

RÉPUBLIQUE ALGÉRIENNE DÉMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE



**Université de El Hadj Lakhdar
- Batna -**



Faculté des sciences
Département d'agronomie

Mémoire
Pour l'obtention du diplôme de Magister en Sciences Agronomiques
Option : Phytotechnie

**Présenté par :
Lalmi Abdelmadjid**

***Evolution des caractères physiques et mécaniques d'un sol
argileux sous irrigation du périmètre de l'ITDAS d'El-Outaya
(W. BISKRA).
Incidence sur le travail du sol.***

Devant la commission d'examen :

Pr BENSAID. R

Prof. De l'Université de Skikda.

Président

Dr BENSAD.A.

Maître de conférences U. Batna.

Rapporteur

Pr HALITIM. A.

Prof. de l'Université de Batna.

Examineur

Dr BENTOUATI.A.

Maitre de conférences U. Batna

Examineur

2008 / 2009

RESUME

Les sols constituent une ressource naturelle non renouvelable. La préservation de leur usage productif, a une fonction environnementale et écologique. La prise en compte de leur rôle dans l'utilisation constitue un enjeu pour le développement durable. Le développement de l'irrigation dans la plaine d'El-Outaya, W.de Biskra a pour objectif d'intensifier la production ; hélas, les résultats sont loins se qu'on espère.

Le comportement mécanique d'un sol en fonction de l'humidité peut être caractérisé par ses limites d'ATTERBERG. Leur variation est fonction de la texture. L'utilisation des limites d'ATTERBERG peut se faire en matière de stabilité structurale et en matière de travail du sol. L'argile est considéré l'élément le plus influant, le sable et le limon de moindre importance, par contre la matière organique comme élément compensateur. Les dépôts de sel à la surface des sols et son évolutions dans les horizons en profondeur sont dus au mauvais drainage provoqué par les systèmes d'irrigation techniquement mal conçus et mal contrôlés, le manque de lessivage du à la couche profonde d'argile très compacte et aux façons culturales non appropriées et à l'évapotranspiration intense.

Plusieurs études ont montré que certaines propriétés physiques et mécaniques subissaient des modifications sous l'influence des facteurs écologiques et humaines. Il serait important de voir comment ces modifications peuvent influencer non seulement sur la stabilité structurale et ses arrangements qui existent au champ lorsqu'ils sont soumis à l'action physique et mécanique de l'eau par humectation et par chocs des gouttes de pluies ou projeter par aspersion, mais aussi par les façons culturales non appropriées à un sol argileux sensible à la désagrégation en zones arides.

L'étude de changement du sol sous l'effet de la mise en culture a mis en évidence une dégradation importante de la stabilité structurale dès la fin des travaux, en zone aride particulièrement au périmètre de l'ITDAS. L'importance de cette dégradation peut être appréciée en observant les valeurs de l'indice d'instabilité structurale I_s , et du coefficient de perméabilité K après la mise en culture suivit de la jachère. On enregistre à la suite de la mise en jachère de la parcelle une diminution d' I_s traduisant une augmentation de la stabilité structurale, dont l'importance décroît de la surface vers la profondeur. La remontée de matériel profond plus argileux mais de faible stabilité conduit à une élévation des valeurs d' I_s et une diminution du coefficient de perméabilité K .

L'étude des processus de dégradation et l'analyse des caractères physiques et mécaniques de ces sols permet de déceler une méthode de réorganisation de ces facteurs ; et donc de définir un processus d'amélioration de la stabilité structurale du sol qui est un facteur de développement de l'agriculture.

ملخص

إن الأتربة من الموارد الطبيعية لا تخلف المحافضة على استعماله الانتاجي ووظائفية المحيطية والبيئية 0 الاخذ بعين الاعتبار الوظائف في استعمال الأتربة تتمثل في اهميت التطور المستميد 0 إن التطور السقي يا لرش بسهل دائرة لوطاية ولاية بسكرة ذات أهداف الزيادة في الإنتاج لكن النتائج بعيدة عن ما كان يزجوه الفلاحين 0

التفاعل المكنيكي للتربة بأسباب الرطوبة تخصص لحدود انابارقو 0 فتغيرات الرطوبة لها علاقة ببنية التربة 0 ثم إن استعمال اطبارق يستعمل لاهمية التركيب التربة و خدمتها 0 ان الصلصال يعتبر أهم عنصر المثير وان الرمل والطيني فان تأثيرهما ضعيف وان المادة العضوية تعتبر عنصرا معوض ذات اهمية 0 والملح المنتشر على سطح التربة ونشئه في طبقات العميقة لتربة تتسبب عدم صرف المياه الزائدة وعدم معرفة التقنيات الضرورية لهاذا وعدم ترشيح المياه بسبب طبقات الصلصال السفلي ضعيف النفوذية والخدمات الفلاحية الغير المتقنة وكثافة تبخر الماء لدليل على انتشار هاده الأملاح 0 لقد تبين من خلال مجموعة من الأبحاث أن بعض الخصائص الفزيائية والميكانيكية تحصل لهم تحولات تحت تأثير العوامل البيئية والانسانية 0

يستلزم أن ننظر كيف تحدث هاده التحولات التي تستطيع أن تؤثر على تركيب التربة ونشئها القائم في الطبيعة حينما تكون تحت تأثير فزيو--مكنيكي من طرف الماء عن طريقة قطرات ماء المطر أو المرش وأيضا الخدمات الفلاحية الغير المتقنة لتربة طينية حساسة لتشتيت تركيبها في منطقة شديدة الجفاف 0

البحث في نشئ التربة تحت تأثير فلاحات زراعية يظهر من خلالها تدهور هام لتركيب التربة بعد نهاية الإشغال الفلاحية في المناطق الجافة 0 واهم هذا التدهور يثبت حينما نلاحظ نتائج مؤشر ثبوت التركيب التربة ومعامل الترشيح 0 ونسجل في الفطرة بعد نهاية الدورة الفلاحية بان المؤشر يرتفع بحيث يبين أن التركيب التربة كونه ضعيف وان اهمية هذا المؤشر يزداد مع عمق الأتربة 0 في حين نلاحظ أن I المعامل الترشيح ينخفض 0

إن دراسة الأساليب التدهور التربة والتحليل للخصائص الفزيو--مكنيكية للأتربة تسمح لنا بتعريف 0 المنهج الملائم لتنظيم هذه العوامل وطريقة تحسين تركيب التربة التي تعتبر العامل الاساسي لتطور الفلاحة 0

إن علم البيئة الفلاحية وفلاحة الملائمة في المناطق ذات التربة المالحة تعتبر سبل لتحسين تركيب الاراضي الجافة 0

DEDICACE

A mes regrettés parents : père et mère pour leurs sacrifices et leurs efforts consentis durant toute leur vie, et ont espéré voir un jour heureux.

A ma regrettée grand-mère qui a été mère et parente proche qui m'a élevé et qui a été toujours omniprésente durant toute sa vie.

A ma femme et mes enfants : Abdel adhim, Abdel jalil, Abdel hak et Abdel errahim et ma fille Oum-el kheir.

A mes frère et sœurs, à ma tante, pour leur aimable pensée de toujours.

A toute ma famille et ma belle famille réunies,
Je dédie ce travail.

Abdelmadjid.L.

REMERCIEMENTS

A l'issue de ce modeste travail, je tiens tout particulièrement à remercier Monsieur Halitim Amor professeur à la Faculté des Sciences à l'université de Batna, pour avoir accepté de co-diriger avec beaucoup d'attention et de soin ce mémoire. Je lui suis très reconnaissant pour sa disponibilité, sa bienveillance et son soutien morale, et d'avoir prêté un intérêt constant au sujet de ce modeste travail. Je lui dois beaucoup pour le contenu du travail présenté, pour ses critiques constructives et son aide aux différentes entraves rencontrées, pour sa gentillesse et ses qualités scientifiques et humaine.

Je remercie vivement Monsieur Bensaad Ammar, maitre de conférences de l'université de Batna pour avoir accepté de diriger ce modeste travail tout le long de sa réalisation. et Monsieur Bensaid Rabah maitre de conférences à l'université de Batna pour le soutien morale qu'il m'a toujours préservé, je lui porte ma gratitude pour avoir accepté de présider ce jury, pour son encouragement inestimable et le soutien qu'il m'a apporté. Mes sincères remerciements vont également à MM Oudjhih Bachir Professeur à l'Institut Agronomique de l'université de Batna, Dr Lammari pour leur enseignements, leur précieux conseils, leur soutien, pour leur aide psychologique, notamment pour les problèmes scientifiques.

