coédition INRA/Nathan, 24 p..
- 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 .
- Crescimanno G., Iovino M. et Provenzano G., 1995 - Influence of salinity and sodicity on soil structural and hydraulic characteristics. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59: pp. 1701-1708.
- Daoud Y., Cheverry C., Robert M., 1993. Rôle physico-chimique du magnésium dans les sols des plaines du Cheliff (Algérie). *Science du Sol*, 31, (4) : 281-293.
- Daoud, Y., 1993. Contribution à l'étude des sols des plaines du Chélif. Le phénomène de salinisation, conséquences sur les propriétés physiques des sols argileux. Thèse Doct d'état, INA Alger, 233 p.
- 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.
- Doneen L. D. (1964). Salinization of soil by salt in the irrigation water. *Am. Geophys. Union. Trans* 35: 943-950
- Dosso M (1980) Géochimie des sols salés et des eaux d'irrigation – aménagement de la basse vallée de l'euphrate en syrie. Thèse de docteur ingénieur, Institut National Polytechnique de Toulouse
- 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-Odoux 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*, Vol. 11, N°4, 2004, 379-392..
- Douaoui A., Walter CH., Gaouar A., Hammoudi S., 2001. Assessment of the topsoil structural degradation of the Lower Cheliff Valley (Algeria) -Application of multivariate Analysis. 4th conference of the Working Group on Pedometrics (WG-PM), Ghent, 19-21 september.
- 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., 1958 - Les sols de la station d'étude des sols salins de Hamadena. Quelques aspects de la station d'étude des sols salins de Hamadena et de ses activités. *Revue «Terres et eaux»* n°28. pp. 2-17.
- Eaton F. (1950). Significance of carbonates in irrigation waters, *Soil Sri.*,69, 123-133.
- Emerson, W. 1967. A classification of soil aggregates based on their coherence in water. *Australian Journal of Soil Research*, 5, 47–57 .
- 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
- Gac J.Y., Droubi, A., Fritz, B., Tardy, Y., 1977. Geochemical behaviour of silica and magnesium during the evaporation of waters in Chad. *Chem. Geol.* 19, 215–228.

- Garrels R, Mackenzie F (1967) Origin of the chemical composition of some springs and lakes, American Chemical Society, chap 10, pp 222–242. No. 67 in Advances in Chemistry Series
- Gonzalez-Barrios J.L.,(1992). Eaux d'irrigation et salinité des sols en zone aride mexicain. Thèse Doctorat Univ. Montpellier II Fr. 316 p.
- Gouaidia L., Guefaïfia 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.
- Gueddari M, Monnin C, Perret D, Fritz B, Tardy Y (1983) Geochemistry of brines of the chott El Jerid in southern Tunisia—applications of Pitzer's equations. *Chem Geol* 39:165–178
- 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.
- Guggenheim E (1935) The specific thermodynamic properties of aqueous solutions of uni-univalent electrolytes. *Philos Mag* 19:588–643
- Hachicha M., 1998 - Mise en valeur des sols salés - Organisation, fonctionnement et évolution des sols du nord de la Tunisie. Thèse de Doct de l'ENSAR, France, 229 p
- Halitim A., 1988 - Sols des régions arides d'Algérie. OPU, Alger, 384 p.
- Hardie L, Eugster H (1970) The evolution of closed basin brines. *Mineral Soc Am Spec Pap* 3:273–290
- Hartani T, Bradai A, Douaoui A (2012) Exploring salinity perception in lower-Chelif plain (Algeria). *J Agric Sci Technol* 2:1253–1259
- Helgeson H, Brown T, Nigrini A, Jones T (1970) Calculation of mass transfer in geochemical processes involving aqueous solutions. *Geochim Cosmochim Acta* 34:569–592
- Ishaku. J.M. , Ahmed A.S., Abubakar . M.A. 2011., Assessment of groundwater quality using chemical indices and GIS mapping in Jada area, Northeastern Nigeria . *Journal of Earth Sciences and Geotechnical Engineering*, vol. 1, no. 1, 2011, 35-60
- 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 .
- Kouadri sameut M.,(2019). Modélisation du bilan hydrique dans une parcelle d'artichaut irriguée et drainée (Wilaya de Relizane), these de doctorat, Université Hassiba Ben Bouali de Chlef.
