



DEPARTEMENT D'AGRONOMIE

MÉMOIRE DE FIN D'ÉTUDES

Pour l'obtention du diplôme de

MASTER EN AGRONOMIE

Spécialité

GESTION DURABLE DE L'ENVIRONNEMENT

THÈME

**Diagnostic de L'état de dégradation des sols par
salinisation de la plaine d'ELhmadna**

Présenté par

BENTAMRA ZOUBIDA

DEVANT LE JURY

NOM Prénoms	Grade	Qualité	Structure
BENKHELIFA Mohammed	Pr	Encadreur	Université de Mostaganem
ATTOU Sahnoun	MCB	Président	Université de Mostaganem
NEMMICHE Said	MCA	Examineur	Université de Mostaganem
GORINE Mohamed	CR	Co-encadreur	INRAA, hmadna, Relizane

Thème réalisé au Station Expérimentale(INRAA) Hmadna, Relizane

Année universitaire : 2016-2017

Dédicace

*Je dédier ce modeste travail a mes parents qui m'ont
soutenue durant toute ma vie moralement et
économiquement. À mes sœurs Soumia et Karima et surtout
Hayat et ces enfants Isra Hiba Abdelkarime et Riyad, a mes
frères Amine et Noureldine et Mehdi.*

*En fin je dédier ce travail à mon mari hocine qui m'a
beaucoup aidé, et toute les personnes qui prend la peine de le
lire.*

BENTAMRA ZOUBIDA

REMERCIEMENT

Mes remerciements vont aux personnes les plus chères au monde, mon père et ma mère, et mon mari pour leur soutien le long de mon cursus universitaire.

Mes plus sincères remerciements et reconnaissances vont spécialement à mon promoteur MR BENKHELIFA mohamed pour sa confiance, sa sincérité, sa rigueur, sa patience et son exigence dans le travail.

Je remercie MR ATTOU Sahnoun qui m'a fait l'honneur d'accepter présider le jury, et d'apporter son jugement sur ce travail.

Je remercie MR NEMMICHE et MR GORINE qui m'ont fait l'honneur de lire ce modeste travail et de porter un jugement critique.

Je remercie tous mes professeurs et enseignants du département d'agronomie de Mostaganem qui ont contribué à ma formation.

ملخص

قبل مخاطر تدهور التربة في المنطقة الحمادنة من التملح، وتركز هذه الدراسة على توصيف تنظيف الفيزيائية والكيميائية للقطعة 4 هكتار هكتار. من عينات التربة التي تم جمعها من دراسة تدابير موقع منفاخ تتم باستخدام باب غشاء منفاخ. وتشير النتائج الرئيسية ما يلي:

لا المملحة الطوابق ولكن لا القلوية وتحتوي على نسبة من الحجر الجيري مع هيمنة البوتاسيوم. وأظهرت النتائج أن طريقة قياس تسلل في مستويين من إمكانية مصفوفة يحاكي مرضية ظاهرة تسلل في ظروف غير المشبعة. في المنطقة غير المشبعة يبدو أن هذا الأسلوب غير كافية لحساب التوصيل الهيدروليكي المشبع للتربة. كلمات البحث: الملوحة، تسلل، سهل شركة Hmadena، والخصائص الفيزيائية والكيميائية للتربة.

RESUMÉ

Devant le risque de dégradation des sols de la zone d'El Hmadna par le phénomène de salinisation, la présente étude porte sur une caractérisation des propriétés physico-chimiques d'une parcelle de 4ha Hectares.

A partir d'échantillons de sols prélevés dans le site étudié des mesures d'infiltrométrie sont effectuées à l'aide d'un infiltromètre à membrane. Les principaux résultats indiquent que :

Les sols ne sont pas salés mais sont alcalins et renfermant un taux de calcaire avec une dominance de potassium.

Les résultats montrent que la méthode de mesure d'infiltration sous deux seuils de potentiel matriciel simule de manière satisfaisante le phénomène d'infiltration en conditions non saturées. Dans le domaine non saturé cette méthode semble inadaptée pour rendre compte de la conductivité hydraulique saturée du sol.

Mots clés : salinisation, infiltration, plaine d'El Hmadena, propriétés physico-chimiques des sols.

ABSTRACT

In view of the risk of soil degradation in the El Hmadna area due to salinization, the present study concerns a characterization of the physicochemical properties of a 4ha hectare plot.

From soil samples taken from the studied site, measurements of infiltrometry are carried out using a membrane infiltrometer. The main findings indicate that:

The soils are not saline but are alkaline and contain a limestone content with potassium dominance.

The results show that the method of measuring infiltration under two matrix potential thresholds satisfactorily simulates the infiltration phenomenon under unsaturated conditions. In the unsaturated domain this method seems inadequate to account for the saturated hydraulic conductivity of the soil.

Key words: salinization, infiltration, El Hmadena plain, soil physicochemical properties.

SOMMAIRE

SOMMAIRE	4
Liste des tableaux.....	7
Liste des figures.....	8
Introduction.....	9
Chapitre 1 - Présentation de la zone d'étude	11
1.1 - Localisation de la zone d'étude	12
1.2 Climat.....	13
1.2.1. Pluviométrie	13
1.2.2. Température.....	13
1.2.3. Humidité	15
1.3. Géologie.....	15
1.4. Géomorphologie.....	16
1.5. Pédologie	17
1.5.1. Occupation du sol.....	20
1.5.2. Salinité dans la plaine du Bas Chélif	20
1.6. Ressources en eau	21
1.6.1. Ressource superficielles	21
1.6.2. Ressource souterraines	21
1.6.3. Principaux périmètres irrigués de la plaine.....	22
Chapitre 2 - Le sol et l'eau.....	23
2.1. Généralités	24
2.2. Texture et structure du sol.....	25
2.3. Caractérisation de l'eau du sol	25
2.4. L'infiltration de l'eau dans le sol.....	26
2.5. Transferts hydriques en milieu non saturé	27
2.6. La densité apparente.....	28
2.7. La porosité	28
2.8. L'Infiltromètre à membrane ou à succion	29
2.8.1. Description et principe	29
2.8.2. Utilisation de l'infiltromètre sur le terrain	30
Chapitre 3 - La salinisation des sols	32

3.1. La salinisation des sols.....	33
3.2. Définition de la salinisation	33
3.3. Définition des sols salés	34
3.3.1. La Salinisation primaire ou naturelle.....	34
3.3.2. La Salinisation secondaire	34
3.4. Salinisation des sols dans les régions arides et semi-arides.....	35
3.5. Les grandeurs utilisées pour caractériser les sols salés	36
3.5.1. La conductivité électrique CE	36
3.5.2. Quantité de sodium adsorbé.....	36
3.5.3. Le pourcentage de sodium échangeable.....	36
3.5.4. PH du sol.....	36
3.6. Classification des sols salés	37
3.7. Action de la salinité sur les propriétés physico-chimiques du sol.....	37
3.7.1. Effet sur la structure.....	37
3.7.2. Effet sur la perméabilité	38
3.7.3. Effet sur le pH	38
3.7.4. Effet sur fertilité chimique du sol	38
3.8. Le coefficient de variation (CV)	38
Chapitre 4 - Matériels et méthodes.....	39
4.1. Parcelle d'étude.....	40
4.2. Échantillonnage	40
4.3. Méthodes d'Analyses	41
4.3.1. Paramètres physiques et hydriques.....	41
4.3.1.1. Texture	41
4.3.1.2. Densité apparente.....	41
4.3.1.3. Humidité (H %)	41
4.3.1.4. L'infiltration et la conductivité	41
4.3.2. Paramètres chimiques.....	42
4.3.2.1. Préparation de la pâte saturée.....	42
4.3.2.2. Conductivité électrique	42
4.3.2.3. Le pH.....	42
4.3.2.4. Dosage des anions.....	42
4.3.2.5. Dosage des cations.....	42
4.3.2.6. Le calcaire total	42

4.3.2.7. Le calcaire actif	42
Chapitre 5 - Résultats et discussion	43
5.1. Les paramètres physiques	44
5.1.1 Texture du sol	44
5.1.2. Teneur en eau à saturation	44
5.1.3. Densité apparente	45
5.1.4. La porosité totale	45
5.1.5. L'infiltration	46
5.1.5.1. L'infiltration instantanée	46
5.1.5.2. Infiltration cumulée	47
5.1.6. La conductivité hydraulique à saturation	48
5.2. Les paramètres chimiques	49
5.2.1. La conductivité électrique :	49
5.2.2. Le potentiel Hydrogène (pH)	50
5.2.3. Les cations	51
5.2.4. Les anions	52
5.2.5. Le Calcaire Total et actif	53
Conclusions	55
Références bibliographiques	57
Annexes	63

Liste des tableaux

Tableau 1 - Pluviométrie mensuelle entre 2000 et 2016 (Source : Station de Hamada)	13
Tableau 2- Synthèse des sols de la plaine du Bas-Chélif d'après la carte pédologique de Mc Donald et BNEDER (1990).	18
Tableau 4 - Valeurs de la densité apparente	45
Tableau 5 - Valeurs de porosité totale.....	46
Tableau 6 - Valeurs de la CE en dS.m^{-1}	49
Tableau 7 : Valeurs du pH	50
Tableau 8 : Le sodium Na^+ en ppm.....	52
Tableau 9 : Le potassium K^+ en ppm	52
Tableau 10 : Le Chlore Cl^- (mmol/l^{-1}).....	53
Tableau 11: Le bicarbonate ($\text{még} \cdot \text{L}^{-1}$).....	53
Tableau 12: Le calcaire total et actif en %.....	53

Liste des figures

Fig. 1 - Localisation de la plaine du Bas-Cheliff (Rata, 2002).	12
Fig. 2- Histogramme des Températures moyennes mensuelles (2000 à 2016)	14
Fig. 3- diagramme ombrothermique de la station climatique d'El Hmadena	14
2.3. Vent	14
Fig.4 - Topographie de la plaine du Bas Chélif (INSID, 1998)	17
Fig.6 - Les principaux périmètres irrigués de la plaine du Bas-Chélif (Douaoui, 2005)	22
Fig.7 - Les trois phases d'un sol moyen (Robert et Cheverry, 1996).....	24
Fig. 8 - Profil hydrique (Note de cours physique du sol).....	26
Fig. 9- Évolution générale du régime d'infiltration et de l'infiltration cumulative au cours du temps	27
Fig. 10- Infiltromètre à membrane déportée.....	29
Fig.11 - Localisation de la zone d'étude (GoogleEarth,2016)	40
Fig.12 - Localisation de la parcelle étudiée	40
Fig.13- Les différentes humidités des points	44
Fig. 14 - Evolution de la densité apparente en fonction du taux d'argile	45
Fig. 15 - Courbe de l'infiltration instantanée.....	47
Fig .16-Courbe d'infiltration cumulée pour l'échantillon P ₈	47
Fig.17 - Evolution de Ks au niveau des divers sites	48
Fig.18- carte salinité	50
Fig.19- carte de potentiel Hydrogène (pH)	51

Introduction

Les sols ont une vocation principale de production agricole et sylvicole et assurent le développement de la végétation naturelle comme support de la biodiversité. Les sols sont aussi des réacteurs biologiques qui assurent de nombreuses fonctions environnementales ainsi qu'ils maintiennent le développement des êtres vivants. Leur formation se fait à des pas de temps très longs (échelle géologique). En plus, ils subissent des pressions liées à leurs usages susceptibles d'entraîner leur dégradation par divers phénomènes et processus tels que la sécheresse, l'érosion, la salinisation, la pollution

La salinité constitue un facteur limitant de la production agricole dans le monde et en Algérie en particulier. En effet, les contraintes climatiques telles que la sécheresse et l'aridité ne sont pas les seuls facteurs responsables de la faiblesse des productions agricoles mais également le phénomène de salinisation des sols qui affecte fortement la production.

La connaissance de la dynamique des transferts d'eau dans la zone d'exploration racinaire est fondamentale pour l'étude des phénomènes de salinisation des sols. L'étude des différents processus du mouvement de l'eau dans le système sol-plante-atmosphère ne peut pas être menée à bien sans la connaissance des paramètres permettant de prédire la dynamique de l'eau dans les couches superficielles du sol.

L'objectif de base de cette étude, est une contribution à la compréhension du phénomène d'infiltration nécessaire à l'étude des transferts de l'eau et des solutés dans un sol soumis au phénomène de salinisation. Dans ces conditions, le sol étudié est caractérisé sur le plan physico-chimique et hydrique.

Le mémoire du présent travail, s'articule autour de deux parties.

Dans la première partie, une synthèse bibliographique figure dans le 1^{er} chapitre suivi par un 2^{ème} chapitre réservé au phénomène de salinisation et un 3^{ème} chapitre consacré aux propriétés physiques de sol.

La deuxième partie, renferme les chapitres réservés respectivement aux matériels et méthodes et aux résultats et discussions. Le mémoire termine avec une conclusion qui intègre l'essentiel des résultats obtenus dans le cadre de cette recherche.

Chapitre 1 - Présentation de la zone d'étude

En Algérie la salinité est un problème majeur qui affecte les terres agricoles en diminuant leur potentiel productif. Plusieurs études ont été réalisées notamment dans le bassin du Chélif (Durand, 1953 ; Douaoui, 1992 ; Daoud, 1993).

La zone d'étude d'El Hmadna, située au bas Chélif est soumise aux processus de salinisation qui génèrent des problèmes de dégradation physico-chimique qui affecte aussi bien le sol que les plantes. Les sols affectés par les sels, présentent des caractéristiques particulières du point de vue morphologique et physico-chimique qu'il importe d'étudier pour effectuer un diagnostic de l'état de leur contamination. Dans ce chapitre, nous abordons la présentation du site d'étude sur les plans climatique, géomorphologique, pédologique ainsi que les ressources en eau et l'occupation des sols.

1.1 - Localisation de la zone d'étude

La plaine du Bas-Chélif qui s'étale sur plus de 60 000 ha se situe à l'extrémité nord du bassin du Chélif (nord-ouest de l'Algérie), à environ 250 km à l'ouest d'Alger et à 35 km à vol d'oiseau de la méditerranée, avec en son centre la ville de Oued Rhiou (wilaya de Relizane). Elle se trouve entre $0^{\circ} 40'$ et $1^{\circ} 6' 8''$ de longitude est et $34^{\circ} 3' 12''$ et $36^{\circ} 5' 57''$ de latitude nord.

Elle fait environ 50 km de longueur sur une largeur variant de 6 Km à l'Est à plus de 20 Km à l'Ouest, avec une plaine plate d'altitude moyenne 70 m.