Qu'il me soit permis d'exprimer ma profonde gratitude à Monsieur Bentouati Abdallah maitre de conférences de l'Institut Agronomique de Batna, pour m'avoir conseillé avec beaucoup de pertinence, toute fois que je le rencontre et pour avoir accepté d'examiner ce modeste travail. Il m'a bien aimablement encouragé à m'engager sans complexe

Mr Boukaaboub chargé de cours qui a incessamment soutenu et m'a conseillé de faire preuve de solide morale face à toute préoccupation négative. Je tiens à remercier aussi très chaleureusement tout le personnel du post-graduation du département d'Agronomie, Dr Bentouati Abdallah maitre de conférences au début, ensuite Mr Abdedaim Chargé de cours à l'université de Batna pour m'avoir encouragé ensuite soutenu administrativement pendant tout le parcours à la réalisation de ce travail.

Je tiens à remercier Mlles Bouhidel N; et Kherchouche, toutes deux chargées de cours pour l'intérêt qu'elles ont porté à l'égard du travail, leur gentillesse, leur soutien psychologique. Qu'elles veillent bien trouver l'expression de ma profonde reconnaissance.

Je remercie également Mr Bensid Z. Charge de cours au département d'agronomie de Batna et chargé de la pédagogie, pour ses conseils non négligeables durant toujours. Je le salue solennellement.

Sans oublier messieurs Berguia B et Zeroual B qui s'occupent respectivement de la scolarité et du matériels agricoles qu'ils trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude pour m'avoir soutenu tout le long de ce travail. Ainsi que le chauffeur Si El Houes bien entendu. Messieurs les directeurs des services agricoles De Biskra (DSA) et de l'ITDAS de Ain Ben Noui en particulier, pour l'accueil qu'il nous a été réservé surtout les responsables de la direction de la de l'agriculture de la Daïra d'El-Outaya (W. de Biskra), pour l'aide technique et l'importance des renseignements fournis, en l'occurrence MM Djabalia S, Bensmaine B. Djamel. Daas.

Je tiens à remercier tous le personnel de laboratoire MM Hadji N; Bouamra A ainsi que tous leur collaborateurs du département d'agronomie de Batna

. Je remercie également Mr Djaaba A de l'Institut de Technologie Forestière de Batna pour l'aide précieuse qu'il m'a apporté à préparer en partie des données de mon travail qui ne saurait être mené à bien sans sa précieuse intervention. Je ne pourrais oublier de remercier Mesdemoiselles Khatier Nadia spécialité forêt et Zireg Salima spécialité Ecologie, option Ecosystème forêt; toute deux de l'ITF de Batna pour leurs conseils, leurs suggestions et leurs encouragements.

Tous mes bien sincères remerciements vont aussi à MM Djeghaba, Athama,, Mehmahi et Khammari J'exprime mes profonds respects et toute ma gratitude à tout le personnel administratif du Département d'Agronomie, Faculté des Sciences, université de Batna. Je dis un très grand merci à tous mes collègues enseignants du département d'Agronomie, de l'ITF de Batna ainsi que ceux de l'IST de l'université de Batna : DR Yahiaoui AEW. Maitre de conférences et Debbache D Chargé de cours. pour leur sensible sentiment qu'ils portaient à mon égard.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE

1^{ière} PARTIE:

**PRESENTATION DES FACTEURS DE DEGRADATION
DE LA STRUCTURE DES SOLS AGRICOLES:**

*LE TRAVAIL DU SOL
LES CARACTAIRES MECANIQUES DU SOL
L'ARIDITE ET LA SECHERESSE
L'IRRIGATION DU SOL
LA SALINISATION /L'ALCALINISATION DES SOLS AGRICOLES*

2^{ieme} PARTIE :

**LOCALISAION DE LA REGION D'ETUDE ET PRESENTATION DU
PAYSAGE ENVIRONNANT:**

*ETUDE GEOLOGIQUE DE LA REGION D'EL-OUTAYA
ETUDE GEOMORPHOLOGIQUE DE LA PLAINE
ETUDE PEDOLOGIQUE ET HYDROPEDOLOGIQUE DES SOLS DE LA PLAINE
D'EL-OUTAYA
ETUDE CLIMATOLOGIQUE DE LA PLAINE D'EL-OUTAYA ET DES PAYSAGES
ENVIRONNANTS.*

3^{ieme} PARTIE :

METHODE –RESULTATS ET INTERPRETATION

*ANALYSE DES CARACTERES PHYSIQUES ET CHIMIQUES DES SOLS DU PERI-
METRE DE L'ITDAS
ANALYSE DES CARACTERES CHIMIQUES DE L'EAU DE LA NAPPE
ETUDE DES CARACTERISTIQUES MECANIQUES DES SOLS DU PERIMETRE DE
L'ITDAS*

- *ETUDE DES LIMITES D'ATTERBERG*
- *ETUDE DE LA STABILITE DES SOLS DE L'ITDAS*
- *ETUDE DE LA PERMEABILITE DES SOLS DE L'ITDAS*

CONCLUSION GENERALE ET RECOMMANDATIONS

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ANNEXES

CHAPITRE I

LES FACTEURS DE DEGRADATION DE LA STRUCTURE DES SOLS. (Etude bibliographique)

INTRODUCTION

I TRAVAIL DU SOL

II LES CARACTERES MECANIQUES DU SOL.

**III LES FACTEURS AGRAVANTS
DE LA DEGRADATION DU SOL
ARIDITE/ SECHERESSE.**

**IV IRRIGATION : FACTEURS
ANTHROPIQUE DE DEGRADATION DE LA STRUCTURE DU SOL.**

**V SALINISATION.
ALCALINISATION.**

INTRODUCTION:

La prise de conscience concernant le développement rationnel des ressources naturelles a pour but une production agricole durable et une meilleure protection de l'environnement. Nous assistons à une croissance démographique rapide dans les pays en voie de développement en particulier l'Algérie, et qui entraîne des pressions importantes sur les ressources de la terre, surtout sur les terres au potentiel agricole adapté. Toutefois, des programmes et des politiques qui sont envisagés depuis quelques temps la mise en valeur des plaines et des terres en zones arides et semi-arides doivent être soigneusement élaborés et mis en place afin d'éviter les dégâts nuisibles qui peuvent survenir aux ressources de base du sol. La dégradation du sol est une contrainte économique et écologique majeure entraînant les rendements faibles des cultures et un niveau de vie peu élevé contribuant à la famine et à la malnutrition.

La gestion durable du sol est un point essentiel pour maintenir les ressources en sol et préserver l'environnement dont les chercheurs et les spécialistes des sols doivent prendre pleinement conscience afin de faire face aux différents processus de dégradation des sols.

Dans les régions arides, et hyperarides, l'agriculture irriguée est souvent peu productive en dehors de quelques périmètres où l'on applique des techniques modernes à cause notamment du manque de technicité des agriculteurs et de la salure des eaux et des sols. Ce qui se traduit par des doses d'irrigation insuffisante (Besoin étant de 0.8xETP) très excessives, l'absence générale de drainage artificiel, d'où l'excès l'hydromorphie et /ou de salure, Un faible taux de matière organique, un faible développement des cultures fourragères.

Dans ces régions où le climat rend l'irrigation nécessaire à toute mise en culture, exige une maîtrise des ressources en eau suivant le cas, et en fonction des conditions environnementales; les sols contiennent des sels en quantité plus ou moins importante.

Dans les sols, la présence d'éléments en solution est la source des éléments nutritifs pour la plante. Cependant avec l'augmentation de la quantité des sels dissous apportés par les eaux aussi bien en qualité qu'en quantité, le développement de la plante est affecté induisant la baisse des récoltes. Les facteurs de la formation des sols salés sont nombreux, ils peuvent être purement climatiques (la température, le niveau de précipitation, absence de drainage ,composition de la roche mère) ou induites par l'homme (utilisation de l'eau saline de l'irrigation (SALIM et TESSIER,1998).

Le climat exerce une influence sur la formation et l'évolution des sols. En effet lorsque l'aridité agit, les sols sont moins développés, moins lessivés et la profondeur où se trouve l'horizon calcaire diminue. Les dépressions mal drainées se caractérisent par des sols salés et ou /sodiques. Les problèmes soulevés par la salinité du sol et de l'eau sont les plus fréquents et les plus aigus dans les régions arides, ils résultent de la forte évaporation, de la précipitation des sels dans les sédiments et la contamination des eaux souterraines Ces sols, selon leurs caractéristiques chimiques et physico-chimiques peuvent être salins, sodiques ou salino-sodiques. La forte teneur en sodium échangeable peut avoir un effet sur les propriétés physiques de ces sols.