- Lahlou M., Badraoui M., Soudi B., Goumari A., (2002) et Tessier D. Modélisation de l'impact de l'irrigation sur le devenir salin et sodique des sols. Actes de l'atelier du PCSI, Montpellier, France, 28-29 mai 2002. 19p.
- 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., 1996. Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility : I. Theory and methodology. *Euro. J. of Soil Sci.*, 47, pp. 425-437
- 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*
- Lemire R, Berner U, Musikas C, Palmer D, Taylor P, Tochiyama O (2013) Chemical thermodynamics of iron, Part 1, chemical thermodynamics, vol 13a. OECD/Nuclear Energy Agency Publishing, Dordrecht
- Loyer, J.Y. (1989). Les sols sales de la basse vallée du fleuve Sénégal. Caractérisation, distribution et évolution sous cultures. Ed. et Th. ORSTOM, Paris
- Marlet S (1996) Alcalinisation des sols dans la vallée du fleuve Niger (Niger) – Modélisation des processus physico-chimiques et évolution des sols sous irrigation. Thèse de doctorat, École Nationale Supérieure Agronomique de Montpellier, France
- Marlet S. (2004). Evolution des systèmes d'irrigation et gestion de la salinité des terres irriguées. Acte du séminaire « Modernisation de l'Agriculture Irriguée », Rabat, du 19 au 23 avril 2004.
- Marlet S., Job J. O., (2006). Processus et gestion de la salinité des sols, *In* Tiercelin, J,R, *Traité d'irrigation*, seconde édition, Tec & Doc Lavoisier, 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 salinité et redistribution des sels dans les périmètres irrigués. *International Commission on Irrigation and Drainage. Symposium pl2*.
- Marlet, S. ; Barbiero, L. ; Vallès, V., (1998). Soil alkalization and irrigation in the Sahelian zone of Niger H: agronomie conséquences of alkalinity and sodicity. *Arid Soil Research and Réhabilitation* 12 (2): 139-152
- matériaux argileux du Bas Cheliff. Thèse de Doctorat d'Etat, INA, Alger, Algérie, 200 p.
- Mathieu C. et Pieltain F., (2003). Analyse chimique des sols, méthodes 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 détaillé des extensions de Guerouaou et de Sebket Benziane

- et du réaménagement du Bas-Chélif.
- McIntyre D. S. (1979). Exchangeable sodium subplasticity and hydraulic conductivity of some Australian soils. *Australian Journal of Soil Research*, n° 17, 115 -120
 - Meyer L. (1997) - Etude du transport des sels au cours des écoulements et de l'évolution des propriétés physiques du sol au contact de différentes solutions salines. *Mém. EPFL*. 40 p. +annexes
 - 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). Réhabilitation des grands périmètres d'irrigation en Algérie. Actes du Séminaire Modernisation de l'Agriculture Irriguée. Rabat (Maroc), du 19 au 23 avril 2004.13p
 - N'diaye M. K., (1987) : Evaluation de la fertilité des sols de l'office du Niger (Mali). *Traité d'irrigation*, seconde édition. Tec & Doc Lavoisier, pp.797 - 822.
 - Nasri N, Bouhlila R, Saaltink MW, Gamazo P (2015) Modeling the hydrogeochemical evolution of brine in saline systems: Case study of the sebkha of oum el khialate in south east tunisia. *Appl Geochem* 55:160–169. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2014.11.003>
 - Oke, S. A. and Aladejana J. A. . 2012 .,Assessment of Shallow Groundwater Quality for Irrigation Purposes in Basement Complex Terrain of Southwestern Nigeria ., *Hydrology for Disaster Management*
 - Oster J. D., Shainberg I., 2001 - Soil responses to sodicity and salinity: Challenges and opportunities. *Aust. J. Soil Res.*, 39, pp. 1219-1224
 - Ould Cheikh M., (2007). Analyse du fonctionnement des réseaux d'irrigation et de drainage dans le contexte de salinité du périmètre du Bas Cheliff. Master Pro2 M. Montpellier. 50p .