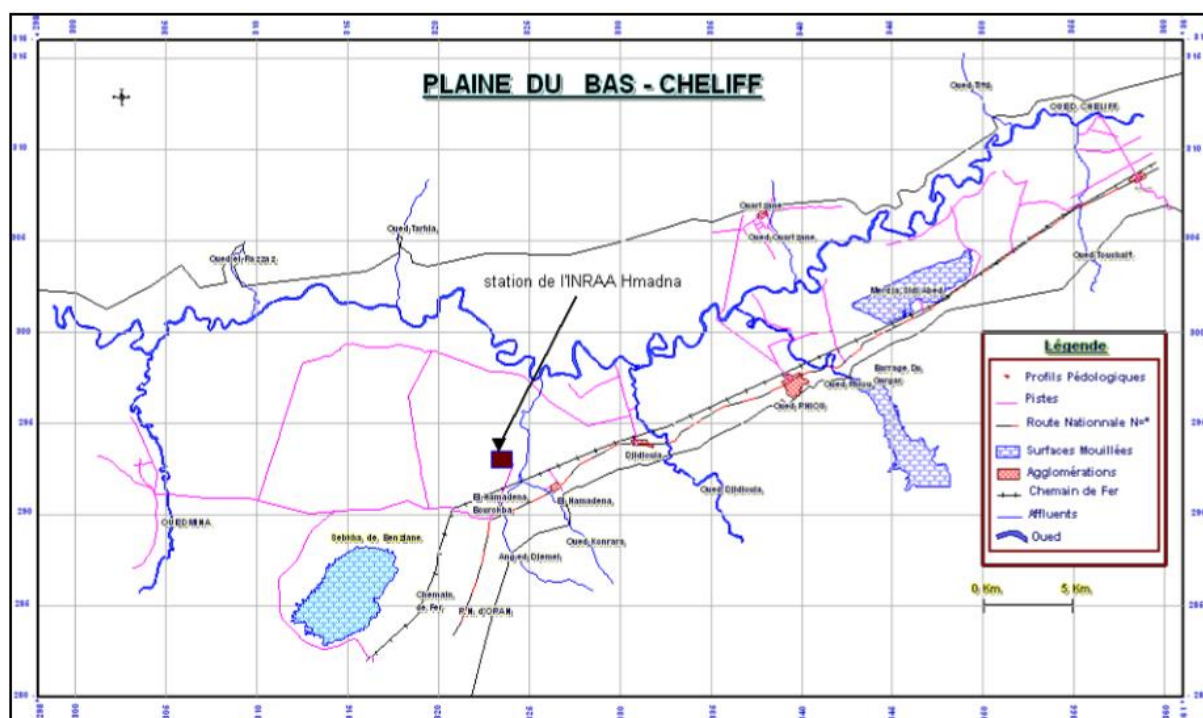


Fig. 1 - Localisation de la plaine du Bas-Cheliff (Rata, 2002).

1.2 Climat

La plaine du Bas-Cheliff se caractérise par un climat aride en générale, célèbre en Algérie par sa dureté (Seltzer, 1946). On parle du ‘four du Tell’ ou de ‘portion de Sahara égarée dans le Tell’ (Yacono, 1954). Il s’agit bien d’un climat très rude et très contrasté par des étés très chauds et des températures basses en hiver

1.2.1. Pluviométrie

En ce qui concerne les précipitations, on note une diminution de la hauteur des pluies, dans la vallée du Chélif d'est en ouest.

Les précipitations moyennes annuelles restent inférieures à 314,44 mm. Généralement la pluie tombe sous forme d’averse de courte durée donc de forte intensité causant ainsi des inondations en quelques endroits de la plaine. L’analyse pluviométrique sur la région d’El Hmadna calculée entre 2000 et 2016, montre que le mois de novembre est le plus pluvieux (58,71mm)

Tableau 1 - Pluviométrie mensuelle entre 2000 et 2016 (Source : Station de Hamada)

Mois	Moyenne 2000-2016 (mm)	Mois	Moyenne 2000-2016 (mm)
Janvier	39,72	Juillet	0.57
Février	38.63	Août	3.37
Mars	30.28	Septembre	14.45
Avril	36.54	Octobre	30.49
Mai	24.53	Novembre	58.71
Juin	2.35	Décembre	34.79
Pluviométrie moyenne annuelle		314.44	

(Tutiempo.net)

1.2.2. Température

Le régime thermique de la région est caractérisé par des températures élevées en été et relativement basses en hiver. Les températures les plus élevées sont enregistrées au mois de juillet et août, où elles atteignent 30 °C en moyenne. Dans ce cas, l’évaporation est très forte et peut entraîner des remontées capillaires de la nappe salée située près d’un mètre de profondeur. Ce phénomène de remontée par capillarité favorise les fortes concentrations en sels dans l’horizon de surface du sol.

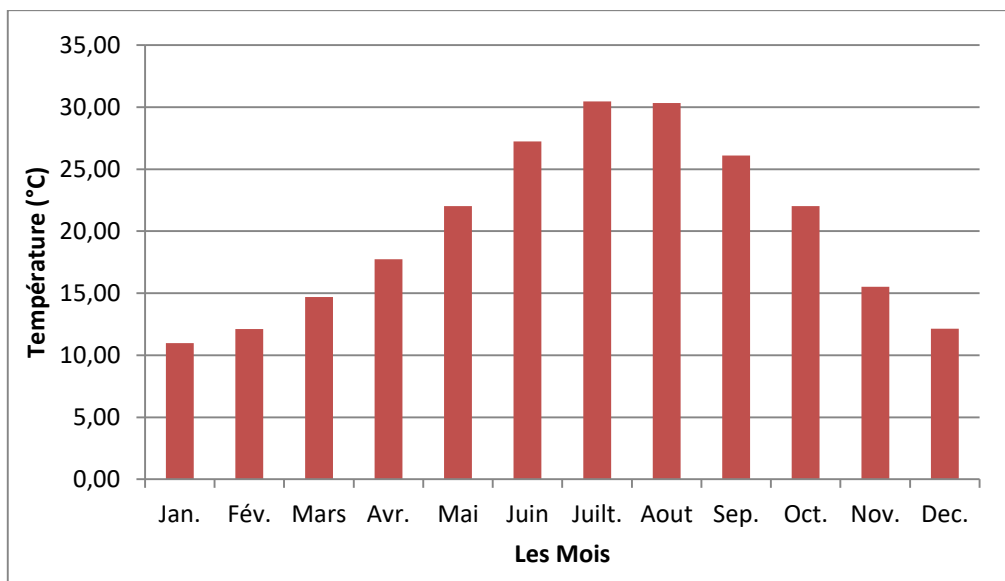


Fig. 2- Histogramme des Températures moyennes mensuelles (2000 à 2016)

Le diagramme ombrothermique de la station climatique d'El Hmadena entre 2000 et 2016 (Fig 3), montre une période de sécheresse étalée sur six mois de mai à octobre.

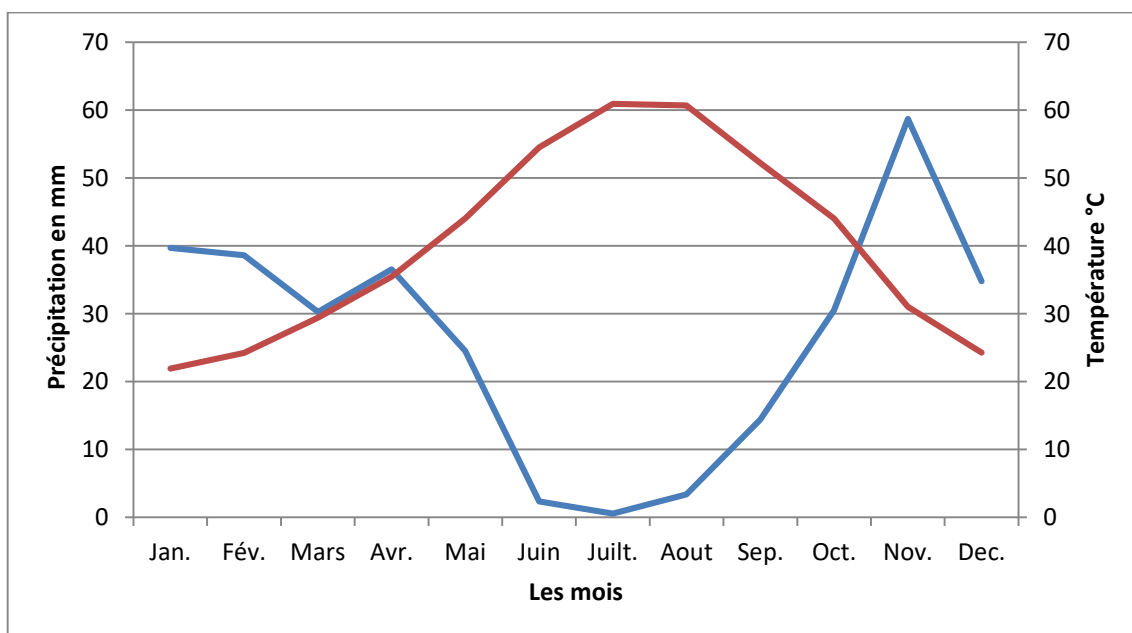


Fig. 3- diagramme ombrothermique de la station climatique d'El Hmadena

2.3. Vent

Dans la station d'El Hmadna, la direction des vents dominants est l'ouest (Mokhtari, 2009). Leur vitesse moyenne varie de 13 à 33 Km/h, ce qui a pour effet : une dégradation mécanique du sol par érosion éolienne et une action sur l'amplitude des températures.

Dans ce cas, l'érosion éolienne agit particulièrement durant les périodes sèches dans des sols nus qui acquièrent une structure micro-polyédrique ou poudreuse (pseudosables) à leurs surfaces (Douaoui, 2005). Les lunettes qu'on retrouve autour de la sebkha Benziane sont dues à ce phénomène (Boulaine, 1957)

1.2.3. Humidité

Dans la région d'El Hmadena, l'humidité relative de l'air est de l'ordre de 60 à 85 % en automne et en hiver et de 35 à 60 % au printemps et en été. Elle peut compenser, dans une certaine mesure, la rareté des précipitations en favorisant le développement des plantes. Le mois de décembre est le plus humide et juillet le plus sec. Dans ces conditions, l'évapotranspiration potentielle annuelle estimée selon la formule de Penman est de 1500 mm/an (Douaoui, 2005).

1.3. Géologie

La plaine d'Oued Rhiou occupe une partie du synclinorium intra-tellien dans lequel les phénomènes de subsidence quaternaire ont été particulièrement intenses. Au nord et à l'Ouest, la plaine d'Oued Rhiou est limitée par un grand glacis d'alluvions villa franchienne, relevé avec de forts pendages sur les flancs des plis anticlinaux qui bordent au sud le massif du Dahra.

Dans la région d'Ouarizane, une inflexion de l'axe des plis vers le nord a laissé subsister des surfaces plus considérables de ces formations. Celles-ci recouvrent des grés du pliocène supérieur qui forment de beaux chevrons entre les quels apparaissent les marnes du pliocène inférieur et les formations marno-gypseuses du miocène (J. Boulaine).

La partie du versant sud du Dahra, immédiatement en contact avec la plaine du Bas Chélif est formé de conglomérats et de sables. Il s'agit d'une formation constituée par une alternance de sable grossier et de limon argileux jaune rougeâtre surmontée de conglomérats atteignant 40 m d'épaisseur.

Le pliocène inférieur forme une première bande continue constituant la première crête de collines au nord de la plaine. Il est constitué de grés et de sables tendant à devenir de plus en plus calcaires à mesure que l'on s'avance vers l'Ouest.

Le miocène est représenté dans la partie supérieure des bassins versants des oueds Razzaz, Tarhia et Ouarizanz, notamment on trouve successivement rattachés à cette série du miocène les faciès lithologiques suivants

- calcaires marneux, qui passent latéralement à calcaires plus compacts ;
 - lentilles de gypse interstratifié;
 - marnes blanches à silex;
 - calcaires à lithothamnium;
 - grés à clypéastres;
 - poudingues à *Ostréa crassissima*;
 - argiles helvétiques;
 - marnes blanches salées gypseuses;
 - poudingues rouges.

Le crétacé supérieur est représenté à la partie tout à fait supérieure du bassin versant de l'Oued Razzaz de poudingues rouges.

1.4. Géomorphologie

La plaine du Bas-Chéliff est un synclinal traversé par le lit de l'oued Chlef qui occupe, à l'instar des autres plaines du Chéliff, le fond de bassins de sédimentation où s'accumulent les sédiments depuis au moins le Villafranchien (Boulaine, 1957). Elle 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. L'existence de la sebkha de Benziane située sur le plateau de Benziane au sud-ouest de la plaine lui confère un caractère particulier.

La vallée du Bas-Chéliff est située en aval et en contre bas du grand bassin de l'oued Cheliff. Le relief de cette vallée est plat et les pentes sont quasi nulles d'où le mauvais

drainage au niveau de cette région (Fig 4). Au milieu de la plaine, la pente du terrain est modérée et augmente progressivement jusqu'aux villes situées aux piémonts de l'Ouarsenis et ce en partant de Hamadna, Djediouia jusqu'à Oued Rhiou sur la rive gauche. De même pour la rive droite, la pente augmente progressivement de façon plus prononcée jusqu'à la Dahra.

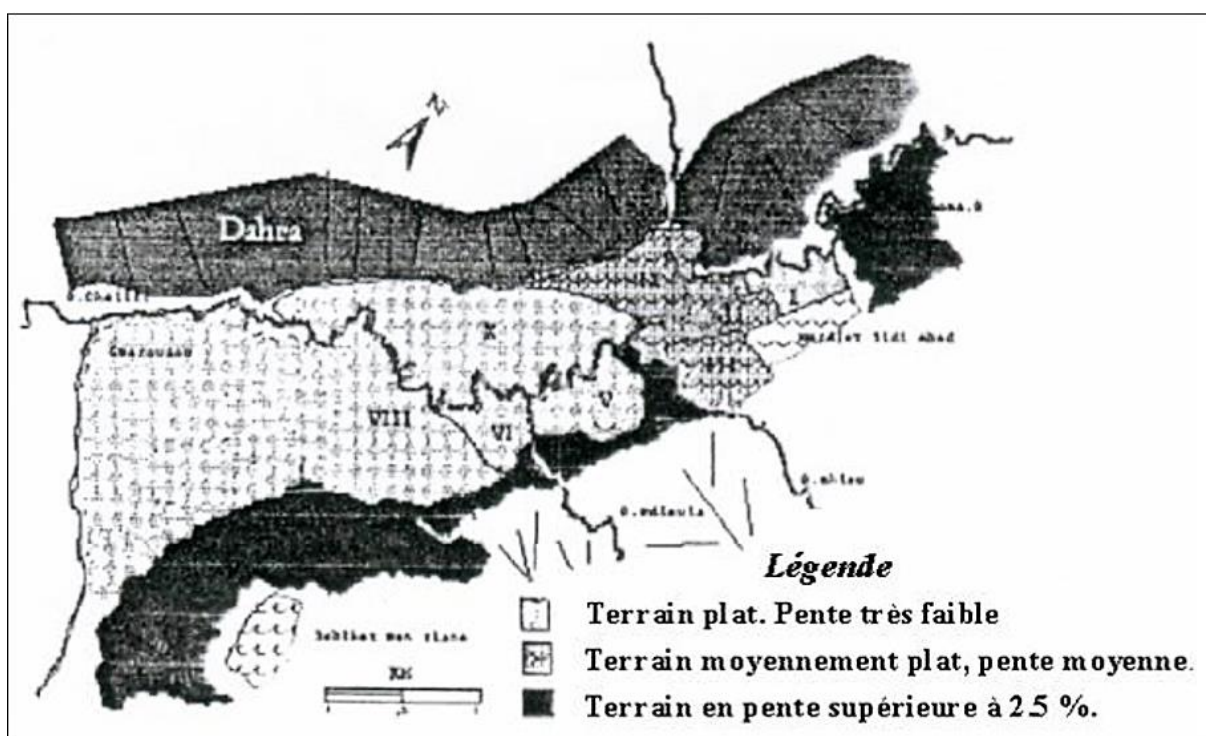


Fig.4 - Topographie de la plaine du Bas Chéiff (INSID, 1998)

1.5. Pédologie

La carte des sols établie par McDonald et BNEDER (Bureau National d'Etude pour le Développement Rural) (1990) selon la CPCS (1967) montre l'existence des mêmes types de sols dans la plaine (tab. 2)

Tableau 2- Synthèse des sols de la plaine du Bas-Chélif d'après la carte pédologique de Mc Donald et BNEDER (1990).