L'irrigation se pratique là où les apports naturels d'eau ne suffisent pas à assurer la croissance des végétaux .C'est dire qu'elle joue un rôle très important dans les régions arides, caractérisées par des précipitations faibles et irrégulières, des températures, des taux d'évaporation élevés durant l'Eté ou tout le long de l'année et un faible taux d'humidité atmosphérique et des vents souvent chauds et forts.

Pour comprendre la pratique de l'irrigation, il est essentiel de bien connaître les rapports entre les végétaux et l'eau du sol. La circulation de l'eau à l'intérieur du sol dépend du taux d'infiltration de l'eau de pluie dans le sol, la réduction l'humidité du sol au dessous de la capacité capillaire (p F 4,2) conduit à un flétrissement des plantes. La quantité d'eau prélevée par une plante dépend des caractéristiques et de l'état dynamique de l'eau qu'elle contient, du potentiel hydrique à la surface des racines. C'est la transpiration à la surface des feuilles qui provoque l'ascension de l'eau à l'intérieur de la plante.

L'irrigation est considérée comme un moyen de compensation, comme un moyen de production de biomasse végétale et surtout comme moyen de changement de la qualité des sols du point de vue chimique, physique et biologique. C'est pourquoi, on considère que la salinité (salinisation /Sodisation) n'est autre qu'une conséquence d'une irrigation mal conçue et mal contrôlée, associée aux conditions naturelles très rudes et au mauvais réseau de

drainage, voire inexistant. Les nappes phréatiques sont alimentées par les pluies saisonnières et souvent en équilibre instable. Elles sont facilement contaminables en particulier lorsqu'elles sont soutirées de façon trop intense au moyen de pompes. Leur utilisation rationnelle doit être prudente car il se trouve que beaucoup d'entre elles sont aujourd'hui salinisées par la contamination des eaux d'irrigation sans drainage et sans lessivage. Il se trouve que de nombreux propriétaires ont abandonné leur périmètre agricole à causes de la baisse de production des cultures.

On connaît les conséquences de l'utilisation incontrôlée de ces eaux sur la salinisation et la Sodisation des sols (LOYER, 1991), Sachant déjà que des eaux de bonne qualité comme celles du fleuve Sénégal qui titrent 50 mg/l de sels, apportent pour une dose d'irrigation de 10 000 m³ d'eau, 500 kg de sel à l'hectare, on imagine les apports des eaux marginales. Ils ont été calculés par exemple pour la basse Moulouya (MATHIEU, 1979) et exprimés pour les différents ions : avec seulement 5 000 m³ d'irrigation par hectare, ces eaux à 700 mg/l apportent en kg: Calcium 230 Chlorures 675, Magnésium 310, Sulfates, 1365, Sodium 425, Carbonates 670, Potassium 17 Bicarbonate 670.

L'irrigation mal maîtrisée, l'absence de drainage, l'aridité du climat accompagnée d'une forte évaporation de l'eau avec un assolement bisannuel ; jachère-culture, provoquent une salinité secondaire des sols et la remontée de la nappe phréatique (BOUTEYRE, 1992 in SALIM et TESSIER, 1998). Lorsque tel est le cas, la conductivité électrique CE de la nappe phréatique varie de 1 MS-cm⁻¹ à plus de 100 MS-cm⁻¹. La salinité affecte des surfaces plus importantes ; lorsque la conductivité électrique de l'extrait de pâte saturée dépasse 30 MS-cm⁻¹ les terres agricoles deviennent impropres et sont abandonnées par leur propriétaire.

Le travail du sol est considéré comme un agent de l'évolution de la structure du sol et un ensemble d'opérations à mettre en œuvre pour produire de la production végétale. La structure modifiée par les façons culturales et la texture du sol influent sur la perméabilité et leur capacité de rétention. Les caractéristiques chimiques et physiques des sols et la circulation des solutés c'est à dire des sels solubles sont étroitement liés.

Le type et la fréquence du travail du sol dépendent notamment de certains facteurs ; du type de sol, de la culture, de la source énergétique disponible, de la taille du système de production et de la variété d'outils de travail du sol.

Le système de travail du sol joue un rôle très important pour la mise en valeur des terres, et l'augmentation de la production agricole. Son effet dépend non seulement de l'acquisition de tracteur et d'instruments, mais surtout du système de travail du sol que l'on applique selon :

- *les différents types de sol
- *le choix d'outillages appropriés
- * la formation de techniciens qui utilisent l'équipement
- * l'époque correcte des opérations.

L'étude de l'action des outils sur le sol nécessite la connaissance des propriétés générales de ce matériau vis à vis des actions mécaniques C'est en partie le thème de notre présente étude. Les différents objectifs que peut poursuivre le travail du sol sont rassemblés en quatre groupes :

- *destruction de la végétation adventice
- *enfouissement et mélange à la masse de terre de semence, de débris végétaux, amendement et engrais
- *contrôle de la circulation d'eau dans le sol
- *création de maintien d'un état structural favorable à ;
 - la germination
 - l'installation
 - et au bon fonctionnement

L'évolution de la structure du sol induit par les outils est toujours plus brutale que celle qui découle des agents naturels. Les outils agissent selon le type de sol, le climat, la couverture végétale, l'état structural initial. La façon dont un sol réagit aux facteurs naturels est une condition fondamentale du travail de sol.

L'étude de l'action des outils sur la terre nécessite la connaissance des propriétés générales de ce matériau vis à vis des actions mécaniques. Les propriétés mécaniques des couches supérieures du sol changent rapidement en fonction du taux d'humidité du sol et de la densité, c'est-à-dire de sa texture et de structure. Pour mieux comprendre ces changements,

on utilise la maniabilité du sol pour exprimer les variations d'humidité entre lesquelles le sol peut être labouré efficacement (les limites d'ATTERBERG).

Cette région est caractérisée par des eaux et des sols à forte salinité. Les nappes jouent un rôle primordiale dans la salinisation des sols surtout les couches les plus proches de la surface du sol. Parmi les facteurs qui participent a la salinité des sols de la plaine , les eaux d'irrigation, l'aridité accrue de la région caractérisé par évapotranspiration très intense par suite , une remonté capillaire de sels dissous qui se répandent en partie en surface du sol. L'objectif de notre travail est d'analyser le comportement des sols aux actions de l'eau d'irrigation d'un côté, et à l'outil de travail d'un autre côté.

Le manuscrit présenté comprend les chapitres suivants:

- Chapitre I: les facteurs de dégradation des sols (Etude bibliographique).
- Chapitre II: Localisation et caractérisation physique de la zone de région d'étude.
- Chapitre III: Méthodologie et résultats-interprétation.
- Conclusion générale.

I- LE TRAVAIL DU SOL:

Sachant qu'une opération culturale accroît la porosité totale, cependant, les fragments qui ont été au contact des pièces travaillantes sont souvent plus compactes qu'ils ne l'étaient avant. Lorsqu'elles sèchent, les mottes compactées deviennent très cohérentes et difficiles à briser ensuite. Lorsqu'interviennent des compacités; elles peuvent conférer au terrain une certaine résistance temporaire à la battance.

1) LES TYPES DE LABOURS ET RELATIONS SOL-OUTIL

On distingue cinq types de labour:

- Les labours moulés à arêtes vives:

Dans le cas d'un labour sans rasette, les bandes de terre conservent leur section rectangulaire. A la base subsistent des espaces triangulaires. S'ils sont bien orientés, ils permettent une circulation facile de l'air et de l'eau. (DALLEINE, 1961). C'est un type de labour qui nécessite une terre plastique mais peu collante, une charrue peu brisante et une vitesse lente et un coutre. (ATTERBERG, 1912. ELIARD, 1979).

- Le labour anguleux :

C'est aussi un labour moulé. Les bandes de terre sont un peu arrondies mais toujours continues. Ces labours résultent d'une dislocation partielle de la bande de terre. La terre fine formée lors de cette dislocation se retrouve moulée et lissée par la pression des pièces travaillantes (HENIN et DALLEINE, 1961; HENIN, 1944; PERIGAUD, 1964; ELIARD, 1964).

- Le labour arrondi :

Pour ce type de labour, la bande de terre primitive est complètement disloquée formant des petites mottes qui créent, en retombant, des surfaces arrondies (ANONYME, 1974.). Ce labour est obtenu dans un matériau peu plastique avec une charrue assez brisante à vitesse assez lente. Ce labour engendre une circulation de l'eau et de l'air (DALLEINE, 1973; MONNIER, 1973; HUARD, 1984 in AFFEISSA, 2000).