 - Pal, D.K., Bhattacharyya, T., Ray, S.K., Chandran, P., Srivastava, P., Durge, S.L. et al. 2006. Significance of soil modifiers (Ca-zeolites and gypsum) in naturally degraded Vertisols of the Peninsular India in redefining the sodic soils. *Geoderma*, 136, 210–228 .
 - Pansu M. et Gautheyrou J.(2006). *Handbook of Soil Analysis ; Mineralogical, Organic and Inorganic Methods*. Ed. Springer
 - Parkhurst D, Appelo C (1999) User's guide to PHREEQC (version 2)—a computer program for speciation, batch-reaction, onedimensional transport, and inverse geochemical calculations. *Water-Resources Investigation Report 99-4259*, US Department of the Interior, US Geological Survey
 - Parkhurst D, Appelo C (2013) Description of input and examples for PHREEQC (version 3)—a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. US Department of the Interior, US Geological Survey. <http://pubs.usgs.gov/tm/06/a43/> .
 - Paz . J.M., Visconti.F ., Zapata.R ., Sanchez J .,2004,. Integration of two simple models in a geographical information system to evaluate salinization risk in irrigated land of the Valencian Community, Spain . . *Soil Use and Management* 20, 333–342 .
 - Philipeau G.,1992. Comment interpréter les résultats d'une analyse en composantes principales? *Collection STATITCF*. 93P
 - Pitzer K (1973) Thermodynamics of electrolytes, i. theoretical basis and general equations. *J Phys Chem* 77(5):268–277
 - Pitzer K, Mayorga G (1973) Thermodynamics of electrolytes, ii. activity and osmotic coefficients for strong electrolytes with one or both ions univalent. *J Phys Chem* 77:2300–2308 .
 - Plevin 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.
 - Quirk J.P. et Schofield I. (1955). The effect of electrolyte concentration on soil permeability. *Journal of soil science*, n°6 163-146.
 - Raghunath, I. I. M, (1987). *Groundwater*. Second edition; Wiley Eastern Ltd., New Delhi, India, 344- 369
 - Références bibliographiques
 - Rengasamy, P., Greene, R., Ford, G. & Mehanni, A. 1984. Identification of dispersive behaviour and the management of red-brown earths. *Australian Journal of Soil Research*, 22, 413–431.
 - Ribolzi O., Vallès 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.
 - Rimmer , D. L., Kirk, G. J. D. , Bourrie ,G.,2013. Commentary on the impact of Quirk & Schofield (1955): ., *European Journal of Soil Science*, February 2013, 64, 3–15 .
 - 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://larhvss.net/iournal.html>~). n° 8, p. 55-67.
 - Saidi D., Douaoui A., Le Bissonnais Y., Walter CH. 1999. Sensibilité des couches de surface des plaines du Cheliff (Algérie) à la dégradation structurale. *Etude et Gestion des Sols*, 6, (1): 15-25. Sumner M.E., 1993. Sodic Soils - New perspectives. *Aust. J. of Soil Res.*, 31, 683-750

- Saidi D., Le Bissonnais Y., Duval O., Daoud Y., Halitim A., 2004. Effet du sodium échangeable et de la concentration saline sur les propriétés physiques des sols de la plaine du Cheliff (Algérie). *Etude et Gestion des Sols*, pp. 137- 148.
- Saidi D.,(2005). Influence de la phase saline sur les propriétés physiques des
- Salhi N., Douaoui Abd., Trolard F., Bourrié G., 2019., Specific interaction theory versus Pitzer's model in groundwaters and brines for checking equilibria/non-equilibria with calcite, gypsum, and halite: application to predict the evolution of solutions concentrated by evaporation in irrigated areas., *Environmental Earth Sciences* (2019) 78:196 .
- Salhi N. (2010). Exploration des indicateurs de la qualité des eaux d'irrigation dans la plaine du Bas-Chéiff. Thèse Master. Université hassiba benbouali Chlef, 60 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.
- Scatchard G (1976) *Equilibrium in Solutions and Surface and Colloid Chemistry*. Harvard University Press, Cambridge
- Servant J., (1978). Salinité dans le sol et les eaux. Caractéristiques et problème d'irrigation -drainage. *Bulletin BRGM*, vol2, n° m.