Type de sol	Caractéristiques
Les sols peu évolués	Les sols peu évolués d'apport alluvial : avec des caractéristiques physicochimiques très variées. Textures peu argileuses, limoneuse ou sableuse. Localisé surtout aux bords des oueds. - Les sols peu évolués d'apport colluvial : 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 salin avec une hydromorphie en profondeur
Les sols calcimagnésiques	Des sols carbonatés, plus ou moins différenciés et présentent parfois des accumulations calcaires nodulaires ou continues sous forme d'encroûtement et de croûte. Ils montrent parfois des caractères vertiques
Les sols isohumiques	Moins fréquents dans le Bas-Chélif. Ils sont de couleur marron et présentent, parfois, le caractère vertique ou des accumulations discontinues de calcaire. Localisés sur les colluvions de la partie Sud de la plaine et sur le plateau de Benziane
Les sols hydromorphes	Des sols profonds avec un drainage imparfait dû à leur position basse. Ils forment généralement des dépressions fermées telles que les sols de la Gaa. On les rencontre un peu partout dans le Bas-Chélif.
Les sols salsodiques	Appelés halomorphes : sont des sols dont l'évolution est influencée par la présence de sels solubles et du pourcentage du sodium échangeable. Lorsque la conductivité électrique dépasse les 4 dS/m par la méthode de la pâte saturée, ils sont appelés sols salés (U.S.S.L.S, 1954).



Fig.5 - Carte des sols (Boulaïne, 1956 ; Rata, 2010)

1.5.1. Occupation du sol

Les sols du Bas-Chélif sont, soit occupés par l'agriculture, 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.

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. Aujourd'hui, la plupart des exploitations agricoles ont un statut juridique privé et ont un système de production maraîchage – céréale – élevage ou arboriculture -céréale –élevage.

1.5.2. Salinité dans la plaine du Bas Chélif

La plaine du Bas Chélif est particulièrement touchée par le problème de la salinisation. Cette salinisation est d'abord primaire, comme pour beaucoup de sols d'Afrique du Nord, les sols sont des alluvions dont le matériau originel était lui-même plus ou moins salé. Les formations salifères (Trias, Miocène, Helvétien, Sahélien) qui affleurent dans l'Ouarsenis sont les principaux pourvoyeurs (Gaucher et Burdin, 1974). La salinisation secondaire due principalement à l'irrigation a contribué à aggraver ce phénomène, par une augmentation spatiale et une accumulation temporelle de la salinité.

C'est ainsi que les superficies touchées par la salinité dans la plaine du Bas Chélif sont passées de 35 % dans les années cinquante à 80 % à la fin des années quatre-vingt-dix (Douaoui et al, 2006).

La salinisation des sols, qui est à la fois un problème agricole et environnemental, a des conséquences sur les propriétés physico-chimiques des sols qui se traduisent par la présence des sols salés à structure non dégradée ,mais aussi des sols salés à structure dégradée(Qadir et Oster, 2004).

Dans la plaine du Bas Chélif, les sols peuvent être sodiques ou magnésiens ou les deux à la fois (Daoud et al, 1993). Le taux du sodium échangeable peut être élevé à très élevé et atteindre 30 % à 40 % (Douaoui, 2005).

1.6. Ressources en eau

La plaine du Bas-Chélif offre d'importantes potentialités en eau, malheureusement l'absence d'une politique d'aménagement et de gestion rationnelle fait que la plaine n'en profite pas.

1.6.1. Ressource superficielles

Les deux principales ressources en eau sont constituées par deux retenues :
Le barrage de Gargar sur l'oued Rhiau : d'une capacité de 450 millions de m³, il est l'un des plus importants barrages d'Algérie.

- La retenue de la Merdjjet Sidi Abed, un réservoir hors cours d'eau d'une capacité de 50 millions de m³, située à l'amont du périmètre existant, qui est remplie pendant l'hiver essentiellement par dérivation des eaux de l'oued Chlef. (Dévasée en 2005).
- En plus de ces deux ressources, le Bas-Chélif pourrait aussi être alimenté à partir des autres ressources en eau superficielles du bassin du Chélif, telles que les eaux non régularisées excédentaires du Chélif.

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 Rhiau varie entre 0,5 g / l environ pour les débits les plus forts et 2 g / l pour les débits d'étiage.

1.6.2. Ressource souterraines

Les principaux aquifères du Bas-Chélif sont :

- le Miocène calcaire : il affleure le long de la limite sud de la plaine ; les descriptions lithologiques ont montré l'existence de zones de fracture productives entre 37 et 60 m.

- le Pliocène marin : c'est une suite d'argiles et de marnes avec des couches minces de grès qui affleurent au nord de la plaine ; on le retrouve dans la région de Ouarizane à plus de 55 m de profondeur et dans la région de sebkhet Benziane à plus de 400 m de profondeur.
- le Quaternaire-Pliocène continental : il est constitué de sédiments à base d'argile, de marnes et des lits de sable, de graviers et de conglomérats. La profondeur de ces forages est très variable selon les régions où elle peut aller jusqu'à 300 m alors que la moyenne est de 70 m.

1.6.3. Principaux périmètres irrigués de la plaine

La plaine du Bas-Chélif comporte plusieurs périmètres où l'irrigation est fréquente, dont les plus importants sont : le périmètre d'oued Rhiou, le périmètre Ouarizane, le périmètre Djédouia, le périmètre Hmadna et le périmètre Guerouaou. On y trouve aussi les deux zones très connues, en l'occurrence, la zone de Benziane où se trouvent le plateau et la sebkha de Benziane et la zone de Gaa qui forme une dépression très salée où les sols sont généralement abandonnés (fig 6).

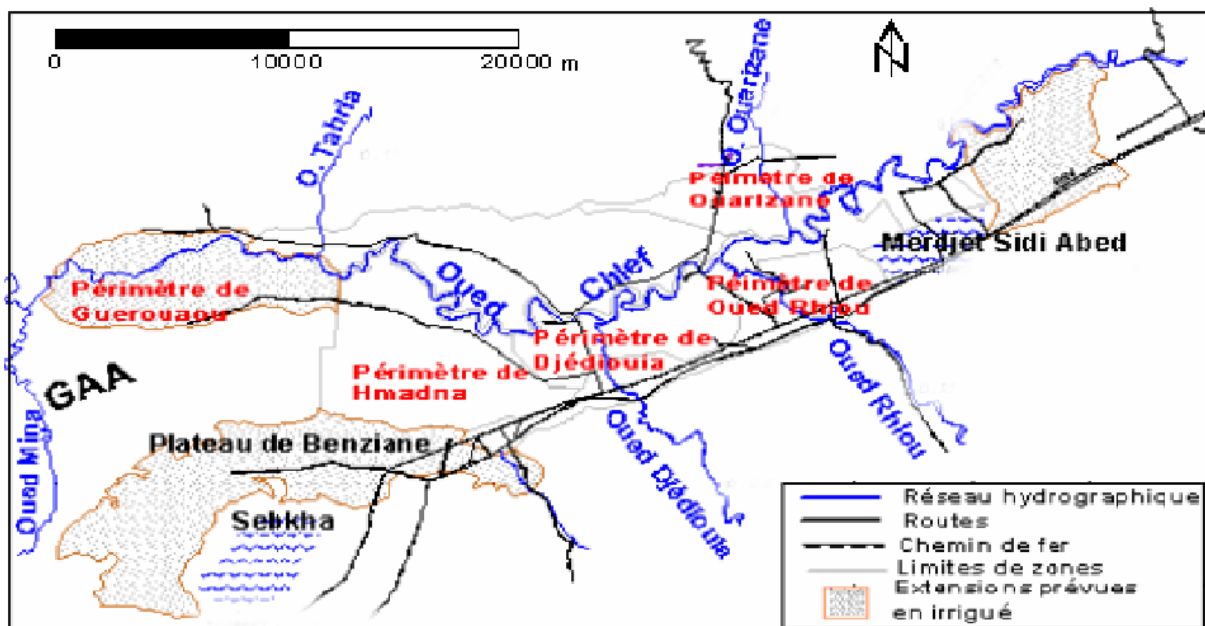


Fig.6 - Les principaux périmètres irrigués de la plaine du Bas-Chélif (Douaoui, 2005)

Chapitre 2 - Le sol et l'eau

2.1. Généralités

Le sol peut être défini comme un système poreux à trois phases dépendantes les unes des autres (Mermoud, 1995) :

- la phase solide (matrice), composée de deux sortes d'éléments :
 - a) les éléments minéraux constitués de particules de taille et de forme diverse (graviers, Sables, limons, argiles, oxydes de fer, d'aluminium, etc....)
 - b) les éléments organiques constitués de débris végétaux ou animaux en état de décomposition plus ou moins avancée
- la phase liquide appelée aussi solution du sol, composée de l'eau du sol additionnée de substances dissoutes provenant de l'altération des roches, de la décomposition des matières organiques et des apports par l'Homme.
- La phase gazeuse, représentée par l'air du sol de composition assez similaire à celle de l'air atmosphérique (N_2 , O_2 , CO_2 , traces de gaz rares et vapeur d'eau) avec toutefois davantage de CO_2 et moins d' O_2 , étant donné l'activité biologique dans le sol.

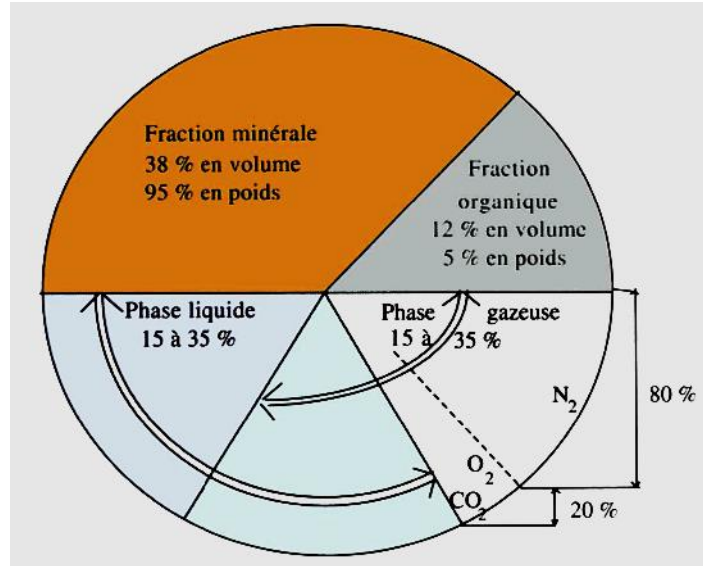


Fig.7 - Les trois phases d'un sol moyen (Robert et Cheverry, 1996)

L'importance relative des phases liquide et gazeuse, ainsi que leur composition, varient fortement dans le temps et l'espace. Lorsque la fraction gazeuse est absente, on parle de milieu saturé et dans le cas où les trois phases sont présentes, le sol est dit non saturé.

2.2. Texture et structure du sol

La dynamique de l'eau et des substances dissoutes dans le sol est étroitement liée à l'architecture de la phase solide à travers deux caractéristiques principales : la texture et la structure.

La texture est l'expression des proportions relatives des diverses classes de dimension des particules solides existant dans le sol. L'association de ces particules définit la porosité texturale ou la microporosité.

La structure rend compte de la façon dont sont organisées les associations élémentaires comme les agrégats. Ce deuxième niveau d'organisation définit la porosité structurale ou macroporosité.

2.3. Caractérisation de l'eau du sol

Pour caractériser l'état de l'eau dans le sol, on fait appel généralement à deux types d'informations : la quantité d'eau présente dans le sol (la teneur en eau du sol) et son état énergétique.

La teneur en eau du sol exprime la quantité d'eau présente dans le sol en un moment donné. Elle varie selon les conditions climatiques, le type de sol, les prélèvements par les végétaux.

On distingue la teneur en eau massique w (rapporté à la masse) et la teneur en eau volumétrique θ (rapporté au volume). La teneur en eau volumétrique est la plus utilisée dans les modèles de simulation du mouvement de l'eau dans le sol. La variation de cette dernière en fonction de la profondeur constitue le profil hydrique d'un sol qui varie avec le temps.

Le stock d'eau à une profondeur z donnée, correspond à la surface délimitée par le profil hydrique, l'axe des abscisses, l'axe des ordonnées et la droite $y=z$. (fig.8)

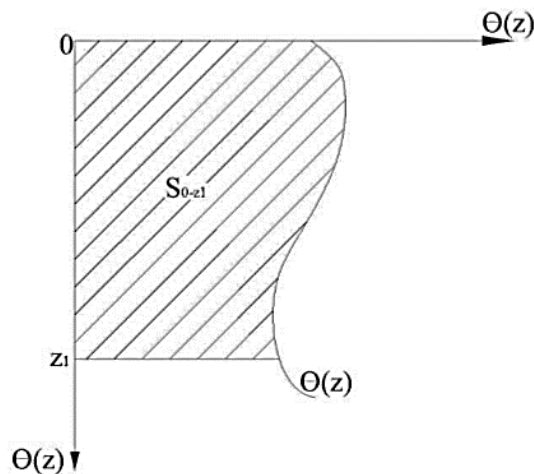


Fig. 8 - Profil hydrique (Note de cours physique du sol)

2.4. L'infiltration de l'eau dans le sol

D'une manière générale, l'infiltration qualifie le transfert de l'eau à travers les couches superficielles du sol lorsque celui-ci reçoit une averse ou s'il est soumis à une submersion. L'eau d'infiltration remplit en premier lieu les interstices du sol et des forces de succion (Musy et Higy, 2003). Le flux $i(t)$ d'eau qui pénètre dans le sol en surface est appelé Régime d'infiltration. Il est exprimé en mm/h. Il dépend fortement du régime d'alimentation (irrigation, pluie) et des propriétés du sol. Le volume total d'eau infiltrée pendant une période donnée est désigné par l'infiltration cumulative $I(t)$. Elle est égale à l'intégrale dans le temps du régime d'infiltration.

$$I(t) = \int_{t=0}^t i(t).dt$$

La conductivité hydraulique à la saturation est la limite du taux d'infiltration lorsque le temps tend vers l'infinie comme le montre la figure 9, (Musy et Higy, 2003).

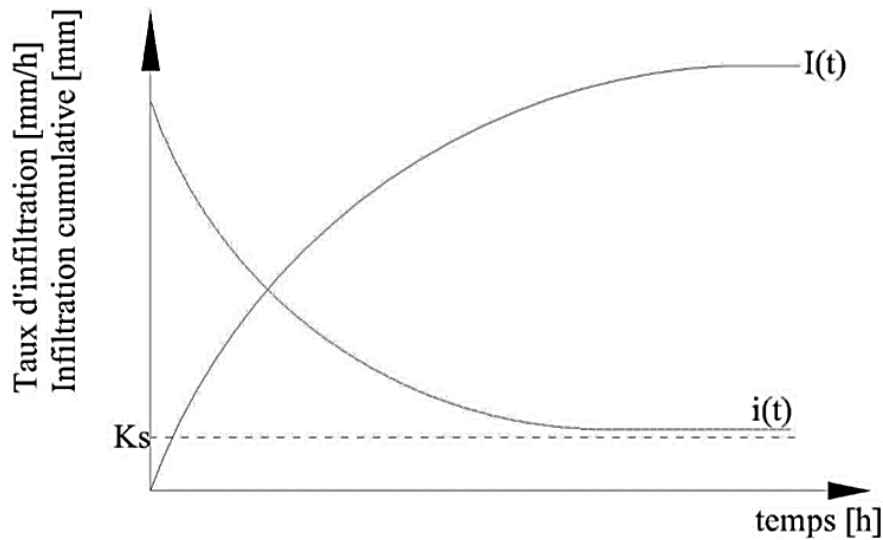


Fig. 9- Évolution générale du régime d'infiltration et de l'infiltration cumulative au cours du temps

2.5. Transferts hydriques en milieu non saturé

La plupart des processus de circulation de l'eau dans le sol et dans la zone racinaire de la plupart des plantes se déroulent dans des conditions de sol non saturé. Les processus d'écoulement non saturé sont en général compliqués et difficiles à décrire quantitativement, car ils donnent souvent lieu à des variations de l'état et de la teneur en eau du sol pendant l'écoulement. Ces variations impliquent des relations complexes entre la teneur en eau, la succion et la conductivité hydraulique.