- Le labour triangulaire

Ce labour s'observe avec une charrue brisante et une vitesse lente, mais dans un matériau peu cohérent (texture sableuse). Il se forme une terre très fine qui retombe du versoir, prend la forme d'un talus d'éboulement. Il n'y a plus de galerie à la base (HENIN et DALLEINE, 1961; DETRAUX, 1979 in AFFEISSA, 2000)

- Le labour jeté:

Il est caractérisé par une surface travaillée plane (pas de sillon). Cette surface est constituée de terre fine ou de petites mottes. (HENIN, 1944; HUARD in AFFEISSA, 2000; DALLEINE, 1961). On l'obtient avec une charrue brisante à vive allure (DALLEINE, 1961 in AFFEISSA, 2000; ANONYME, 1974).

D'après l'aspect de la surface du sol, un classement intéressant des labours non moulés qui fait intervenir la position des éléments les plus fins dans le profil. L'échelle va du labour jeté où la terre fine est en surface au labour motteux avec de la terre fine au fond (HENIN et DALLEINE, 1961).

La position de la terre dépend de la vitesse. A vitesse élevée elle est projetée au loin, à vitesse lente, elle tombe en fond de raie.

Inclinaison des labours

Une caractéristique importante des labours, l'inclinaison des bandes de terre (labour moulé), en l'absence de rasette, même dans les labours motteux l'inclinaison du labour détermine la présence des matières organiques qui étaient en surface. Ce qui est important pour l'évolution de la matière organique et pour l'enracinement de la future culture (HENIN, 1944. DALLEINE, 1961).

Selon (DALLEINE, 1961; HENIN et DALLEINE, 1961; DUNGAS, 1973; DETRAUX, 1979 in AFFEISSA, 2000), on distingue deux cas extrêmes :

* Le labour retourné :

C'est le cas le plus favorable puisque la matière organique va former un lit continu au fond du labour.

• Le labour piqué:

Dans ce cas, la bande de terre se repose verticalement, et il existe un intervalle entre deux bandes dites consécutives. C'est une disposition idéale pour permettre à l'eau de s'infiltrer et de s'écouler si la pente est favorable.

Entre ces deux extrêmes, on considère deux types de labour:

+ Le labour dressé dont la bande de terre fait avec l'horizontale un angle entre 45° et 90°, il est assez ouvert et a un fond de raie favorable à la circulation de l'eau.

+ Le labour couché : pour ce type de labour, la bande de terre fait avec l'horizontale un angle compris entre 0° et 45°. Il est fermé sauf s'il y a des grosses mottes, il serait défavorable à la circulation de l'eau et à l'aération.

Le choix de tel ou tel type de labour dépend de l'objectif agronomique affecté à cette opération dans des conditions particulières de chaque parcelle de l'exploitation. En effet, il est en fonction de la formule $\sin a = P/L$ (DALLEINE, 1961 in AFFESSA, 2000).

"a" l'inclinaison de la bande de terre

P la profondeur de travail du sol

L la largeur de la bande de terre

2) LE COMPORTEMENT DE LA TERRE SOUS L'OUTIL:

Dans les conditions de labour moulé la terre subit une dislocation au contact des pièces travaillantes. Dans le cas des terres peu plastiques et de versoir à angle ouvert, la terre s'éclate en amont du sol et il se produit de la terre fine; Elle s'accroît du fait des frottements des mottes. Il se constitue un mélange de mottes et de terre fine. Si la progression est lente, la terre fine se sépare et tombe au fond de raie et les mottes se déposent au dessus. Si la vitesse est élevée la terre fine jaillit du versoir et se répartit à la surface et les mottes tombent au fond de raie (MAZON, 2004 ; ANONYME, 1974).

Dans les conditions humides la terre fine a tendance à se compacter et à se mouler.

3) LE LABOUR EN RELATION AVEC LE SOL

Les propriétés mécaniques du sol sont importantes pour le labour, parmi lesquelles la consistance est l'une des plus apparentes, peuvent fortement varier en fonction du taux d'humidité et de la densité. Ces conditions mécaniques du sol peuvent engendrer des problèmes lors des labours:

-terre très molle

-terre trop compacte (besoin d'énergie) (ANONYME, 1974).

La limite de consistance, l'étendue et la limite de maniabilité montrent que la consistance de la terre est un facteur influençant fortement les opérations de travail du sol.

La maniabilité indique l'adaptation du sol au labour ou la facilité des opérations de travail de sol. L'étendue de la maniabilité optimale est exprimée en taux d'humidité ; elle est bonne quand cette étendue est importante (limites d'ATTERBERG). C'est l'état de sol à un moment donné, qui déterminera si on peut labourer le sol ou non sans l'endommager. La décision dépend de la maniabilité du sol et de la circulation d'engins de travail (c'est à dire la capacité du sol à supporter le poids d'un tracteur, et des machines) (MODARESSI, 2004 ; MEDJERAB, 1999 ; MAZON, 2004).

En règle générale on parle de maniabilité maximale lorsque le taux d'humidité se situe autour de 60% de la capacité au champ qui est défini comme le taux d'humidité du sol saturé après ressuyage de 24 à 48h. Le taux d'humidité est considéré optimal quand :

-l'effort nécessaire est peu important à l'opération

-l'effet désiré est le plus important.

Dans la pratique deux points ne coïncident pas : les résultats obtenus après étude du sol ne peuvent contenir les informations sur la maniabilité mais sur les données de texture du sol qui peuvent indiquer le type de comportement (composition granulométriques). L'étendue de maniabilité du sol pris en masse est plus que celle des sols dits normaux. L'énergie disponible et le matériel adéquat sont les facteurs critiques pour déterminer la limite de maniabilité des sols (HOOGMOED, 1993 ; MAZON, 2004).

CONCLUSION:

Les principaux facteurs de variation des résultats de travail du sol selon (HOOGMOED,1993 AFFESSA,2000; AVENARD et TRICARD,1964) sont:

° La façon dont la terre se comporte quand l'humidité varie. Ce qui nécessite la connaissance de la texture (analyse granulométrique) associée à des mesures des indices d'ATTERBERG;

°La caractéristique du corps de la charrue, la forme du versoir et de l'angle qu'il fait avec la direction d'avancement.

°La présence ou l'absence des coutres et des rasettes et leur forme.

°La vitesse d'avancement possible.

°Les réglages

On peut agir sur les trois derniers points ainsi que sur l'humidité à laquelle on peut travailler en choisissant la date du travail en fonction des conditions.

II CARACTERISTIQUES MECANIQUES DU SOL

A) CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DU SOL

1) INTRODUCTION

Les activités liées au travail du sol impliquent la manipulation des matériaux de sol qui sont donc les facteurs déterminants : les besoins , les possibilités et le choix des opérations ou systèmes de travail du sol (ANONYME, 1974 ; FARROUK,1999 . Il est donc important de connaître les caractéristiques du sol.

La formation du sol comprend un nombre important de processus (désagrégation, lessivage, éluviation, podzolisation, calcification, formation de gley) influencés par la roche mère, le climat, les organismes, le relief et le temps. La formation du sol est un processus lent et en général les activités du travail du sol influenceront sur ces processus ainsi que les mouvements de l'eau sont affectés (lessivage important, évaporation importante) , de grosses quantités de matériaux sont transportées par des activités de travail de sol ; comme le labour en pente ou des processus comme l'érosion hydrique et érosion l'éolienne.

2) CARACTERISTIQUES LIEES AU TRAVAIL DU SOL :

Les caractéristiques suivantes peuvent avoir un rapport avec les opérations de travail du sol :

- * la présence des horizons du sol
- * la texture
- * la structure
- * les propriétés chimiques.

De ces caractéristiques, la texture et les propriétés chimiques sont fixes et ne peuvent être modifiées par le travail. Par contre les horizons de sol peuvent être modifiés par les opérations de labour profond. Toutefois le travail du sol influence fortement la structure du sol.

Le travail du sol exerce une pression sur le système "sol", celle-ci est appliquée pour créer une tension dans la matrice du sol. Les pressions dépendent des dimensions de la surface de contacts outil / sol ; c'est dire qu'elles varient en amplitude et en directions choisies. La façon dont le sol réagit aux pressions détermine l'effet des opérations de travail du sol.