- 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
- Shyam Radhey, Kalwania.G.S.,2011,. Ground water chemistry: A case study of eastern part of Sikar city (Rajasthan), India., *INTERNATIONAL JOURNAL OF APPLIED ENGINEERING RESEARCH, DINDIGUL* Volume 2, No 2 .
- Singh Vineesha., Singh.U.C.,2008,. Assessment of groundwater quality of parts of Gwalior (India) for agricultural purposes., *Indian Journal of Science and Technology*., Vol.1 No 4 .
- Sjöberg E (1978) Kinetics and mechanism of calcite dissolution in aqueous solutions at low temperatures. *Stockh Contrib Geol* 32:1-96
- SOGREAH/ SNS, (1985). Rapport E2. Rénovation des réseaux (irrigation et drainage).
- Stumm W, Morgan JJ (1970) *Aquatic chemistry—an introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters*. Wiley Interscience, Hoboken .
- 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
- 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.
- Szabolcs I (1996) An overview on soil salinity and alkalinity in Europe, *European Society for Soil Conservation*, chap 1, pp 1-12. Special publication .
- Szabolcs, I and C. Darab (1964). The influence of irrigation water of high sodium carbonate content of soils. In: *Proceedings of 8th International Congress of Isss*, Trans, II: 803-812.
- 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
- Teng H, Dove PM, De Yoreo J (2000) Kinetics of calcite growth: surface processes and relationships to macroscopic rate laws. *Geochim Cosmochim Acta* 64:2255-2266
- Tulü A., Jury W. A. (2004) Modeling Approaches to Sait Management Problems in Irrigated Agriculture: A Review. *Turk J Agric For*. 28. 211-222
- Umar N. A.,Taha H. A.,2010 . EVALUATION OF SPRINGS WATER FOR IRRIGATION OF AIN TALAWI AREA AND THE SURROUNDING VILLAGES N- W OF IRAQ . *Mesopotamia J. of Agric*. Vol. (38) No. (1)
- USSL Staff, (1954). *Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils*. USDA *Agricultural Handbook* 60, Washington, 160 p
- 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.
- Vallès 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 : 143-1.52.
- Vallès V., Pachepsky Y.A., Ponizovsky A .A., (1991) Invariant Criteria for Irrigation Water quality assessment in

- arid and semi arid régions. 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.
- Vallès, V. N'Diaye M.K., Bernadac A. et Tardy Y., (1989). Mali. Al, Si and Mg in water concentrated by évaporation: development of a mode! Arid Soil Res. Rehabil.3, pp 21-39.
 - Valzano, F., Murphy, B. & Greene, R. 2001. The long-term effects of lime (CaCO₃), gypsum (CaSO₄.2H₂O), and tillage on the physical and chemical properties of a sodic red-brown earth. Australian Journal of Soil Research, 39, 1307–1331.
 - 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
 - Vance, W., McKenzie, B. & Tisdall, J. 2002. The stability of soils used for cropping in northern Victoria and southern New South Wales. Australian Journal of Soil Research, 40, 615–624
 - Walter Ch., Mc Bratney A. B., Douaoui A., Minasny, B., 2001- Spatial prediction of topsoil salinity in the Chélif valley, Algeria, using local ordinary kriging with local variograms versus whole-area variogram. Aust. J. Soil Res., 39, pp. 259- 272
 - Wilcox, L.V. (1955). Classification and use of Irrigation Water, U.S. Dept. Agric. Circ. 969, Washington , D.C., 19p.
 - Yacono X. (1955). Colonisation des plaines du Chélif (de Lavigerie au confluent de la Mina), Tome 1, Imprimerie Imbert, Alger.
 - Yahiaoui I., Douaoui AEK., Zhang Q., Ziane A. (2015). “Soil salinity prédiction in the Lower Cheliff plain (Algeria) based on remote sensing and topographic feature analysis”. Journal of AridLand, doi: 10.1007/s40333-015-0053-9.
 - Yechieli Y, Wood WW (2002) Hydrogeologic processes in saline systems: playas, sabkhas, and saline lakes. Earth-Sci Rev 58:343–365 .
 - Zhang, X. & Norton, L. 2002. Effect of exchangeable Mg on saturated hydraulic conductivity, disaggregation and clay dispersion of disturbed soils. Journal of Hydrology, 260, 194–205.