La conductivité hydraulique K est l'un des paramètres décrivant la dynamique des mouvements de l'eau dans le sol. Elle peut être exprimée en fonction, soit de θ , soit de h . La relation $K(\theta)$ est fortement non linéaire, mais moins affectée par l'hystérésis que $K(h)$. La relation $K(\theta)$ est donnée par la formule de Brooks et Corey (1964) comme suit :

$$\frac{K}{K_s} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta$$

K_s : Conductivité hydraulique à la saturation,

θ_r : teneur en eau résiduelle, θ_s : teneur en eau à la saturation, η : paramètre de forme.

La relation $K(h)$ est celle de Gardner (1985) qui est de type exponentiel :

$$K(h) = K_s e^{\alpha h}$$

Avec K_s : la conductivité hydraulique à la saturation

α : constante caractéristique du sol.

2.6. La densité apparente

La densité est un poids par unité de volume, normalement exprimée en gramme par centimètre cube (g/cm^3). L'eau a une densité de $1 \text{ g}/\text{cm}^3$ (à $4 \text{ }^\circ\text{C}$). Deux types de mesures de densité sont utilisés généralement pour les sols. La densité réelle (d_r) correspond à la densité d'une terre sèche désagrégée : la moyenne pour le sol est de $2,65 \text{ g}/\text{cm}^3$; la densité apparente (d_a) correspond au poids sec d'un volume de sol dont la structure n'a pas été perturbée. Il est aussi la masse d'une unité de volume du sol séché à $105 \text{ }^\circ\text{C}$. Ce volume comprend aussi bien les solides que les pores. Elle est mesurée par la méthode des cylindres en utilisant les échantillons non perturbés, connaissant le poids sec constant des échantillons à $105 \text{ }^\circ\text{C}$ et le volume des cylindres des prélèvements utilisés (Blake et Hartage, 1986). La densité apparente du sol traduit globalement l'état de compaction du matériau et indirectement, la porosité totale (Alongo et Kambele, 2013).

La densité apparente est l'un des paramètres les plus importants dans les études portant sur la structure du sol. Elle est, en effet, liée à la nature et à l'organisation des constituants du sol (Chawel, 1977). Elle permet, en outre, de calculer la porosité et d'apprécier ainsi indirectement la perméabilité, la résistance à la pénétration des racines (Maertens, 1964), la cohésion des horizons (Yoro, 1983; Yogo et Assa, 1986) et la réserve en eau du sol (Henin et *al.*, 1969)

2.7. La porosité

Comme tout milieu à caractère discontinu, le sol peut être considéré comme un assemblage de pleins et de vides, l'organisation des uns conditionnant les caractéristiques des autres. Les pleins sont constitués par la phase solide, squelette et plasma (argile + substances organiques et colloïdales diverses). Les vides occupés par les phases liquides et gazeuses représentent le système poral, siège des phénomènes de transfert, dont l'importance est évidente sur le plan du fonctionnement physico-hydrigue des sols (Chretien et al, 1987).

D'une manière générale, la porosité d'un sol est définie comme étant sa capacité à l'état solide à se laisser pénétrer par un fluide. Appelée capacité d'absorption, elle est dépendante de l'importance du pourcentage des vides que contient le sol.

2.8. L'Infiltromètre à membrane ou à succion

Il a été développé par Perroux et White en 1988 et demeure fréquemment utilisé in situ pour la détermination des caractéristiques hydrodynamiques des couches superficielles du sol.

Par ailleurs, il existe d'autres méthodes de terrain telle que celle de Muntz, à doubles cylindres. L'inconvénient de ces méthodes est qu'elles ne tiennent pas compte de la présence de la macroporosité liée aux fissures présente dans le sol. En effet, lors des mesures, l'eau s'écoule librement à travers ces fissures (macroporosité) en surestimant ainsi la conductivité hydraulique.

Avec l'infiltromètre à membrane, on applique une tension sur l'eau. Dans ce cas, le sol aspire l'eau du solide à travers une énergie qui correspond au potentiel matriciel.

2.8.1. Description et principe

L'infiltromètre à succion est un appareil qui permet de contrôler la quantité d'eau infiltrée dans un sol sous une succion imposée. Dès lors, en utilisant différents potentiels, on peut déterminer la relation $K(h)$ et ainsi la conductivité hydraulique à saturation (K_s).



Fig. 10- Infiltromètre à membrane déportée

L'infiltromètre à succion ou à membrane déportée est constitué de trois parties

Un réservoir principal gradué qui se vide en fonction du flux d'eau s'écoulant dans le sol

- un réservoir secondaire appelé vase de Mariotte qui contrôle la tension à la surface du sol
- un disque d'infiltration qui établit la continuité hydraulique avec le sol

Le réservoir est relié d'une part au vase de Mariotte par un tube capillaire et d'autre part au disque par un tuyau (si le disque est directement collé au réservoir, on parle d' infiltromètre à membrane fixe). Le disque porte une membrane en nylon dont les pores ont un rayon de $2\ \mu\text{m}$. Ce disque est en contact direct avec le sol.

Des plongeurs ou tubes d'entrée d'air sont enfoncés dans le vase de Mariotte. L'ouverture de l'un de ces plongeurs va permettre l'écoulement de l'eau avec une certaine dépression au niveau de la membrane du disque. Ainsi l'eau qui se trouve à l'intérieur du réservoir est en dépression et un flux entre dans le sol par succion.

Suivant la profondeur d'enfoncement du plongeur dans le vase de Mariotte (h_1), et de la hauteur (h_2) entre l'entrée du tube capillaire dans le réservoir gradué et la surface du sol (Fig. 10), nous pouvons déterminer la pression hydrostatique (h) :

$$h = h_1 - h_2 \text{ (cm)}$$

2.8.2. Utilisation de l'infiltromètre sur le terrain

L'infiltromètre à membrane déportée sert à mesurer sur le terrain les flux hydriques des sols non saturés. Il est aussi utilisé pour la caractérisation de la conductivité hydraulique d'un sol ainsi que sa relation avec le potentiel de l'eau pour des potentiels proches de la saturation.

La préparation du sol avant les mesures, nécessite d'enlever les 2 ou 3 premiers centimètres de sols (crouste sèche) sur un diamètre d'environ 20 cm, à l'aide d'une petite truelle ou d'un couteau à lame large. Ensuite il faut niveler le sol le plus horizontalement possible avec un disque en bois, et déposer une couche de sable afin d'obtenir une surface uniforme d'infiltration permettant un contact parfait entre le disque et la surface du sol.

Cependant pour avoir une bonne infiltration il faut respecter certaines normes:

- un nettoyage du sable qui pourrait encore se trouver autour de la base du disque d'infiltration en place.
- Avant l'opération, le disque et la membrane doivent être saturés dans de l'eau. Cette saturation permet de chasser l'air au niveau des pores.

Compte tenu de la méthode utilisée pour le traitement des données (régime permanent). Il est nécessaire d'atteindre un régime d'infiltration régulier. Ce régime est atteint dès l'apparition dans les mesures d'intervalles de temps réguliers.

Le niveau de l'eau contenue dans le réservoir principal peut être lu directement sur la règle graduée collée sur ce même réservoir. L'utilisation d'un Chronomètre permet la détermination des lectures à intervalles de temps réguliers.

L'infiltromètre à membrane ou à succion permet de mesurer l'infiltration dans un sol pour au moins deux potentiels ou succions appliqués. Il permet en outre de déterminer la conductivité hydraulique.

Chapitre 3 - La salinisation des sols

3.1. La salinisation des sols

La salinisation a été identifiée comme un processus majeur de la dégradation des terres. Le monde perd au moins 3 ha de terres arables chaque minute à cause de la salinité du sol (Anonyme, 2006).

Dans les zones arides et semi-arides du monde, des ressources hydrauliques importantes sont disponibles mais elles sont de qualité médiocre (saumâtre). La salinisation des sols dans ces régions est non seulement liée aux conditions climatiques (forte évaporation et faible pluviométrie) mais aussi à une conduite non optimisée de l'irrigation. Dans ces conditions, les sels dissous se concentrent anormalement dans l'horizon de surface du sol (Ben Naceur et *al*, 2001). En Afrique, près de 40 millions d'ha sont affectés par la salinisation, soit près de 2% de la surface totale.

En Algérie, plus de 20 % des sols irrigués sont concernés par des problèmes de salinité (Douaoui et Hartabi, 2008). En Tunisie et en Afrique du Sud, ils en sont respectivement 25 %, et 9 %. Au Proche- Orient, près de 92 millions d'ha sont touchés par la salinisation, soit environ 5 % de la surface totale. Au Pakistan, plus de 25 % des surfaces irriguées sont salinisées, aux USA 23 %, en Inde près de 17 %, en Chine près de 15 % (Mashali et *al*, 2005 in Anonyme 2006). Les pertes financières occasionnées par la salinisation des terres irriguées s'élèvent à environ 250 dollars/ha, soit environ 11 milliards de dollars de pertes totales.

3.2. Définition de la salinisation

La salinisation est un processus d'enrichissement d'un sol en sels solubles qui aboutit à la formation d'un sol salin. La salinisation peut aussi être définie comme un processus d'accumulation des sels solubles. D'après Mermoud, (2006), la salinisation est un processus d'accumulation de sels à la surface du sol et dans la zone racinaire qui occasionne des effets nocifs sur les végétaux et le sol, il s'en suit une diminution des rendements, et à terme, une stérilisation du sol.

La salinisation est un terme générique qui signifie une augmentation progressive de la concentration des sels dans la solution du sol conduisant ainsi à la précipitation successive de minéraux qui modifie sa composition et détermine différentes voies d'évolution des sols en fonction de l'abondance relative des différents ions majeurs dans la solution. Ces ions majeurs

sont le calcium (Ca^{2+}), le magnésium (Mg^{2+}), le sodium (Na^+), le potassium (K^+), le chlorure (Cl^-), le sulfate (SO_4^{2-}) et les carbonates (HCO_3^- , CO_3^{2-}) (Martels et Job, 2006) .

3.3. Définition des sols salés

Les sols salés ou halomorphes sont caractérisés par leur teneur élevée en sels solubles dans l'ensemble ou dans une partie du profil ou par la dégradation de la structure de l'un de leurs horizons sous l'influence de l'un des ions, provenant de ces sels en particulier du sodium (Aubert, 1975). D'après Calvet (2003), un sol est dit salé quand la conductivité électrique de son extrait de pâte saturée CEeps, est supérieure ou égale à 4 dS/m. Cependant la salinité d'un sol s'apprécie plus par le comportement des plantes de sorte, que cette limite peut être très différente selon la sensibilité des espèces végétales.

D'après Cherbuy (1991), la salinisation d'un milieu implique la présence d'une source de sels qui peut être naturelle, dénommée primaire, et une salinisation anthropique, généralement liée à l'irrigation, que l'on appellera secondaire.

3.3.1. La Salinisation primaire ou naturelle

Près de 80 % des terres salinisées ont une origine naturelle, on qualifie alors la salinisation de «primaire». Il est possible d'identifier quatre sources principales d'accumulation de sels dans le profil des sols (Rouahna, 2006)

- L'océan : par l'intermédiaire de l'atmosphère, qui peut véhiculer des sels dissous dans l'eau de pluie, mais surtout de très fines particules hygroscopiques sous forme d'aérosols.
- La lithosphère : du fait de l'altération des roches constituant les îles océaniques ou la croûte continentale.
- L'altération des minéraux : est la source naturelle dominante (Calvet, 2003). Leur intensité est maximum lorsque le drainage permet de renouveler les solutions d'attaque et d'évacuer les produits dissous (Bourrier et Lelong, 1994).
- Les sels fossiles : c'est l'origine principale des phénomènes de salinisation primaire observée à travers le globe. Il peut s'agir soit de niveaux évaporitiques (roches), soit des solutions des sols salés emprisonnées dans des sédiments d'origine marine (Stengel, Gelin, 1998).

3.3.2. La Salinisation secondaire

Près de 20 % des terres salinisées ont une origine humaine ou anthropique et sont qualifiées de «secondaires». L'irrigation est la principale cause anthropique de la salinisation des sols (Anonyme, 2006).

Dans environ la moitié des situations, le développement de l'irrigation s'est accompagné de l'apparition de processus de salinisation, sodisation ou alcalinisation des sols d'importance variable. Si les situations apparaissent très diverses en raison des caractéristiques du milieu naturel, des pratiques agricoles ou de la gestion de l'eau, ces dégradations ne sont pas inéluctables et apparaissent pour l'essentiel comme la résultante de mode de gestion inappropriée des ressources en sol et en eau.

En effet, même une eau douce 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 s'avérer considérable (Marlet, 2005)

3.4. Salinisation des sols dans les régions arides et semi-arides

En zones arides, la salinité des sols est quasiment tout le temps liée à l'irrigation des terres cultivables. Aborder le thème de la salinité dans ces zones c'est donc s'intéresser en particulier aux pratiques d'irrigation.

La salinisation peut s'expliquer, entre autres, par le fait que bien souvent en zones arides, les lieux d'implantation des périmètres irrigués se trouvent sur des zones où l'eau utilisée n'est pas de très bonne qualité (plus ou moins chargée en sels) ou, si elle l'est, se trouve détournée pour la consommation courante et exponentielle des villes (Bouchoukh, 2009).

Deux causes seront plus particulièrement responsables de la salinisation des sols dans la région aride et semi-aride :

- Utilisation d'eau chargée en sels pour l'irrigation et la remontée de nappe par déversement excessif d'eau sur les terres à irriguer :
- Utilisation d'eau trop chargée en sels : dans les régions arides, l'eau de pluie ne peut pas être considérée comme étant la source principale pour la plante, ses effets étant aléatoires

En raison de l'irrégularité du climat. La réussite des productions végétales dans ces régions dépend de l'eau souterraine (Snoussi et Halitim, 1998) .Lorsque ce dernier est la seule source disponible pour l'irrigation, sa trop grande salinité peut causer une accumulation de

sels dans la zone racinaire des cultures. Ce phénomène est généralement accentué lorsque le drainage interne du sol est restreint et que le lessivage (soit par les pluies, soit par les doses d'eau appliquées) est inadéquat.

Les volumes d'eau d'irrigation des cultures pour satisfaire leur besoin en évapotranspiration sont susceptibles d'élever le niveau de la nappe. Dès que la hauteur de la nappe se trouve à un ou deux mètres de la surface du sol, elle peut contribuer activement à l'évaporation de l'eau du sol, et ainsi à la salinisation de la zone racinaire des cultures par accumulation de sels. Ces problèmes de salinisation peuvent être encore accentués lorsque la nappe est déjà relativement haute, ce qui est généralement le cas en zones arides (Maillard, 2001).

3.5. Les grandeurs utilisées pour caractériser les sols salés

3.5.1. La conductivité électrique CE

La présence d'ions en solution est à l'origine d'une conductivité électrique ; c'est pourquoi cette propriété est utilisée pour caractériser les sols. Plus la quantité des sels dissous est grande et plus la CE de la pâte saturée est grande (Calvet, 2003). Généralement, la CE s'exprime en dS/m à 25 °C.