On distingue les types de réactions suivantes (ANONYME ,1974 ; ADLEN,2002 ; GUYOT,2004 ; HARRY et al,1965) :

- \$ Compactage (réduction de volume...
- \$ Coupe
- \$ Formation d'un plan de cisaillement
- \$ Transport
- \$ Déformation (destruction de la structure grumeleuse ...

a) *LE COMPACTAGE* : Il aura lieu si le sol est sujet aux pressions et que la résistance à la réduction du volume est moins importante que l'énergie nécessaire pour un mouvement plastique ou autre réaction . Le travail par sa durée, peut compacter un sol cohésif (argile)

alors qu'un sol à structure particulière (sable) sera compact par des vibrations ou un tassement de particules. Il aura lieu quand le sol subit l'action de rouleaux ou de roues de tracteurs.

b) LA COUPE : Elle aura lieu au cours du travail du sol, elle fait partie des opérations comme les labours rotatifs, et le désherbage. Les faits déterminants sont :

- * la vitesse et l'angle de coupe du tranchant ou de l'instrument.
- * Si l'angle est trop large il entraîne le compactage.

c) LA FORMATION D'UN PLAN DE CISAILLEMENT : Si le taux d'humidité du sol est favorable, la pression peut provoquer la formation de fissures et le morcellement consécutif des mottes. Selon l'intensité de labour, il peut y avoir de grosses mottes (labour de sols secs à faible intensité) ou de particules fines (labour rotatif, à haute intensité).

d) LE TRANSPORT DES FRAGMENTS : Des particules de sol sont transportées d'une façon ou d'une autre au cours de chaque opération de travail de sol. Le transport peut être voulu pour obtenir une configuration spécifique à la surface (nivellement ou formation billons).

Dans certains cas, il peut avoir des conséquences négatives (mottes écrasées et ou fractionnées, sous la pression d'un engin).

e) LA DEFORMATION : Elle doit être évitée parce qu'elle détruit la structure grumeleuse du sol. Dans tous les cas, la déformation est négative. Le sol devient dense et plus dur après séchage, causant de sérieux problèmes de perméabilité à l'air et de résistance à la croissance racinaire (AVENARD et TRICARD, 1961). Il faut savoir que la déformation n'a lieu que lorsque le sol est dans la phase de consistance plastique.

3) INDICATEURS INFLUENCANT LE TRAVAIL DU SOL SUR LA STRUCTURE DU SOL :

LES CARACTERES MECANIQUES

On distingue plusieurs indicateurs qui influencent le travail du sol au niveau de la structure du sol (HENIN, 1976 ; HOOGMOED, 1993 ; BENSSAAD, 1993) :

- * La densité apparente, * La porosité, * Les propriétés de rétention de l'eau
- * La conductivité hydraulique dans le sol saturé et non saturé, * La perméabilité à l'air
- * La stabilité structurale * La résistance à la pénétration, * Le collage.

La densité apparente et la porosité : Les opérations de travail du sol provoquent en général à la fois un ameublissement et un compactage du sol. La densité apparente (généralement exprimée en g/cm^3) indique l'état ou la condition du sol. La porosité (pourcentage d'un certain volume de sol occupé par l'eau et par l'air) peut être calculée à partir de la densité apparente si la densité des particules est connue. Les changements intervenant dans la densité apparente sont aussi utilisés comme indicateurs du comportement du sol soumis à la pression des tests de compactage.

Les propriétés de rétention d'eau : La matrice du sol est un système complexe composé d'agrégats et de particules de taille et de forme différentes. L'eau est retenue dans ce système de sol par des forces qui dépendent du diamètre et de la forme des pores. Le rapport entre la force de rétention et le taux d'humidité du sol est généralement exprimé par une courbe, appelée courbe pF. Le travail du sol aura principalement une influence sur les pores plus larges (les petits se trouvant normalement dans des petits agrégats individuels qui ne sont pas facilement touchés par le travail du sol).

La conductivité hydraulique dans les sols saturés et non saturés : La conductivité hydraulique des sols saturés dépend principalement des larges pores. En effet, ceux-ci seront les premiers à être drainés si le taux d'humidité diminue. En cas de faibles taux d'humidité, seuls les pores serrés contribueront au débit de l'eau dans le sol. Le compactage du sol aura alors moins d'influence sur la conductivité saturée mais plus d'influence sur la conductivité non saturée. Ce phénomène est particulièrement important parce qu'il influence les mouvements d'eau proches de la surface du sol: le roulage d'un sol peut entraîner une évaporation continue

à cause d'un surplus de pores serrés remplis d'eau. Les larges pores transportent efficacement des grandes quantités de pluie ou d'eau d'irrigation après un labour profond.

La perméabilité à l'air : l'espace poral non occupé par l'eau est très important pour le bon fonctionnement d'un système qui fournira de l'oxygène au système racinaire. Ce facteur est complémentaire de la conductivité hydraulique. Le volume non occupé par le sol ou par l'eau est disponible pour stocker ou transporter l'air/les gaz.

La stabilité structurale : C'est la stabilité qui est considérée comme la résistance des agrégats du sol à se décomposer sous l'influence de l'eau, sous le gel, ou sous l'assèchement.

La stabilité de la matrice du sol est un indicateur important de la résistance aux forces externes, qu'elles soient des causes naturelles (séchage ou arrosage par le vent, la pluie) ou mécaniques (labour, circulation, tassement). Le comportement des agrégats après arrosage sert de test pour quantifier cette caractéristique. L'arrosage peut se faire en tamisant sous eau ou en appliquant des gouttes de pluie. Des tests de broyage d'agrégats naturels et artificiels sont utilisés pour déterminer la résistance aux forces mécaniques.

La résistance à la pénétration : Cette caractéristique est un indicateur de la résistance mécanique du sol aux racines ou aux instruments de travail du sol. Elle est influencée par la texture (structure particulaire), la cohésion (les forces de cohésion favorisant la formation d'agrégats) et la densité du sol. C'est une méthode de calcul assez simple qui ne donne pas beaucoup d'informations quantitatives.

Collage : Ce facteur qui n'a pas encore été mentionné est important parce qu'il influence les effets et le déroulement des opérations de travail du sol. A un certain taux d'humidité, le sol collera à l'acier ou à d'autres surfaces. Cette adhésion peut être très forte et poser de sérieux problèmes au labour si le sol ne se déplace pas le long du parcours des instruments de travail du sol. Cela entraîne une résistance plus élevée et une moins bonne performance des engins

B) LES LIMITES D'ATTERBERG (GENDRON,1999;AVENARD et TRICARD,1964; REMY,1971)

1) PRESENTATION :

Par définition les limites d'Atterberg (limite de liquidité, limite de plasticité) sont les teneurs en eau pondérale correspondant à des états particuliers du sol. Elles visent à déterminer le domaine hydrique dans lequel un sol argileux a un comportement plastique.

Les limites d'Atterberg sont des mesures conventionnelles qui expriment des différences de comportement mécanique du sol. Ce sont des réactions essentielles qui sont liées particulièrement aux variations de la teneur en eau. Elles fournissent des indications sur la facilité plus ou moins grande de travail du sol. Ainsi la plasticité met en jeu la possibilité de certains éléments du solide de glisser sous l'effet des contraintes. Les mécanismes de la déformation plastique d'une argile dépendent des propriétés électromécaniques de la couche de l'eau absorbée à la surface des particules ; c'est-à-dire l'attraction des grains de sol chargés négativement et les cations H^+ et notamment des glissements eau liée/eau liquide. Le fait que les limites d'Atterberg s'expriment par des teneurs en eau, montre bien l'importance de l'eau dans le phénomène de la plasticité des matériaux. Elles correspondent au seuil de passage de l'état solide ou cohérent à l'état liquide qui se produit progressivement à mesure que l'humidité croît. C'est à dire à l'état plastique (L.P, limite de plasticité) et de l'état plastique à l'état liquide (limite de liquidité, LL). L'intervalle entre ces deux limites définit l'étendue du domaine de la plasticité appelé *indice de plasticité (I.P)*, et s'exprime par :

$$I.P = L.L - L.P$$

C'est ATTERBERG qui, en 1912, a défini par des tests des humidités critiques permettant de fixer les limites de chacun de ces états :

* Limite inférieure de plasticité (L.I.P) qui sépare l'état cohérent de l'état plastique : cette dernière, est la teneur en eau d'un sol remanié au point de transition entre les états

plastique et solide.

* Limite supérieure de plasticité (L.S.P) ou limite de liquidité (L.L) : c'est la teneur en eau d'un sol remanié au point de transition entre les états liquide et plastique.

On mesure l'indice de plasticité (I.P) qui est obtenu par la différence de ces deux humidités. Cet indice permet d'apprécier la quantité d'eau que peut absorber le sol tant qu'il reste à l'état plastique. On désigne par W, la teneur en eau du sol et calcule l'indice de consistance (I.C) qui est le quotient de la différence entre la limite de liquidité et la teneur en eau du sol par l'indice de plasticité $I.C = \frac{L.L - W}{I.P}$

Cependant, le sol est lié aux possibilités de déformation avant la rupture ; qui est une propriété nommée la *malléabilité* ou (*maniabilité*).