 - Seltzer P. (1946): Les climats de l'Algérie. Trav. Inst. Mét. Phys. Glo. Algérie. Hors-série.
 - Robert M., 1996: le sol interface dans l'environnement ressource pour le développement Ed. Masson. Paris ; 243 p.
 - Robbins, C.W., and Wiegand, C.L. (1990). “Field and laboratory measurements.” Agricultural Salinity Assessment and Management, American Society of Civil Engineers, New York.

ANNEXES

Tableau : Les résultats d'analyses de la composition chimique des eaux d'irrigation du Bas-Chéiff en juin-juillet 2011.

N°	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	k ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Alc T	H ₄ SiO ₄	pH	CE ds/m
1	73,75	67,06	216,00	1,80	191,00	218,00	298,31	12,31	7,90	1,47
2	176,35	111,78	335,00	2,30	592,50	692,50	384,30	17,12	7,60	2,79
3	272,54	102,06	1165,00	1,30	1360,00	935,69	317,20	14,45	7,80	5,78
4	260,52	182,25	474,00	2,67	805,00	915,00	353,80	19,05	7,60	4,41
5	48,10	46,17	855,00	5,11	775,00	252,50	427,00	13,04	8,00	3,54
6	60,12	24,30	371,00	1,00	401,91	177,00	236,75	13,04	7,60	1,91
7	104,21	85,05	459,00	1,00	775,00	550,00	497,70	14,54	7,60	3,14
8	88,14	70,47	322,00	1,10	387,50	362,50	396,50	17,33	7,90	2,06
9	84,17	72,90	342,00	1,36	417,50	457,50	305,00	15,53	7,80	2,15
10	88,18	121,50	390,00	1,10	517,50	405,00	375,15	16,91	7,90	2,59
11	76,15	51,03	339,00	0,99	477,50	360,00	396,50	12,40	7,80	2,12
12	100,20	89,91	331,00	0,39	445,00	507,50	497,70	16,69	7,90	2,30
13	84,17	72,90	379,00	1,31	622,50	365,00	396,50	15,10	7,80	2,59
14	68,14	70,47	935,00	1,78	677,50	602,50	273,36	16,05	7,70	4,50
15	80,16	60,75	370,00	2,61	517,50	332,50	335,50	16,48	8,00	2,42
16	75,22	29,15	242,00	1,14	227,45	241,00	358,78	12,74	8,00	1,67
17	320,64	218,70	700,00	4,15	1030,00	1130,00	274,50	15,41	7,80	5,14
18	264,53	218,70	436,00	2,75	965,00	780,00	213,50	16,48	7,80	4,43
19	320,64	267,30	700,00	3,63	1575,00	1315,00	274,50	16,91	7,70	6,15
20	340,68	272,16	555,00	2,32	1075,00	1005,00	259,25	16,91	7,70	5,05
21	152,30	102,06	300,00	1,73	490,00	657,50	335,50	16,26	7,60	2,76
22	240,48	170,09	700,00	1,95	950,00	1000,75	320,25	13,70	7,62	5,64
23	216,43	189,54	468,00	2,48	740,00	1045,00	366,00	15,62	7,76	4,26
24	120,24	114,21	265,00	1,32	337,50	515,00	457,50	15,84	7,87	2,30
25	144,29	82,62	360,00	1,31	518,58	658,94	335,50	15,84	7,91	2,68
26	80,00	48,60	191,00	1,59	186,00	221,94	213,50	13,70	7,93	1,63
27	288,58	136,08	511,00	1,10	1150,00	662,50	198,25	12,84	8,01	4,30
28	180,36	136,08	330,00	2,41	483,42	480,31	274,50	17,98	8,06	2,87
29	280,56	170,10	428,00	3,70	697,50	800,00	350,75	18,40	8,02	4,03
30	296,59	235,71	542,00	3,69	890,00	1102,87	320,25	18,62	7,80	5,07
31	164,33	109,35	600,00	2,30	640,00	550,00	366,00	13,25	7,79	4,03