3.5.2. Quantité de sodium adsorbé

Il représente le taux de sodium adsorbable par rapport aux autres cations (Ca^{++} et Mg^{++}), il s'agit d'un paramètre fondamental pour la détermination du niveau de sodisation de la solution du sol. La relation entre les trois cations est proposée par le laboratoire de Riverside (RICHARDS, 1954), et s'exprime comme suit :

$$SAR = \frac{[Na^+]}{\sqrt{\frac{[Ca^{++}] + [Mg^{++}]}{2}}} \quad []: \text{még/l}$$

3.5.3. Le pourcentage de sodium échangeable

Il représente le pourcentage de sodium présent sur le complexe d'échange, l'E.S.P est fonction de la C.E.C.

$$ESP = [Na^+]/CEC \times 100 \quad ([Na^+], CEC : \text{exprimé en meq/ 100g})$$

3.5.4. PH du sol

Est une notion permettant de façon précise de désigner la réaction du sol. Il augmente en corrélation avec le rapport $\text{Na}^+ / \text{C.E.C}$ (Duchaufour, 1977).

3.6. Classification des sols salés

De grandes divergences existent encore entre les différents systèmes de classification. Les pédologues sont d'accord quant à l'existence de trois grands types de sols salés dont le caractère commun est de renfermer, généralement, à un moment ou à un autre de leur genèse de quantités de sels de sodium (Halitim 1973). Ces types sont :

- Sols salins ou Solontchaks : Ils sont caractérisés par une richesse en sels solubles telle qu'ils inhibent la croissance de la plupart des plantes cultivées. Le pH de ces sols est en général inférieur à 8.5. La conductivité électrique (CE) de l'extrait aqueux a saturation est supérieur à 4 dS/m à 25 °C, le pourcentage de sodium échangeable (ESP) est inférieur à 15%. En Algérie ils sont abondants dans les basses plaines et vallées d'Oranais, vallée de Mina, près de Relizane sur les hautes plaines au sud de Sétif et de Constantine aux bords de certaines Chotts comme le chott Melrhir.

- Sols salins a alcali : Ils se caractérisent par un pourcentage de sodium échangeable (ESP) supérieur à 15 % et par une conductivité électrique de l'extrait de pâte saturée supérieure à 4 dS/m à 25 °C, leur pH est inférieur a 8.5 (U.S.S.L, 1954). Ils se trouvent dans les Oasis du sud algérien et aussi dans la vallée du Cheliff. (Aubert, 1983) in Ould Sidi Bella, 2001).

- Sols à alcali: Ces sols se caractérisent par la présence d'une quantité importante de sodium qui dépasse les 15% de la CEC la conductivité électrique (CE) ne dépasse pas 4 dS/m a 25°C et le pH dépasse 8.5. Ils s'observent dans les vallées du tell: Mina et Cheliff (Aubert, 1983).

3.7. Action de la salinité sur les propriétés physico-chimiques du sol

3.7.1. Effet sur la structure

Les cations sodium tendent à provoquer la destruction de la structure en favorisant la dispersion des colloïdes minéraux. D'une façon générale, la dispersion dépend de deux facteurs :

- La quantité de cations Na^+ adsorbés (ESP) dont l'augmentation favorise la dispersion.
- La concentration de la solution saline au contact de la phase solide, dont l'augmentation limite la dispersion (Calvet, 2003).

3.7.2. Effet sur la perméabilité

La diminution de la perméabilité des sols salés à alcalis est une conséquence directe de la dispersion des colloïdes par l'ion Na^+ (Derdour, 1981). Cette perméabilité commence à augmenter avec la salinité du fait de la formation des agrégats par l'action flocculant des sels, puis elle se maintient constante (Demelon, 1966).

3.7.3. Effet sur le pH

La réaction du sol est influencée par la nature des sels. Alors que certains sels sont acidifiants (CaSO_4 , MgSO_4), d'autres sont alcalinisant (NaHCO_3 , CaCO_3 , NaCO_3) (Oustani K, 2006).

3.7.4. Effet sur fertilité chimique du sol

La faible fertilité des sols salés est généralement liée à la présence de sels solubles, en particulier les sels de sodium (Szabolcs, 1979). L'étude de l'interaction entre la salinité et la fertilité sur la croissance, la composition minérale et le métabolisme de l'azote des plantes, a montré que la salinité diminue la fertilité du sol (Garg et al. 1993). Ils ont aussi noté qu'avec l'augmentation de la salinité, il y a une augmentation de la concentration de Na^+ échangeable et une baisse des concentrations de N. P. K.

3.8. Le coefficient de variation (CV)

En analyse statistique classique, le coefficient de variation est souvent utilisé pour décrire et étudier la variabilité des propriétés physico-chimiques des sols. Il ne rend toutefois pas compte de la nature de la loi de distribution dont la connaissance est essentielle pour traiter des données en termes de valeurs moyennes ou de probabilité d'avoir une valeur inférieure à une certaine limite (Vauclin, 1982). L'approche géostatistique fournit un outil moderne pour comprendre le modèle de variabilité spatiale des sols en analysant la dépendance spatiale ou temporelle des échantillons (Trangmar et al, 1985).

Lorsque l'on obtient un C.V. faible, il est inutile d'augmenter le nombre d'observations pour mieux définir la loi de distribution car l'erreur commise est faible. En revanche, pour un C.V. élevé, la détermination de la loi de distribution est impérative puisque l'on ne peut a priori assimiler mode et moyenne (Vauclin, 1982). Cinq classes, basées sur la valeur du CV, sont proposées par Nolin et al. (1997) pour qualifier l'intensité de la variabilité des sols (annexe 11).

Chapitre 4 - Matériels et méthodes

4.1. Parcelle d'étude

La station d'El Hmadna est choisie pour analyser la qualité physico-chimique des sols, et en même temps étudier la variabilité de la salinité sur quatre hectares et examiner les variations spatio-temporelles des différents paramètres hydrodynamiques.



Fig.11 - Localisation de la zone d'étude (GoogleEarth,2016)

4.2. Échantillonnage

La parcelle a une superficie de 4 ha avec 400 m de longueur et 100 m de largeur, elle appartient aux terres utilisées pour la recherche de l'INRAA (Figure 10).

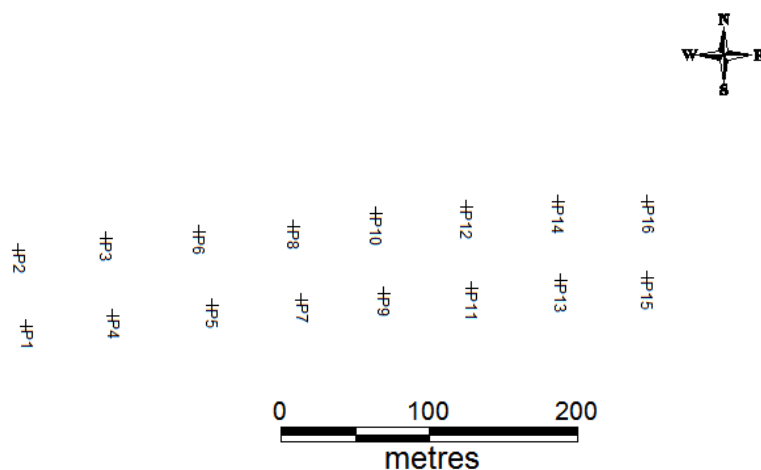


Fig.12 - Localisation de la parcelle étudiée

Seize points d'observation sont choisis sur un maillage de 50 m de coté. Les échantillons sont été prélevés à partir du premier horizon sur une profondeur de 10 cm en vue de mesurer les paramètres physico-chimiques du sol. La localisation de ces points de mesure est réalisée grâce au système GPS. Les prélèvements des 16 échantillons sont destinés à la détermination de la texture du sol, sa densité apparente, sa porosité (ajouter les autres paramètres précisément un à un)

4.3. Méthodes d'Analyses

4.3.1. Paramètres physiques et hydriques

4.3.1.1. Texture

L'analyse granulométrique est réalisée au laboratoire de l'INSID (institut national de l'irrigation et de drainage) d'ELMatmar (Relizane). La méthode utilisée est celle de la pipette de Robinson.

4.3.1.2. Densité apparente

Par la méthode du cylindre de Sieghrist avec un diamètre de 5cm et une hauteur de 2,5cm.

4.3.1.3. Humidité (H %)

L'humidité de l'échantillon est obtenue par la différence de poids de l'échantillon du sol avant et après son passage à l'étuve à 105°C pendant 24 heures.

$$H (\%) = \frac{P_2 - P_1}{P_2} \times 100$$

Où P_2 est la masse de l'échantillon humide et P_1 sa masse sèche après passage à l'étuve (en grammes). Le prélèvement des échantillons de sol pour les mesures de l'humidité ont été effectués avant et après le test d'infiltration par l'infiltromètre.

4.3.1.4. L'infiltration et la conductivité

Au total, 32 essais d'infiltrométrie aux charges de pression ($h=0$, ET $h=-1$) ont été effectués avec un disque sur les sites de mesure. L'expérimentation sur le terrain s'effectue de la manière suivante :

- l'infiltration doit commencer dès que le disque est installé sur son emplacement.

- le niveau initial de l'eau dans le réservoir principal, la profondeur du plongeur puis la hauteur entre l'entrée du tube capillaire dans le réservoir et la base du disque posé au sol, doivent être notés avant le démarrage des mesures.

4.3.2. Paramètres chimiques

Les échantillons de sols sont séchés à l'air libre, broyés et tamisés à 2 mm.

4.3.2.1. Préparation de la pâte saturée

- La pâte saturée est obtenue par la méthode mise au point par le Laboratoire de salinité du Ministère de l'Agriculture des Etats Unis. La pâte repose à la température ambiante pendant 24 heures. Par la suite l'extrait de pâte saturée est obtenu par centrifugation.

4.3.2.2. Conductivité électrique

Au laboratoire à l'aide d'un conductimètre de paillasse sur extrait de pâte saturée.

4.3.2.3. Le pH

La mesure est effectuée sur un pHmètre de paillasse sur extrait de pâte saturée.

4.3.2.4. Dosage des anions

Le dosage de Cl⁻ se fait par titrimétrie à nitrate d'argent selon la méthode de MOHR

Le dosage de HCO₃⁻ et CO₃⁻ se fait par la méthode titrimétrie avec H₂SO₄

4.3.2.5. Dosage des cations

Les cations Na⁺ et K⁺ sont dosés par spectrophotomètre à flamme en passant les solutions du sol dans le spectrophotomètre qui a été étalonné selon les résultats enregistré dans les tableaux et les courbes (annexe 9, 10)

4.3.2.6. Le calcaire total

Le dosage du calcaire actif s'est fait par la méthode du Calcimètre de Bernard.

4.3.2.7. Le calcaire actif

La méthode de titrimétrie à l'oxalate d'ammonium a permis de doser le calcaire actif

Chapitre 5 - Résultats et discussion

5.1. Les paramètres physiques

5.1.1 Texture du sol

Les principales propriétés physiques du sol sont liées à la granulométrie, la structure et la circulation des fluides à travers les vides édifiés par l'arrangement de leurs éléments structuraux.

Le tableau 3 donne la granulométrie et la texture de trois échantillons de sol

Tableau 3 - texture des sols

Echantillons	Pourcentage des particules							Texture
	A%	L%	LF%	LG%	S%	SF%	SG%	
P9	27.88	34.55	14,24	20,30	37.57	36,01	1,56	Limono argileux
P10	44.29	36.90	22,83	14,07	18.81	17,35	1,46	Argileux
P15	15.96	30.25	8,74	21,51	55.79	38,25	15,54	Limono sableux

Nous constatons que le pourcentage des fractions fines est élevé et dominant. Par contre, les fractions grossières sont moins présentées dans le sol. Les textures sont comprises entre l'argileux et le limono sableux

5.1.2. Teneur en eau à saturation

La figure 13 donne les résultats concernant les teneurs en eau à saturation de 16 échantillons dispersés à travers la parcelle

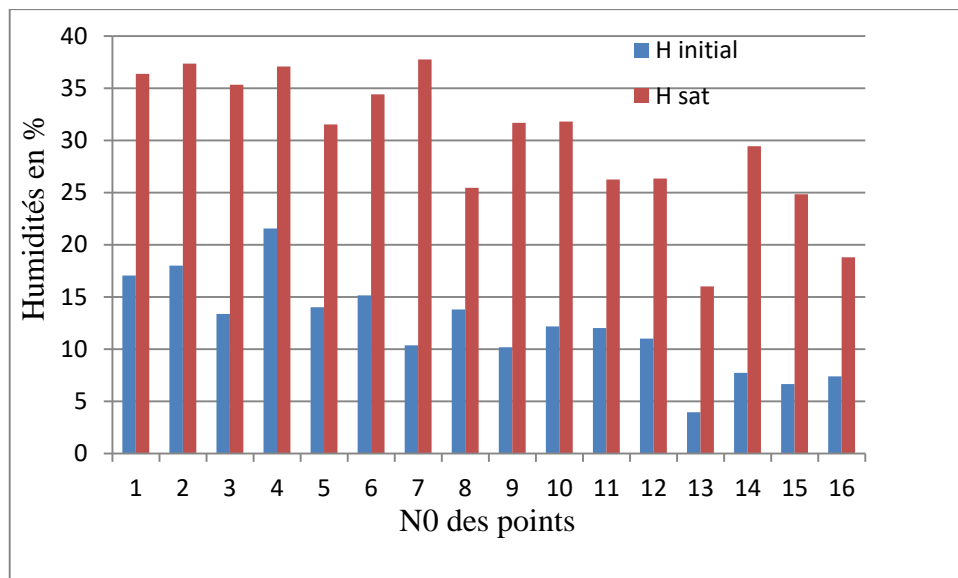


Fig.13- Les différentes humidités des points

En comparant les point ente eux ; on remarque que dans les points ou l'humidité initiale été importante restes les même en humidité final avec des valeurs important D'après la figure 13

5.1.3. Densité apparente

Le tableau 4 donne les valeurs de la densité apparente, mesurées sur les 16 sites de la parcelle

Tableau 4 - Valeurs de la densité apparente

points	Densité apparente	points	Densité apparente
P1	1,191	P9	1,395
P2	1,172	P10	1,217
P3	1,145	P11	1,287
P4	1,265	P12	1,247
P5	1,294	P13	1,180
P6	1,298	P14	1,320
P7	1,346	P15	1,510
P8	1,209	P16	1,287

La densité apparente varie entre 1,180 et 1,395. Il est connu dans la littérature que la densité apparente dépend de la porosité du sol, elle-même liée à la texture. Ceci peut être vérifié si l'on se réfère aux trois échantillons dont on a mesuré la texture. On remarque, en effet, qu'il existe une corrélation entre la densité apparente et la teneur en argile (Fig. 14). Elle est ainsi plus faible (1,217) pour un sol argileux (échantillon P10) et élevée (1,51) pour un sol grossier (P15)

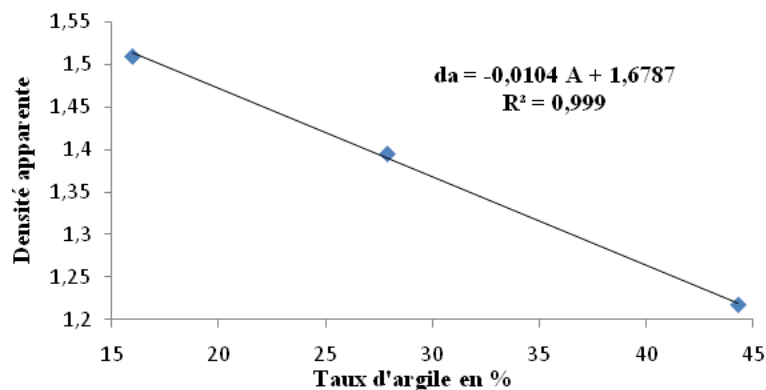


Fig. 14 - Evolution de la densité apparente en fonction du taux d'argile

5.1.4. La porosité totale

La porosité totale peut être calculée en fonction de la densité réelle d_r et la densité apparente d_a par la relation suivante :

$$P = \frac{(d_r - d_a)}{d_r}$$

Dans ce cas, nous prenons une valeur moyenne de la densité réelle égale à 2,65 pour mettre en évidence comment évoluent les valeurs de la porosité des différents échantillons de sol étudiés. En effet, on remarque que la porosité totale varie entre 43,01 et 56,77 %. C'est une gamme de porosité qui est en général propre aux sols argileux. Néanmoins, la part de microporosité aurait été importante à connaître pour exprimer la capacité de rétention en eau du sol.