L'essai s'effectue en deux phases :

+ La recherche de la teneur en eau pour la quelle une rainure pratiquée dans le sol remanié placé dans une coupelle doit se fermer sur à peu près un centimètre (cm) sous l'effet de 25 chocs répétés.

+ La recherche de la teneur en eau pour laquelle un rouleau de sol de dimension fixé et confectionné manuellement se fissure. Les limites d'Atterberg n'autorisent aucun calcul technique. Cependant, couplé avec une analyse granulométrique, obtenue au laboratoire, elle donne une idée sur les types de sols et des difficultés qu'il risque de poser telle le tassement, le cisaillement, le compactage.

La classification de CASAGRANDE (indice de plasticité en fonction de la limite de liquidité) peut révéler par exemple une argile gonflante telle que la montmorillonite ou une argile thixotropique (qui se liquéfie à une vibration particulière). IL faut rappeler que les limites d'Atterberg sont utilisées depuis très longtemps surtout dans les laboratoires des travaux publics plus que pour les études à caractères agronomiques. Néanmoins, elles ont fait l'objet d'études qui ont permit l'interprétation pratique des résultats obtenus (COMBEAU et QUANTIN, 1963 ; PERIGAUD, 1964).

2) LES FACTEURS DE VARIATION DES LIMITES D'ATTERBERG :

RUSSEL ET WEHR, 1928; puis BAVER, 1930 ont étudié les facteurs de variation des limites d'ATTERBERG ensuite au tour de PERIGAUD, 1964, qui a fait intervenir outre les limites, le point d'adhésivité, et a mis en évidence l'étude comparée de ces limites et la capacité de champ (CC) dans l'appréciation des possibilités du travail du sol. Selon COMBEAU et QUANTIN, 1963, les conclusions obtenues sont applicables à des zones humides, et ont tenté de déchiffrer l'importance relative des facteurs de variations des limites d'ATTERBERG. L'étude a été faite sur de surfaces de sols riches en éléments fins dépourvus de matières organiques. Toujours selon COMBEAU et QUANTIN 1963, les limites d'ATTERBERG présentent une difficulté de principe :

Les normes en vigueur prévoient que l'analyse doit être effectuée sur un matériau passé au tamis de 0,42 (0,50mm) pour éliminer les sables grossiers qui peut gêner les mesures. (Selon COMBEAU et QUANT 1963).

a) ROLE DE LA GRANULOMETRIE :

Les limites d'ATTERBERG dépendent étroitement de la granulométrie. Les valeurs des limites de liquidité et de plasticité ainsi que l'indice de plasticité augmentent régulièrement avec la teneur d'éléments fins (argiles 0-20 μ). COMBEAU, 1964 a montré l'étroite relation entre les limites mécaniques et les taux d'éléments fins (0-20 μ) et confirme le travail de plusieurs auteurs dont le résultat étant linéaire, il est apparu toutefois que la corrélation \textcircled{R} obtenue est plus étroite lorsqu'on considère les particules de diamètre (0-20 μ) c'est-à-dire argiles et limons fins, et non seulement les particules (0-2 μ) concernant l'argile. La corrélation devient moins bonne avec les particules 20-50 μ cas de limons grossiers (L.G).

Il apparaît que les limites d'ATTERBERG sont étroitement liées à la teneur en argile et limons fins (A et L.F). Il a été constaté que pour une même teneur d'éléments 0-20 μ , l'élévation de L.L et plus forte que la L.P. Par suite l'indice de plasticité, IP, tend à augmenter avec la teneur (A et Lf). Dans un diagramme comportant IP en ordonné et LL en abscisse (fig N° 1) les sols argileux sont approximativement séparés des limons par une droite d'équation :

$$IP = 0.73 (LL - 20)$$

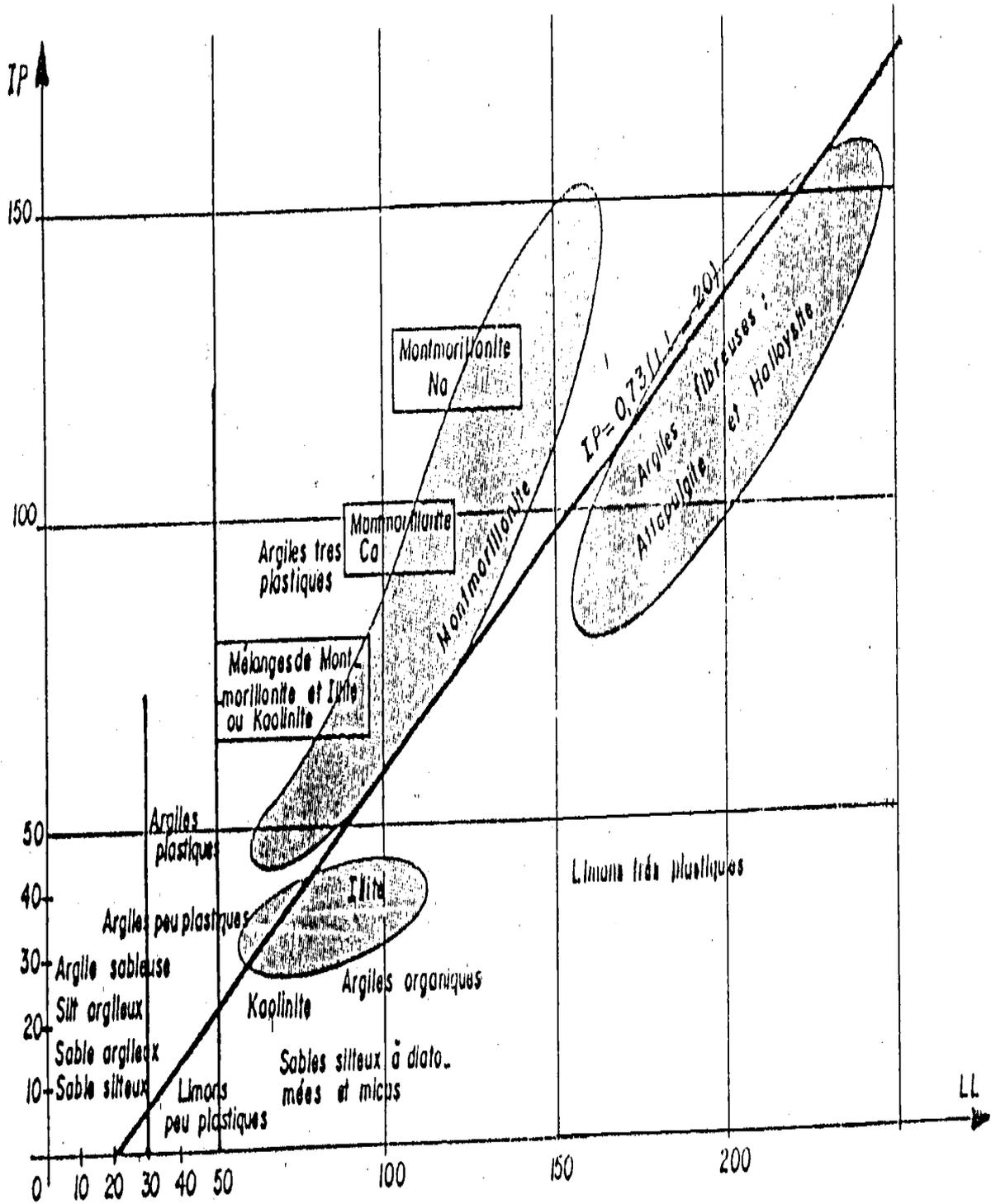


Diagramme de CASAGRANDE (P. HABIB 1973).

FIGURE N°: 01: Influence de la texture et de la nature des argiles sur le limite de liquidité et l'indice de plasticité.

b) LE TAUX DE LA MATIERE ORGANIQUE

Il a été démontré que le taux de M.O joue un rôle sur les deux limites dont il élève leurs valeurs sauf que les variations des teneurs en M.O n'influe pas sur l'I.P des différents types des sols. Selon COMBEAU et al,(1965) les L.L et L.P des horizons superficiels sont toujours élevés que les horizons sous jacents par suite de la présence de la matière organique. Les résultats ont été obtenus sur des sols ayant une gamme de teneurs de M.O comprise entre 0,7 et 4%. Les valeurs de L.L et L.P sont plus élevés dans les sols riches en M.O . En étudiant le rôle des facteurs suivants: teneur des éléments fins 0-20 μ d'une part et la teneur de carbone d'autre part dans les variations des limites d'ATTERBERG , (BAVER,1930 in COMBEAU et al,1965) a obtenu les résultats suivants : pour les mêmes types de teneurs d'éléments fins.