32	136,27	126,36	750,00	1,96	687,50	365,00	335,50	18,83	7,91	4,85
33	276,55	179,82	700,00	4,00	965,00	845,00	375,15	18,19	7,80	5,19
34	90,16	58,32	170,00	1,22	174,00	230,08	244,00	14,32	8,05	1,32
35	104,21	38,88	246,00	1,10	246,00	246,15	244,00	14,77	7,95	2,00
36	120,24	72,90	247,00	1,66	425,00	152,50	259,25	14,55	7,88	2,04
37	132,26	104,49	222,00	2,90	395,00	305,00	335,50	16,05	7,10	2,20
38	172,34	157,95	322,00	2,80	632,50	417,50	341,60	11,56	6,90	3,08
39	316,63	216,26	358,00	2,70	807,50	750,00	472,75	11,34	6,90	4,50
40	172,34	150,66	465,00	2,50	825,00	782,50	518,50	12,63	7,00	4,60
41	192,38	80,19	177,00	2,20	417,50	392,50	228,75	12,84	7,20	2,40
42	108,22	26,73	136,00	2,70	239,00	170,00	242,85	11,56	7,10	1,75
43	144,29	106,92	232,00	3,10	447,50	587,50	250,10	13,91	6,90	2,99
44	172,34	123,93	209,00	3,00	392,50	397,50	244,00	11,98	7,00	2,57
45	88,18	53,46	200,00	2,10	302,50	257,50	388,77	12,63	7,10	2,00
46	240,48	170,10	600,00	4,60	787,50	854,31	366,00	11,98	7,10	5,80
47	448,90	172,53	354,00	4,30	617,50	1032,50	350,75	16,69	6,80	4,59
48	100,21	60,75	122,00	2,20	320,00	388,00	228,75	15,84	7,10	2,00
49	62,18	19,44	129,00	2,80	303,00	222,00	384,28	13,70	8,10	1,63

50	104,21	121,97	219,00	2,80	637,50	460,00	335,47	14,12	7,60	2,45
51	216,43	148,23	397,00	4,30	802,50	732,50	244,00	6,21	7,00	4,00
52	312,62	286,74	500,00	4,10	812,50	1057,50	369,05	15,84	7,00	5,80
53	112,00	90,40	750,00	3,20	907,50	307,50	488,00	18,40	6,90	4,53
54	212,16	115,20	750,00	6,90	1085,00	625,00	305,00	13,27	7,10	5,23
55	56,00	57,60	700,00	2,60	685,00	352,50	379,52	16,48	7,50	3,72
56	253,99	111,81	570,00	3,00	1157,30	360,21	119,23	15,41	8,00	5,27
57	216,27	104,70	340,00	4,00	674,50	340,57	260,54	13,46	7,40	3,77
58	40,80	37,25	120,00	1,00	205,90	288,66	256,92	11,41	8,20	1,20
59	230,03	160,80	400,00	2,00	809,40	336,83	185,77	9,71	7,70	3,46
60	40,70	30,34	130,00	1,10	284,00	370,89	161,93	9,55	8,00	1,35
61	140,14	66,18	200,00	3,00	447,30	300,11	274,68	7,39	7,70	2,21
62	50,53	64,73	440,00	1,00	631,90	474,71	367,94	11,17	7,20	3,10
63	47,14	45,21	280,00	1,00	397,60	199,15	332,35	9,17	8,30	2,17
64	40,15	51,95	280,00	1,00	397,60	200,71	350,75	9,98	7,50	2,18
65	99,46	69,27	260,00	1,00	383,40	327,96	494,65	9,66	7,70	2,53
66	50,89	63,43	230,00	1,00	347,90	312,58	370,64	9,27	8,30	1,94
67	233,07	87,73	580,00	2,00	979,80	314,79	513,51	12,77	7,70	4,44
68	62,29	54,33	170,00	1,00	269,80	311,71	301,00	7,77	7,90	1,80
69	46,59	56,89	230,00	1,00	269,80	315,17	290,40	10,43	8,00	1,97
70	60,67	57,71	230,00	1,00	284,00	349,11	310,40	9,36	7,90	2,07
71	70,35	67,60	280,00	1,00	404,70	385,28	435,32	8,05	8,10	2,51
72	82,94	68,55	280,00	1,00	390,50	376,91	505,47	9,67	7,90	2,55
73	50,29	62,55	240,00	1,00	340,80	357,23	341,50	9,94	8,30	2,05