Tableau 5 - Valeurs de porosité totale

points	porosité%	points	porosité%
P1	55,07	P9	47,36
P2	55,78	P10	54,09
P3	56,77	P11	51,44
P4	52,26	P12	52,93
P5	51,19	P13	55,46
P6	51,03	P14	50,19
P7	49,20	P15	43,01
P8	54,39	P16	51,42

5.1.5. L'infiltration

5.1.5.1. L'infiltration instantanée

L'infiltration instantanée est exprimée en cm et représente la quantité d'eau infiltrée dans un temps déterminé en fonction des deux potentiels cités. Le graphe se subdivise en deux parties :

- une première étape où l'infiltration est rapide
- une deuxième étape, où l'infiltration est lente.

En comparant les deux courbes on remarque qu'elles ont la même forme avec une diminution de l'infiltration avec le temps. Cette évolution, montre que l'eau entre d'abord dans le sol par succion lorsque ce dernier est sec, et ensuite par gravité (disparition de la phase de succion) lorsque le sol s'humidifie au fur et à mesure.

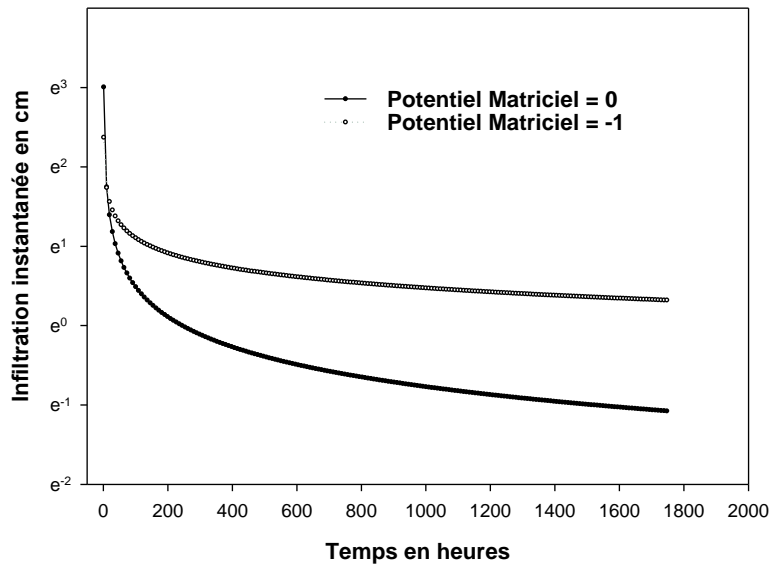


Fig. 15 - Courbe de l'infiltration instantanée

5.1.5.2. Infiltration cumulée

Suivant le principe de fonctionnement de l'infiltromètre à membrane décrit dans la première partie, nous avons appliqué pour chaque mesure une charge de pression basse ($h_1 = 0$) suivie d'une charge de pression forte ($h_2 = -1$). Ceci pour pouvoir résoudre l'équation d'infiltration à deux variables, à savoir, la vitesse d'infiltration et le temps. Ce qui a permis d'obtenir les courbes d'infiltration ci-dessous choisies au hasard parmi les 16 échantillons (Fig. 15), en l'occurrence l'échantillon P₈. L'objectif étant de montrer que bien qu'elles présentent la même allure générale, les courbes d'infiltration peuvent avoir des formes relativement différentes d'un échantillon à un autre.

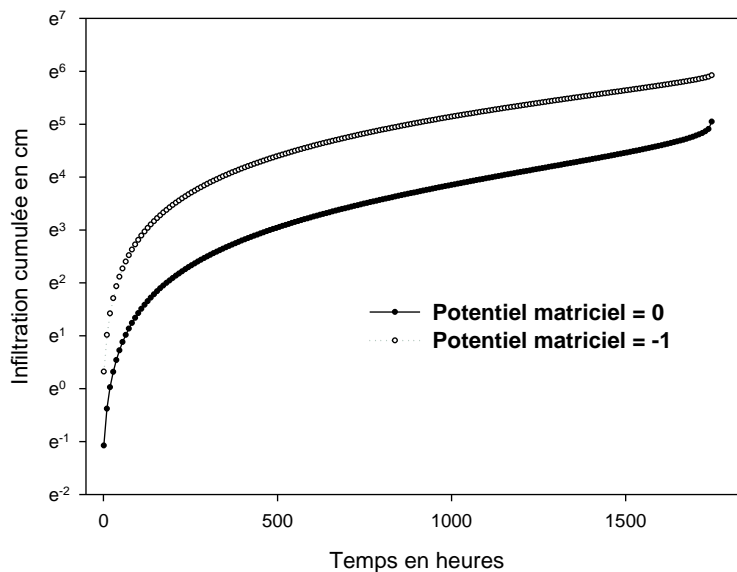


Fig .16-Courbe d'infiltration cumulée pour l'échantillon P₈

Une analyse des courbes d'infiltration (Fig. 16), montre que le dispositif de mesure utilisé semble bien simuler le phénomène d'infiltration à partir de la mesure de deux points seulement in situ, qui ont permis de résoudre l'équation d'infiltration (annexe5). Néanmoins, les phases finales des courbes qui correspondent à l'état de saturation du sol ne ressortent pas dans ce modèle. Ces phases finales sont, en général, sous forme de pallier marquant un état de saturation du sol. Ce qui permet de comprendre que ce modèle peut être bien utilisé dans des sols non saturés et devrait faire l'objet de modifications pour extraire une autre équation adaptée aux sols saturés.

5.1.6. La conductivité hydraulique à saturation

La conductivité hydraulique K est un paramètre physique qui conditionne l'écoulement de l'eau et le transfert des solutés dans les sols. Elle varie avec l'humidité volumique Θ du sol. C'est pourquoi on préfère déterminer la relation entre K et Θ . Cependant on se contente en général de mesurer la conductivité hydraulique à saturation K_{sat} qui constitue un paramètre de caractérisation physique des sols indépendant de l'humidité.

Pour évaluer la conductivité hydraulique saturée K_{sat} , nous avons utilisé l'équation suivante :

$$K_{sat} = q_1 / [(\pi * R^2 * \exp(\alpha h_1) * (1 + 4/\pi * R * \alpha))]$$

Avec K_{sat} : la perméabilité à saturation ; R : rayon du disque $R=10$ cm ; $\alpha = \ln(q_2/q_1) / (h_2-h_1)$

Avec q est le flux calculé par l'équation suivante $q = \pi * r^2 * i$; I (mm/h) : l'infiltration

r : rayon interne du tube de réservoir de l'infiltromètre $r=4,45/2=2,225$ cm

h : charge piézométrique

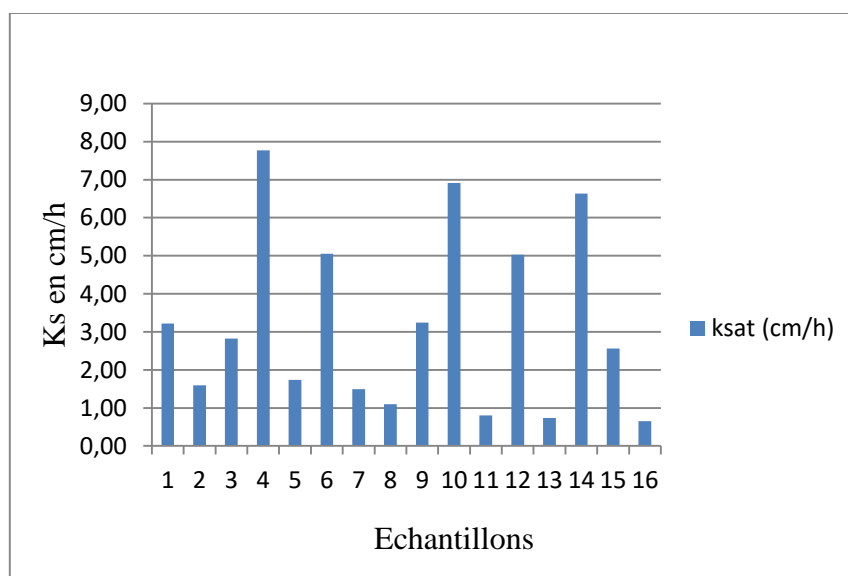


Fig.17 - Evolution de Ks au niveau des divers sites

L'analyse de la figure 17 montre un comportement différent de la conductivité hydraulique saturée entre les différents points de mesure. Les valeurs les plus importantes sont observées au niveau de point 4, 6, 10, 12, 14 et 15. Les autres points ont des valeurs intermédiaires. Ceci montre bien que le sol étudié présente une hétérogénéité du point de vue de la répartition de la K_{sat} . Ceci doit avoir vraisemblablement des effets sur les transferts hydrodynamiques de l'eau dans le sol et les conséquences envisagées en terme de salinisation.

5.2. Les paramètres chimiques

5.2.1. La conductivité électrique :

La salinité globale de la pâte saturée est déterminée par la mesure de la (CE) exprimée en dS/m et corrigée à une température 25 °C.

Tableau 6 - Valeurs de la CE en dS.m⁻¹

points	CE	points	CE
P1	0,53	P9	0,97
P2	0,57	P10	1,79
P3	1,30	P11	0,50
P4	0,83	P12	0,44
P5	0,52	P13	0,50
P6	0,82	P14	0,54
P7	0,52	P15	0,31
P8	0,64	P16	0,85
Moyenne		0,73	
C .V. %		51,51	
Ecartype		0 ,37	

Les résultats d'analyses des échantillons de sols montrent que les valeurs de la conductivité électrique de l'extrait de la pâte saturée (Ceps) sont faibles pour tous les échantillons, le sol est donc non salé pour sa partie nord que nous avons étudiée (Fig. 18).

Le coefficient de variation de la Ceps est de 51.51 % ($CV > 35$ %), au niveau de l'horizon de surface (0-25cm), Cette valeur exprime une forte variabilité de la salinité en surface. Nous remarquons, dans le tableau 6, une variabilité des valeurs de la conductivité électrique ; une valeur minimale de la CE_{sat} est de 0,44 dS.m⁻¹ alors que le maximum de la CE_{sat} est de 1,79 dS.m⁻¹.

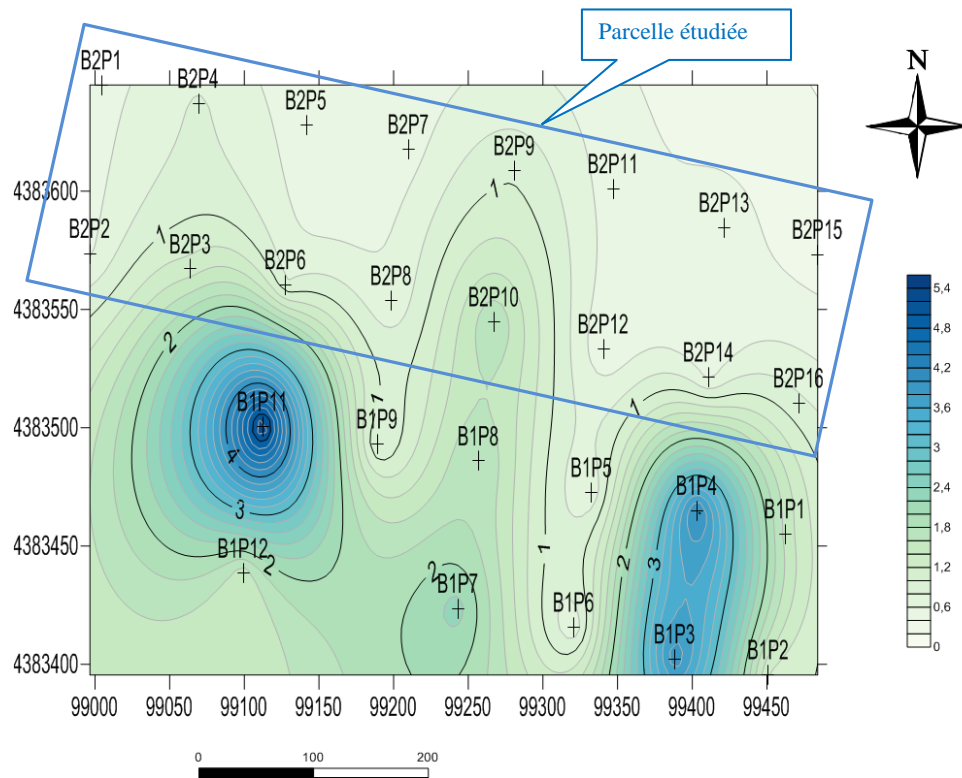


Fig.18- carte salinité

5.2.2. Le potentiel Hydrogène (pH)

Le pH de la solution qui entoure les particules de terre à l'état naturel est sujet à des variations en fonction des changements dans les rapports terre/solution motivés par le climat la culture et d'autres facteurs

Le ph de notre sol est comme suit

Tableau 7 : Valeurs du pH

points	pH	points	pH
P1	7,74	P9	7,52
P2	7,66	P10	7,79
P3	7,25	P11	7,51
P4	7,75	P12	7,99
P5	8,10	P13	7,62
P6	7,37	P14	8,10
P7	7,77	P15	7,55
P8	7,66	P16	8,37
Moyenne		7,69	
C.V. %		3,17	
Ecartype		0,24	

Nous distinguons d'après le tableau 7, que la valeur de pH varie entre 7.25 et 8.37, indiquant que le sol est nettement alcalin.

Le phénomène d'alcalinisation se caractérise par une augmentation du pH qui peut être alors un frein à la disponibilité et à l'assimilabilité de certains éléments (Zn, P, N) et peut entraîner une carence.

Le tableau 7 indique que le pH est supérieur à 7,20 avec une moyenne de 7,69 et un coefficient de variation faible 3,17 % (CV < 15%). Ces valeurs correspondent à une réaction du sol relativement alcaline, caractéristique principale des sols calcaires et des sols salés.