1) Les fractions de la matière organique joue un rôle significatif et positif qui s'explique: Pour la L.L $r = 0,634$ et pour la L.P $r = 0,798$

(2) La fraction de la matière organique est moins étroitement liée aux limites mécaniques que le facteur granulométrie.

(3) La matière organique tend à augmenter les L.L plus que les L.P avec une différence très faible.

4) aussi bien pour les L.L que pour les L.P, l'importance de la M.O n'est pas considérable; une augmentation de 1% de carbone se traduit par une élévation de teneur en eau de 2,9% pour les L.L et de 2,5% pour les L.P.

(5) La valeur de l'indice de plasticité I.P est indépendante de la teneur de carbone. Ainsi le taux de carbone ne joue pas de rôle significatif dans les variations de l'indice de plasticité (I.P). L'effet de la destruction de la matière organique permet de constater qu'il y a une diminution des L.L et L.P au fur et à mesure que la teneur de matière organique s'abaisse; par contre la variation de l'indice de plasticité (I.P) reste non significative. La matière organique intervient en général comme un élément compensateur en remplaçant l'argile lorsqu'elle fait défaut (REMY, 1971).

c) LES AUTRES FACTEURS DE VARIATIONS DE LIMITES D'ATTERBERG:

Des facteurs autres que les taux des éléments fins et la matière organique peuvent modifier les valeurs de la limite mécanique des sols dont voici un aperçu de leur importance:

+Des sols vertisols noirs: (BOULAINÉ, 1972) les résultats obtenus pour ce type de sols dans le minéral argileux est essentiellement de la montmorillonite qui est caractérisée par la rétention d'eau très élevée que pour une même teneur d'éléments fins les valeurs des L.L sont nettement plus élevées que celles obtenus sur les sols ferrallitiques et les sols halomorphe. Les valeurs de l'indice de plasticité présentent aussi des valeurs élevées (BAVER in COMBEAU et al, 1965).

+Des oxydes de fer: Ils ont aussi une influence appréciable sur les limites d'ATTERBERG. Un échantillon de sol hydro morphe a été traité par des doses d'hydroxyde de fer préparé à partir de chlorure ferrique. On a pu constater une augmentation lente des L.L au fur et mesure que le taux d'oxydes de fer augmente. Par contre celles L.P sont négligeables. En définitive l'I.P augmente avec les variations des L.L. Ce qui signifie que l'oxyde de fer tendrait à accroître le domaine de la plasticité (COMBEAU, 1964); PERIGAUD, 1964).

+Influence de la nature des cations: les travaux de (SWALEFETY et al 1969 cité par MEDJERAB, 1999) ont montré que le sodium diminue la limite de liquidité et de plasticité alors que le potassium fait augmenter la limite de plasticité et diminue la limite de liquidité. Quant au calcium et le magnésium, ils diminuent la limite de plasticité et élèvent la limite de liquidité.

+Le gypse et les limites d'Atterberg: L'énergie de rétention de l'eau dans les sols gypseux est considérée selon de nombreux travaux semblables à celle des autres sols et l'eau utilisable par les plantes est évaluée dans la gamme de pression allant de 0,3 à 15 bars (FAO, 1990). La capacité de rétention en eau diminue avec l'augmentation du taux de gypse dépendant de la structure du sol, la stratification, la texture, taux d'argile et le type, la taille des cristaux de gypse, surface d'évaporation, l'extraction des racines, la contribution des eaux souterraines et la conductivité hydraulique. L'effet du taux de gypse sur le mouvement et la rétention en eau apparaît d'être plus relié à leur effet sur la formation de différentes unités structurales que la capacité de la surface des particules de gypse de retenir l'eau (MASHALI, 1996 cité par ROUAHNA, 2007; TAHTAH,2007).

d) RELATION ENTRE LES LIMITES D'ATTERBERG ET LE POTENTIEL CAPILLAIRE:

Le potentiel capillaire correspondant aux limites d'ATTERBERG dépend: du type de sol, des horizons superficiels, et des horizons en profondeur du sol. Le pF de la limite de plasticité varie dans une gamme plus large que celui de la limite de liquidité. Les variations du pF des deux limites sont fonction de la granulométrie des différents types de sols et montre que le pF de la L.P augmente avec le pourcentage (A +L) alors que le pF des L.L tend à diminuer. Ainsi, on peut considérer que les sols passent de l'état plastique pour un potentiel capillaire pF d'autant plus élevé qu'ils sont plus argileux suivant la loi de variation de pF de la capacité aux champs qui s'exprime par la relation : (PERIGAUD,1964 ; BAVER in COMBEAU,1965):

$$p F \text{ de C.C} = 0,038(A+L) + 1,5$$

Dans ces conditions, la limite de plasticité correspond à un pF plus élevé que celui de la capacité au champs pour les sols sableux. La situation s'inverse pour le cas des sols de plus en plus argileux (PERIGAUD ,1964 ; COMBEAU,1965).

e) DESCOMPORTEMENT DU SOL AUX DIFFERENTSETATS DU SOL(MAZON,2004,REUNION ING,1974, GUYOT,2004) :

Sous l'influence de l'effort, les particules se déplacent tout en restant liées les unes aux autres grâce à la tension de l'eau. Pour que l'adhérence soit bonne il faut que le film entre en contact avec l'objet .Ceci s'obtient grâce à une pression appliquée entre deux corps, l'un sur l'autre. Quand on supprime la pression, (si la terre est sèche c'est-à-dire ; bien cohérente), elle se décolle de l'objet. A partir de certain taux d'humidité, il reste de la terre collée à l'objet. C'est ce qui détermine *le point d'adhérence*, au dessus du la limite inférieure de plasticité L.I.P. : *c'est la zone la plus traitée*. Dans les terres argileuses l'adhérence de la terre à l'outil métallique peut être fort considérable. Quand la terre reste collée à l'outil, la résistance à la traction est grande, la terre reste collée au lieu de glisser sur le film liquide. (PERIGAUD, 1964).

La description du comportement du sol aux diverses humidités permet de définir les conditions du travail du sol(TABLEAU N° 1) .La variation de la cohésion et de l'adhérence en fonction de l'humidité permet de constater que la cohésion (sèche) diminue quand l' humidité augmente ; par contre ,l'adhérence très faible à l'état sec augmente avec l'humidité et passe par un maximum (point d'adhésivité) puis décroît de nouveau quand l'humidité augmente .

TABLEAU N° 01 : HUMIDITE EXPRIMEE EN pF AUX POINTS SUIVANTS (Limites d'ATTERBERG et adhésivité) et comportement du sol vis-à-vis du travail (PERIGAUD, 1964 in ANONYME, 1974)).

NATURE DE SOL	L.I.P L.P	ADHESIVITE	C.C	L.S.P L.L	COMPORTEMENT DU SOL VIS.VIS DU TRAVAIL
Sol détritico hydro morphe moyen	2,3 à 2. 4	2,5	2,5 à 2,8	2,6 à 2,9	Difficile à travailler il adhère est devient fluide
Argileux	2	2,5	2,8	2,9	Egalement très difficile ;pt d'adhésivité proche de la C.C
Sol sur gravier altère	2	2 ,1	2,5	2,8	Sol facile à travailler dans une gamme d'humidité
Sol noir argilo-calcaire riche en M.O	1 ,2	1,8	2,8	2,9	Assez facile à travailler bien qu'argileux. Zone plastique utilisable éloigné de l'adhésivité

D'une manière générale, un sol est difficile à travailler dès que le point d'adhésivité est proche de C .C . La situation serait pire si la L.L est proche de ces valeurs car la terre devient boueuse et risque de se dégrader sous l'action des outils et du poids des engins. Le risque serait grand à l'enlisement du tracteur et des dégâts importants quand on essaie de dégager le tracteur.

III- LES FACTEURS AGRAVANTS LA DEGRADATION DU SOL :

ARIDITE ET SECHERESSE

A) NOTION D'ARIDITE: L'aridité est un phénomène qui est lié à la notion du bilan hydrique des sols déficitaires où l'on aperçoit une perturbation de la physiologie des plantes qu'explique la notion d'adaptation des plantes en zones arides .