La figure 19 représente les différentes classes de pH de la parcelle entière

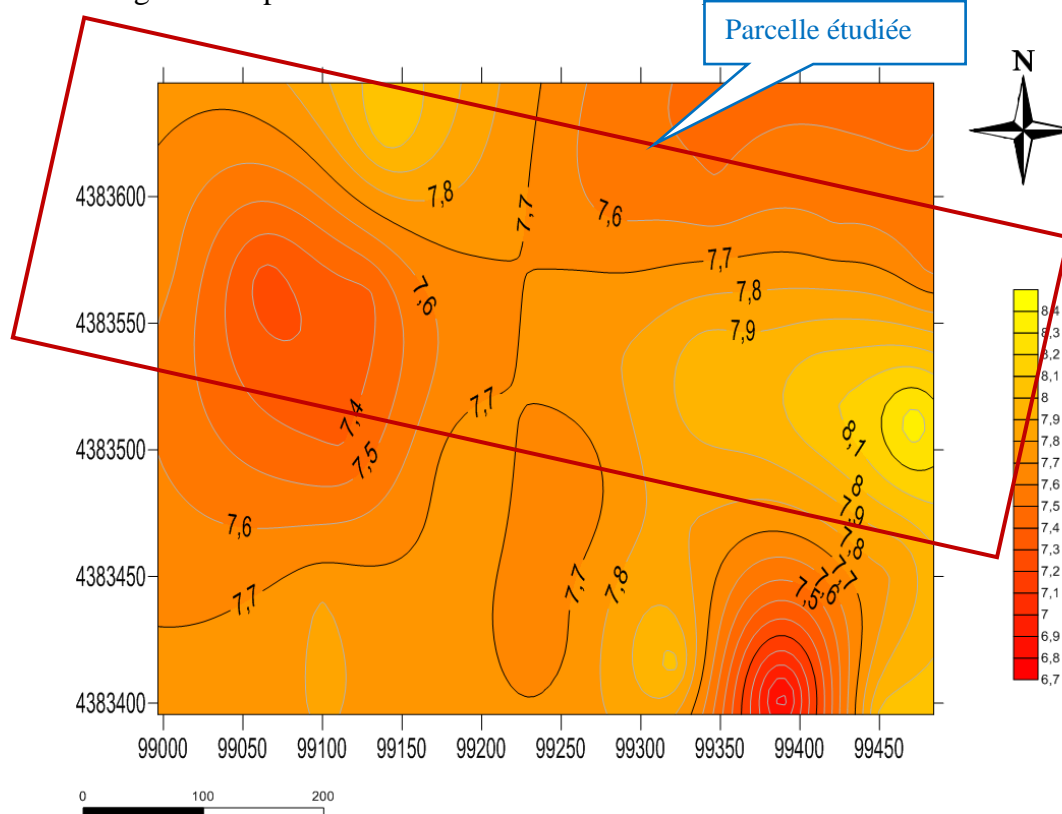


Fig.19- carte de potentiel Hydrogène (pH)

5.2.3. Les cations

Selon les tableaux, le cation de sodium (Na^+) est le plus représenté avec un coefficient de variation de 89,15% et une concentration qui varie entre 2,84 ppm et 272 ppm.

Le potassium (K^+) vient en deuxième position avec un coefficient de variation de 42,19 % avec des teneurs qui varient entre 2,37 ppm et 13,14 ppm.

De ce fait, le classement des cations est de type : $Na^+ > K^+$

Ces valeurs de coefficient de variation ($CV > 35 \%$) expriment une forte variabilité des teneurs en Na^+ et le K^+ dans le sol.

Tableau 8 : Le sodium Na^+ en ppm

points	Na^+	points	Na^+
P1	66,64	P9	91,00
P2	68,96	P10	272,0
P3	109,62	P11	27,20
P4	2,84	P12	50,40
P5	80,56	P13	19,08
P6	63,22	P14	30,10
P7	57,36	P15	13,28
P8	74,829	P16	84,04
Moyenne		69,45	
C.V. %		89,15	
Ecartype		61,91	

Tableau 9 : Le potassium K^+ en ppm

points	K^+	points	K^+
P1	10,17	P9	8,93
P2	5,34	P10	5,47
P3	10,42	P11	6,46
P4	8,44	P12	2,37
P5	3,49	P13	13,14
P6	7,69	P14	3,11
P7	4,23	P15	9,18
P8	8,68	P16	6,70
Moyenne		7,11	
C.V. %		42,19	
Ecartype		3	

5.2.4. Les anions

Selon les tableaux 10 et 11, l'anion Cl^- est le plus représenté avec un coefficient de variation de 28,78 et une concentration qui varie entre 8 mmol/l et 20 mmol/l. HCO_3^- vient en deuxième position avec un coefficient de variation de 13,38 % avec des teneurs qui varient entre 0,9 mmol/l et 1,4 mmol/l.

Ces valeurs de coefficient de variation ($CV < 35 \%$) expriment une variabilité faible à modéré des teneurs des anions dans le sol.

Tableau 10 : Le Chlore Cl⁻ (mmol/l⁻¹)				Tableau 11: Le bicarbonate (még .L⁻¹)					
points	Cl-		points	Cl-	points	Bicar		points	Bicar
P1	8		P9	13	P1	0,9		P9	1,2
P2	8		P10	20	P2	1,1		P10	0,9
P3	17		P11	21	P3	0,9		P11	1,1
P4	13		P12	13	P4	1,1		P12	1,1
P5	10		P13	12	P5	1,1		P13	1,4
P6	12		P14	14	P6	0,9		P14	1,0
P7	12		P15	12	P7	1,0		P15	0,9
P8	09		P16	14	P8	1,2		P16	1,1
Moyenne			13		Moyenne			1.06	
C .V. %			28.78		C .V. %			13.38	
Ecartype			3,74		Ecartype			0,14	

5.2.5. Le Calcaire Total et actif

Le calcaire total est l'ensemble du calcaire de sol représente sous toutes dimensions (toutes les tailles). Sa quantité dans le sol peut être déterminée après sa dissolution par un acide moyennement concentré.

Le calcaire actif correspond au calcaire fin facilement solubilisé.

Tableau 12: Le calcaire total et actif en %

calcaire total				calcaire actif			
points		points		points		points	
P1	22,94	P9	18,15	P1	4,25	P9	5,75
P2	21,57	P10	16,43	P2	5,37	P10	5,87
P3	18,15	P11	16,09	P3	5,5	P11	5
P4	18,15	P12	16,43	P4	5,37	P12	5,25
P5	17,12	P13	15,06	P5	4,87	P13	4,37
P6	17,12	P14	17,46	P6	5	P14	5,5
P7	17,46	P15	17,80	P7	5,37	P15	4,5
P8	16,78	P16	15,06	P8	5,5	P16	5,12
Moyenne		17.61		Moyenne		5.16	
C .V. %		11.76		C .V. %		9.17	
Ecartype		2,06		Ecartype		0,47	

Les résultats d'analyses des échantillons de sols montrent que Les valeurs du Calcaire (CT) sont élevées avec un risque de chlorose important pour tous les échantillons.

Les tableaux montrent que les teneurs en calcaire sont homogènes, la moyenne est de 17.61 %, avec un faible coefficient de variabilité ($CV < 15\%$) pour le calcaire total. Et pour le calcaire actif la moyenne est de 5.16 %, avec un faible coefficient de variabilité ($CV < 15\%$)

Le calcaire total est présent en des proportions variables avec des valeurs pouvant être parfois élevées, avec une teneur comprise entre 15,06 et 21,57 %. On a un sol calcaire.

Plus le taux de CaCO_3 total est abondant dans le sol, plus il y a un risque de blocage des éléments traces et du phosphore ; donc il faut contrôler le taux du calcaire dans le sol.

Le taux de calcaire actif est compris entre 4,25 et 5,87 % ; ce sont des valeurs appréciables, Plus il y a de CaCO_3 actif dans le sol, plus il y a risque de solubilisation et par conséquent plus il y a risque de blocage des éléments tels que le phosphore.

Conclusions

Le phénomène de salinisation touche une grande partie des sols en Algérie du fait de sa relation avec le climat aride et semi-aride. En effet, en Algérie 95 % des sols sont sous climat semi-aride à aride.

A la lumière des résultats discutés dans le présent travail, il ressort trois points fondamentaux : en premier l'étape de diagnostic de l'état de dégradation des sols par la salinité s'avère très importante. En deuxième lieu, il est indispensable d'effectuer une caractérisation des propriétés physico-chimiques et hydriques des sols pour comprendre les effets de la salinisation et ses impacts en termes de dégradation physique, chimique et biologique. En troisième lieu, s'impose la nécessité de connaître les transferts de l'eau et des solutés pour arriver à comprendre la dynamique des sels et pouvoir intervenir avec précision pour des mesures de mise en valeur optimales et durables.

La présente étude a été effectuée sur le sol de la station de Hmadna, en utilisant deux niveaux de mesure : la salinité sur l'extrait de pate saturée et l'infiltration à l'aide de l'infiltromètre à disque. Bien que la partie étudiée de la parcelle ne soit pas salée, cette étude nous a permis d'approcher la méthodologie de diagnostic et d'observation des sols affectés par le phénomène de salinisation.

Contenant essentiellement de sols riches en argiles et en calcaire, la parcelle étudiée nécessite, d'un point de vue préventif, un système de drainages opérationnel en vue de diminuer la concentration des sels solubles dans la solution du sol et une gestion optimisée de l'irrigation pour maintenir un niveau de salinité en conformité avec le choix des cultures à mettre en place.

En fin, le contrôle de la salinité du sol, par la connaissance de sa distribution spatiale et de son évolution dans le temps est un idéal à mettre en œuvre pour gérer durablement la gestion des périmètres irrigués de la région d'El Hmadena.

Références bibliographiques

Anonyme, 2006. « *Conférence électronique sur la salinisation: Extension de la salinisation et Stratégies de prévention et réhabilitation* » Organisée et coordonnée par: IPTRID du 6 février au 6 Mars 2006, 20 p.

Aubert G, 1983: « *Observation sur les caractéristiques, la dénomination et la classification des sols salés ou salsodiques. Cah. orstom Ser. Péd* ».

Aubert G., 1975 «*les sols sodiques en Afrique du Nord* » Annale de l'INA., Alger,pp 185-195.

Benaceur M., Rahmoune C., Sdiri H., Maddahi M., et Selmi M., 2001 «*Effet du stress salin sur la germination, la croissance et la production en grains de quelques variétés maghrébines de blé*» Sciences et changements planétaires/ sécheresse. Vol. 12, n° 3, pp. 74 -167.

Blake G.R, Hartge K, 1986, « *Bulk density* ». p. 363–375. in « *Methods of soil analysis* » Klute A. (ed.). Part 1. 2nd Agron. Monogr (ed). ASA & SSSA, Madison, WI.

Boulaine J., 1956. «*Carte des sols des plaines du Cheliff au 1/50.000^e* », feuilles 1 à 5. Inspection générale de l'Agriculture du Gouvernement Général de l'Algérie

Boulaine J., 1957. «*Etude des sols des plaines du Cheliff* » Thèse d'Etat de l'Université d'Alger, 582 p.

Brook K L, Croey C T, 1964 « *Hydraulic properties of porous média* » ,Hydrology Paper 3, Colorado state University, Fort Collins.

Calvet R. 2003 «*Le sol, propriété et fonction, phénomènes physiques et chimiques*» Tome 2. Ed. France. Agricole, 511 p.

Chawel A, 1977, « *Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées* ».

Cherbuy 1991 «*Les sols salés et leur réhabilitation*» Rapport de l'Ecole Nationale Supérieur d'Agronomie, Rennes (Agrocontact).

Daoud A, 1993 « *contribution a d'étude des sols des plaines du cheliff* ». thèse doct d'ETA, INA,Alger .

Demelon A., 1966 «*Dynamique du sol*» Tome 1.5ème Ed.Dunod.paris, 520 p.

Derdour H., 1981 «*Contribution à l'étude de l'influence du taux de sodium échangeable sur le comportement des sols au compactage*» Thèse Magister, I .N.A.Alger, 146p.

Douaoui A. et Hartani T. 2008 «*Impact de l'irrigation par les eaux souterraines sur la dégradation des sols de la plaine du Bas-Chellif*» Scientific commons. Vol. 2, no3, p. 9

Douaoui A., 2005. «*Variabilité Spatiale de la salinité et sa relation avec certaines caractéristiques des sols de la plaine du Bas-Chélif .Apport de la géostatistique et de la télédétection*» Thèse doctorat d'Etat, INA Alger, 233 p.

Douaoui A.K., Herve N., Walter C, 2006 «*Detecting salinity hazards within a semiarid context by means of combining soil and remotesensing data* ».

Duchaufour P.H., 1977 «*Pédologie : sol, végétation, environnement*» Ed Masson. Paris, 350p.

Durand J.H., 1983. «*Les sols irrigables* » Agence de coopération culturelle et technique. P.U. France, 190 p.

Durand R, 1953 «*basic relationship of the transportation of solids in pipes* »

GAEDNER W R, 1958 «*Some Steady-state solutions of the unsaturated moisture equation with application to evaporation from a water table* ». Soil Science, 85:228-232.

Garg B.K.,Vyas S.P., Kathju U. S.,Lahiri A.N.,Mali P.C et Sharma P.C.,1993. «*Salinity-fertility interaction on growth, mineral composition and nitrogen metabolism of Indian mustard* » J. Plant Nut 16(9): 1637-1650.

Gaucher G., Burdin S., 1974 «*Géologie, géomorphologie et hydrogéologie des terrains salés*» P.U.F. Paris, 231p.

GOOGLE Earth

Halitim A, 1973 «*Etude expérimentale de l'amélioration des sols sodiques d'Algérie* ». Thèse Doc, U.E.R des sciences biologiques.

Henin S, Feodorff A, Gras R, Monnier G, 1969 «*Le profil cultural. Principes de physique du sol* »

Houchi R, Coudret A « *Essai d'utilisation de l'ajustement osmotique comme critère physiologique pour la sélection variétale de triticales tolérants au chlorure de sodium* ».

Maertens C, - 1964 « *Influence des propriétés physiques des sols sur le développement racinaire et conséquences sur l'alimentation hydrique et azotée des cultures* ».

Maillard J., 2001 « *Le point sur l'Irrigation et la salinité des sols en zone sahélienne. Risques et recommandations* » Handicap International. Novembre 2001, 34 p.

Marlet S. et Job J., 2006 « *Processus et gestion de la salinité des sols* » In : « *Traité d'irrigation* » Tiercelin J.R (ed.), Vidal Alain (ed.). Paris : Lavoisier Tec et Doc, 502 p

Marlet S., 2005 « *Gestion de l'eau et salinisation des sols dans les systèmes irrigués Synthèse de l'atelier du PCSI sur : Vers une maîtrise des impacts environnementaux de l'irrigation* » CIRAD/AMIS, Montpellier, France, n°40, pp. 12-23.

McDonald, BNEDER (Bureau National d'Etude pour le Développement Rural), 1990. « *Etude de l'avant projet détaillé des extentions de Guerouaou et de Sebkhath Benziane et du réaménagement du Bas Chélif* »

Mermoud A, 1995. « *Elément de physique du sol. Gestion et protection de la Ressource en eau* » ,132p.

Mermoud, 2006 « *Cours physique du sol, Maîtrise de la salinité des sols* ».

Musy A, Higy C, 2003. « *Hydrologie Presses Polytechniques et Universitaires Romandes* »

Nolin M C, Cambouris A N , Simard R R., 1997 « *La variabilité des sols: son origine et sa gestion* ». PP35-77, dans Éditeur (ed.), Actes du Colloque : Nouvelle technologie en agriculture, Campus du fort St-Jean.

Perroux, K.M., and I. White. 1988. « *Designs for disc permeameters* ». Soil Sci. Soc. Am. J. 52:1205–1215.

Qadir M., Oster J.D, 2004. « *Crop and irrigation management strategies for saline-sodic soils and waters aimed at environmentally sustainable agriculture* ».

Raju K.P., Desai J.N., Chandrasekhar T., Ashok N.M, 1993 «*Precursors, arginine, ornithine, or methionine in ameliorating the inhibitory effect of NaCl on wheat plant*» Egyptian J. Biotechnol. 9: 328-340.

Richards L.A., 1954, «*Diagnosis and improvement of saline and alkali soils Agric* ». Handb . N° 60 vol 1. us.

Robert M. and Cheverry C., 1996 «*Les ressources mondiales en eau et en sols* » : une limitation pour l'avenir. Cahiers «*Agricultures* », Vol.5, n°4,: 243-248, France.

Rouahna H, 2006 «*Relation entre les nappes et la salinité dans les sols gypseux de la région de Ain Ben Noui. Biskra* » Thèse Magister, Université elhadj lakhdar,Batna.

Snoussi et Haliti, 1998 «*Valorisation des eaux salines pour la nutrition minérale des plantes cultivées : cas de la tomate et du haricot*». EGS. 5, 4, pp 289 – 298.

Stengel P, Gelin S, 1998 «*Sol : interface fragile* » INRA Editions, Paris, France.

Szabolcs, 1979 «*The limitation of potential yield by salinity and alkalinity of soils with particular reference to the mediterranean regions*» In. «*soils in Mediterranean type climates and their yield potential*» Proceedings IPI. Spain. 121 - 123.

Trangmar B B, Yost R.S, Uehara G, 1985 «*Application of geostatistics to spatial studies of soil properties* ». Advances in Agronomy 38, 45–94.

Tutiempo.net

U.S.S.L., 1954. «*Diagnostic and improvement of saline and alckali soils* », U.S.A.D, Handbook. N°60, 160p.

USSL, 1954 «*Diagnosis and improvement of saline and alkali soils* » USDA, Handbook.

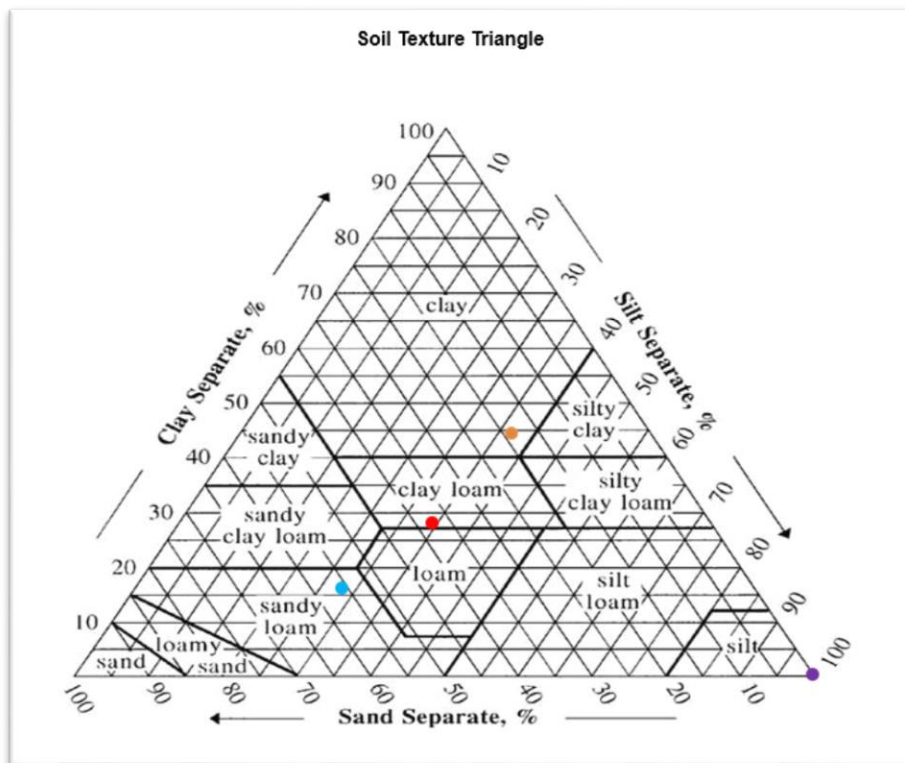
Vauclin M, 1982 «*Méthodes d'étude de la variabilité spatiale des propriétés d'un sol* ». Colloque INRA, n° 15, pp.9-43.

Yogo G, Assa A, 1986 «*Modifications structurales de deux sols ferralitiques du nord-ouest de la Côte-d'Ivoire sous l'effet du piétinement par l'homme* ».

Yoro G, 1983, « *Contribution à l'étude de caractérisation de la structure. Identification et évolution des paramètres structuraux de deux types de sols du nord-ouest de la Côte d'Ivoire* », Incidences agronomiques doct Ingénieur université d'Abidjan

Annexes

Annexe 1 : Triangle de Texture des sols



Annexe 2: Valeurs des humidités du sol en %

Points	Initiale	Teneur en eau à saturation	Points	Initiale	Teneur en eau à saturation
P1	17,05	36,38	P9	10,16	31,70
P2	17,99	37,35	P10	12,18	31,80
P3	13,37	35,35	P11	12,02	26,25
P4	21,56	37,09	P12	10,99	26,36
P5	14,02	31,54	P13	3,95	16,02
P6	15,15	34,43	P14	7,72	29,46
P7	10,36	37,77	P15	6,65	24,85
P8	13,81	25,46	P16	7,39	18,81

Annexe 3 : Equations du taux d'infiltration pour h0 des différents points

points	Equation	R ²	i(h) en cm/h	points	Equation	R ²	i(h) en cm/h
P1	$y = 46,436x^{-0,313}$	0,93	46,436	P9	$y = 50,425x^{-0,222}$	0,95	50,425
P2	$y = 34,157x^{-0,41}$	0,95	34,157	P10	$y = 118,71x^{-0,263}$	0,95	118,71
P3	$y = 36,974x^{-0,556}$	0,99	36,974	P11	$y = 19,309x^{-0,248}$	0,99	19,309
P4	$y = 141,52x^{-0,2}$	0,90	141,52	P12	$y = 94,72x^{-0,244}$	0,96	94,72
P5	$y = 34,059x^{-0,465}$	0,93	34,059	P13	$y = 19,658x^{-0,322}$	0,93	19,658
P6	$y = 81,972x^{-0,368}$	0,93	81,972	P14	$y = 77,029x^{-0,192}$	0,97	77,029
P7	$y = 35,083x^{-0,359}$	0,76	35,083	P15	$y = 72,448x^{-0,095}$	0,90	72,448
P8	$y = 20,238x^{-0,547}$	0,99	20,238	P16	$y = 19,251x^{-0,24}$	0,99	19,251

Annexe 4: Equations du taux d'infiltration pour h-1 des différents points

point	Equation	R ²	i(h) en cm/h	point	Equation	R ²	i(h) en cm/h
P1	$y = 19,734x^{-0,478}$	0,967	19,734	P9	$y = 44,072x^{-0,11}$	0,905	44,072
P2	$y = 28,773x^{-0,267}$	0,672	28,773	P10	$y = 38,39x^{-0,187}$	0,981	38,39
P3	$y = 31,551x^{-0,105}$	0,828	31,551	P11	$y = 16,2x^{-0,268}$	0,995	16,2
P4	$y = 69,201x^{-0,233}$	0,869	69,201	P12	$y = 56,372x^{-0,196}$	0,896	56,372
P5	$y = 12,671x^{-0,262}$	0,922	12,671	P13	$y = 12,808x^{-0,361}$	0,983	12,808
P6	$y = 25,767x^{-0,498}$	0,935	25,767	P14	$y = 67,566x^{0,0542}$	0,634	67,566
P7	$y = 13,039x^{-0,097}$	0,89	13,039	P15	$y = 48,298x^{-0,162}$	0,939	48,298
P8	$y = 10,732x^{-0,275}$	0,954	10,732	P16	$y = 17,546x^{-0,222}$	0,941	17,546

Annexe 5 : les équations de l'infiltration cumulées des différents sites

points	Potentiel 0		Potentiel -1	
	Equation	R ²	Equation	R ²
P1	$y = 46,436x^{-0,313}$	0,9341	$y = 19,734x^{-0,478}$	0,9679
P2	$y = 34,157x^{-0,41}$	0,9589	$y = 28,773x^{-0,267}$	0,6723
P3	$y = 36,974x^{-0,556}$	0,9942	$y = 31,551x^{-0,105}$	0,8287
P4	$y = 141,52x^{-0,2}$	0,9091	$y = 69,201x^{-0,233}$	0,8697
P5	$y = 34,059x^{-0,465}$	0,9365	$y = 12,671x^{-0,262}$	0,9221
P6	$y = 81,972x^{-0,368}$	0,9304	$y = 25,767x^{-0,498}$	0,9353
P7	$y = 35,083x^{-0,359}$	0,7681	$y = 13,039x^{-0,097}$	0,89
P8	$y = 20,238x^{-0,547}$	0,9925	$y = 10,732x^{-0,275}$	0,9546
P9	$y = 50,425x^{-0,222}$	0,9555	$y = 44,072x^{-0,11}$	0,9056
P10	$y = 118,71x^{-0,263}$	0,9591	$y = 38,39x^{-0,187}$	0,9819
P11	$y = 19,309x^{-0,248}$	0,9987	$y = 16,2x^{-0,268}$	0,9951
P12	$y = 94,72x^{-0,244}$	0,9656	$y = 56,372x^{-0,196}$	0,8969
P13	$y = 19,658x^{-0,322}$	0,9301	$y = 12,808x^{-0,361}$	0,9832
P14	$y = 77,029x^{-0,192}$	0,9746	$y = 67,566x^{0,0542}$	0,6344
P15	$y = 72,448x^{-0,095}$	0,9048	$y = 48,298x^{-0,162}$	0,9398
P16	$y = 19,251x^{-0,24}$	0,9954	$y = 17,546x^{-0,222}$	0,9416

Annexe 6 : calcul de ksat en cm/h

Les Points	V/t (cm/h) à h1	V/t (cm/h) à h2	q1(cm3/h)	q2(cm3/h)	h1 (cm)	h2 (cm)	ksat (cm/h)
P 01	73,12	26,471	1136,65	411,49	0	-1	3,22
P 02	53,617	44,329	833,47	689,09	0	-1	1,59
P 03	69,00	37,824	1072,60	587,97	0	-1	2,82
P 04	189,39	102,153	2944,06	1587,96	0	-1	7,77
P 05	40,13	16,314	623,77	253,60	0	-1	1,74
P 06	117,28	50,00	1823,07	777,25	0	-1	5,05
P 07	34,43	14,094	535,24	219,09	0	-1	1,49
P 08	26,79	14,371	416,47	223,40	0	-1	1,10
P 09	68,10	50,042	1058,61	777,90	-1	-2	3,25
P 10	155,01	49,01	2409,64	761,86	0	-1	6,91
P 11	25,12	19,91	390,43	309,48	0	-1	0,80
P 12	125,07	72,00	1944,15	1119,24	0	-1	5,03
P 13	20,86	15,19	324,21	236,07	0	-1	0,74
P 14	100,21	60,00	1557,76	932,70	-1	-2	6,64
P 15	76,27	58,255	1185,63	905,57	0	-1	2,56
P 16	26,42	23,263	410,67	361,62	0	-1	0,65

Annexe 7 : Echelle de la salinité en fonction de la CE de l'extrait de patte saturée

CEpatte saturée	Classe de sol
CE ≤ 2 dS/m	Non salin
2 dS/m < CE ≤ 4 dS/m	Légèrement salin
4 dS/m < CE ≤ 8 dS/m	Salin
8 dS/m < CE ≤ 16 dS/m	Très salin
CE > 16 dS/m	Extrêmement salin

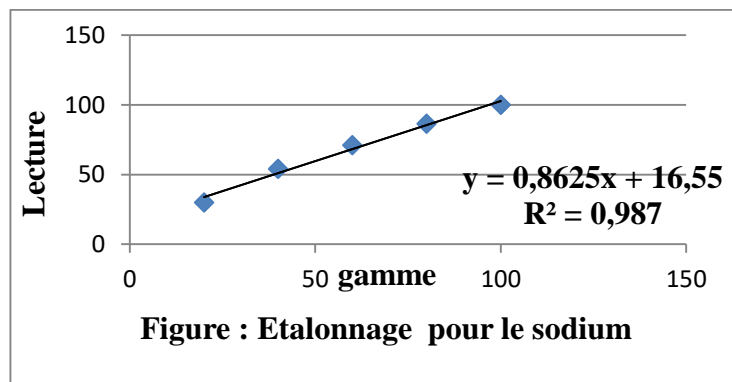
(DURAND, 1983)

Annexe 8: Echelle d'interprétation du pH du sol (Duclos, 1979).

pH eau	Classe de réaction du sol
Inférieur à 5,5	Fortement acide
De 5,5 à 6,5	Acide
De 6,5 à 6,8	Très légèrement acide
De 6,8 à 7,2	Voisin de la neutralité
De 7,2 à 7,5	Légèrement alcalin
De 7,5 à 8,5	Alcalin

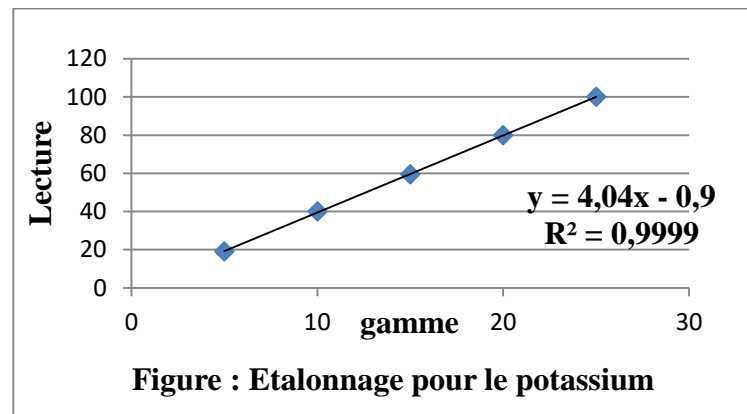
Annexe 9 : résultats d'étalonnage de spectrophotomètre pour le sodium

la gamme	lecture
20	30
40	54
60	71
80	86,5
100	100



Annexe 10 : résultats d'étalonnage de spectrophotomètre pour le potassium

la gamme	lecture
5	19
10	40
15	59,5
20	80
25	100



Annexe 11 : Classes d'intensité du coefficient de variabilité (Nolin et al, 1997).

Intensité de la variabilité	Coefficient de variabilité (%)
Faible	<15
Modérée	15-35
Élevée	35-50
Très élevée	50-100
Extrêmement élevée	>100

Annexe 12 : Interprétation des niveaux de calcaire total et calcaire actif (Achkar, non daté)

Calcaire total (%)	Jugement	Commentaires
0	Nul	-
<0-1	Très faible	Aucun risque de chlorose
<1-4	Faible	Aucun risque de chlorose
<4-10	Moyenne	Risque de chlorose très faible
<10-15	Moyernement élevé	Risque de chlorose faible
<15-30	Elevé	Risque de chlorose important
<30-45	Très élevé	Très fort risque de chlorose, éviter toutes les cultures sensibles au calcaire, en arboriculture fruitière et viticulture, utiliser les portes greffes résistants. Risque de déficience en oligo-éléments (Cu, Zn, Fe, B, et Mn), sauf pour le molybdène.
>45	Excessivement élevé	
Calcaire actif (%)		
<0-3	Faible	Risque de chlorose très faible
<3-7	Moyenne	Risque moyen de chlorose
<7-15	Elevé	Risque élevé de chlorose, il faut faire des apports foliaires en oligo-éléments Cu, Zn, B, Fe, et Mn.
>15	Très élevé	Risque très élevé de chlorose, éviter toutes les cultures sensibles au calcaire, en arboriculture fruitière et viticulture, utiliser les portes greffes résistants. Risque de déficience en oligo-éléments (Cu, Zn, Fe, B, et Mn), sauf pour le molybdène.