Elle s'explique par la variation importante des précipitations en sens inverse de l'évaporation : Plus la pluviométrie annuelle diminue et plus l'évapotranspiration augmente et engendre une aridité accrue. Très rapidement, le besoin en eau des plantes est alors représenté par un déficit hydrique accentué.

Géographes, Climatologues, Biologistes spécialisés de l'Afrique du Nord sont d'accord pour qualifier d'aridité les territoires compris entre 100mm et 400 mm.

-Les zones recevant plus de 400mm sont considérées comme semi-arides. (EMBERGER, 1930) -Les zones recevant moins de 100mm de précipitation comme subdésertiques à désertiques (EMBERGER, 1955 ; SAUVAGE, 1962 ; LE HOUEROU, 1990).

a) CATEGORIE DE ZONES ARIDES

L'évaluation de l'aridité a permis de distinguer en fonction du degré de l'aridité un ensemble de catégories qui sont : zones hyperarides, arides, semi-arides. Elles sont toutes caractérisées par un déficit hydrique et sont concernées par les mêmes processus de dégradation, suite à la surexploitation des ressources naturelles. Le climat qui est une des caractéristiques de l'environnement aride nécessite une connaissance approfondie et une bonne compréhension de la relation existant entre celui-ci et l'irrigation. Ainsi les différentes catégories de zones arides sont définies par les sous étages bioclimatiques avec chacun ses

nombreuses variantes : Climat aride, semi-aride. C'est dans ces deux types de climats que les besoins se font sentir.

1*LES CLIMATS ARIDES :

Les climats arides sont définis par GENNIES et al (1968), FUCHS(1973), JONES et al (1981), comme ceux qui ne peuvent soutenir des cultures régulières sans irrigation.

Ils sont caractérisés par des précipitations faibles et irrégulières qui varient fortement selon l'époque et la région (précipitation moyenne annuelle maximale 400 mm) et dont l'intensité à certains moments peut causer de graves inondations.

2*LES CLIMATS SEMI- ARIDES :

Les caractéristiques de ceux-ci sont plus variables que celles des régions arides, mais elles n'entravent point la croissance des plantes. Fuchs (1973), considère comme semi -arides, toutes les régions où l'insuffisance des précipitations moyennes annuelle nécessite l'irrigation des cultures au cours d'une partie de la période de végétation . Et même s'il est possible de pratiquer l'aridoculture, les rendements sont faibles.

Il faut comprendre par aride ; semi- aride, la région où les conditions environnementales ne permettent pas de pratiquer la culture sans irrigation ou ces conditions sont trop instables pour assurer une production importante et régulière.

b) MESURE DE L'ARIDITE

L'aridité est le résultat de l'interaction entre différents facteurs climatiques comme (Précipitation annuelle(Pa), la température(t°), l'évapotranspiration potentielle(ETP), le vent...) qui agissent directement sur l'amplitude à se développer des plantes (c'est-à-dire de la germination, à la fin du cycle de végétation).

c) LES INDICES D'ARIDITE

La notion d'aridité s'évalue par des indices. Plusieurs auteurs ont proposé des indices plus ou moins pertinents et plus ou moins universels pour estimer l'aridité :

(DE MARTONNE(1926) , EMBERGER(1955) ,THORNWAITHE (1948), BAGNOULS et GAUSSEN (1958), BODYKO(1956 in ARMITAGE 1986.)

Le principe de ces indices est de faire une estimation de l'évapotranspiration potentielle en utilisant différentes données climatiques.

EXP : THORNTHWAITE (1948) a calculé un indice d'aridité grâce à la formule

$$I(h) = (100 e -60 d) / ETP$$

I(h): indice d'aridité de Thornthwaite,

(e) : désigne l'excédent des précipitations moyenne annuelle en saison humide en mm d'eau, et

(d): le déficit en saison sèche en mm d'eau.

ETP : évapotranspiration, potentielle en mm d'eau évaporée

Selon ARMITAGE 1986 , BODYKO (1955) appelle désert un domaine sans eau de surface résultant des pluies peu abondantes et irrégulières. Alors que GENNIES et al. (1968)

considèrent comme désert les régions dans lesquelles on a enregistré pour une zone déterminée une période au moins de 12 mois consécutifs sans pluie. Toujours selon le même auteur ,MEIR (1973) considère le rôle très important que joue l'eau dans le contrôle de la productivité des écosystèmes arides et propose les critères suivants :

*Les Pa y sont si faibles que l'eau est le facteur limitant principal du développement des formes biologiques.

*Les Pa présente des variations au cours de l'année. Elles sont rares et dures peu de temps. Les Pa ont un caractère aléatoire.

En réalité la définition d'un milieu aride repose de plus en plus sur des ensembles de critères :

-climatiques -géomorphologiques -zoologiques ...etc.

Il ajoute que EVANERI (1985) pense que le désert ne peut faire appel à un seul critère de caractérisation . Les études récentes ont fait de l'homme l'entité principale du phénomène et l'approche des problèmes , fait intégrer les composantes socio- économiques et sociales qui contribuent à donner une dimension culturelle à ce concept de zones arides.

B) NOTION DE SECHERESSE

La sécheresse est une condition climatique régnant dans une région géographique où les précipitations sont nettement inférieures aux valeurs habituelles. C'est un phénomène difficile d'en identifier le début et la fin.

La sécheresse est considérée comme une anomalie climatique (F.A.O, UNESCO, 1984) la plus pertinente. Elle pourrait être exceptionnelle (1-2 ans) comme persistante avec les précipitations inférieures à la normale (30 ans et plus).

Elle est caractérisée par un déséquilibre hydrologique en raison d'une rareté de pluie provoquant une évaporation totale ou partielle des réserves d'eau, un tarissement des puits et des dégâts aux cultures (F.A.O. / UNESCO, 1984). La sécheresse a des effets directs sur la qualité des sols, qui deviennent plus sensibles à l'érosion éolienne. La jachère introduite dans la rotation accélère le taux de dégradation dans des sols en zones arides par une augmentation de l'érosion, de la perte de la matière organique et de la salinité, (ANDREW et al, 1996; DELLAL et HALITIM, 1992). Sa définition varie selon les secteurs économiques concernés

On considère généralement la sécheresse comme un phénomène météorologique bien défini. Alors que les formes agricoles et hydrologiques constituent les événements différents.

1) LA SECHERESSE METEOROLOGIQUE : Dans une région donnée elle est fonction de la durée, et de l'intensité de la période sans pluie (diminution du taux d'humidité (mm) par rapport à la moyenne saisonnière ou annuelle sur une longue période). Ce déficit peut être marqué par une faible distribution des précipitations par rapport à la normale. Elle dépend de type d'activité humaine pour laquelle on estime cette sécheresse. Elle est spécifique à une région donnée.

2) LA SECHERESSE AGRICOLE : Les rendements agricoles ne dépendent pas seulement des précipitations mais aussi d'autres facteurs tels que: humidité du sol, la température ambiante et les taux d'évaporation qui jouent un rôle très important (UNESCO,1958 ;DOSSO-FIRMIN ,1980).

La sécheresse agricole résulte donc d'un manque d'humidité au moment de la croissance et de la maturité des récoltes. Les besoins en eau des cultures varient en effet tout le long de leur croissance et la répétition des précipitations au cours du développement des végétaux est aussi importante que la quantité totale d'eau qui tombe par mois et par saison. C'est donc un déficit marqué, qui réduit significativement les productions agricoles par rapport à la normale.

3) LA SECHERESSE HYDROLOGIQUE :

Elle survient quand les précipitations marquent une quantité au-dessous de la moyenne se traduisant par un niveau d'approvisionnement anormalement bas des cours d'eau et /ou des réservoirs de surface ou souterrain. Elle s'installe lorsque le niveau des rivières baisse au dessous de certains seuils assez longtemps :

- *Certains oueds se dessèchent après les périodes de pluies
- *Tarissement des puits
- *Dégâts important aux cultures

4) LA SECHERESSE SOCIO-ECONOMIQUE apparait quand les précipitations insignifiantes ont un impact significatif sur les communautés et leur économie. DYER, (1984); a proposer une approche pour la définition de la sécheresse; il a considéré la sécheresse comme un événement relatif et lie la sévérité à la fréquence. (DYER 1984, 1986 in ANDREW et al, 1996).

CONCLUSION :

La pénurie d'eau (aridité) ou ses fluctuations dans le temps (sécheresse,) affectent tout les équilibres biologiques puisque l'eau est une condition primordiale de l'existence des êtres vivants. L'aridité représente un risque permanent de salinisation des sols irrigués (ETP intense) ROGNON, 1996; DELLAL, HALITIM, 1992; et l'érosion éolienne (sol pulvérisé par le vent). La sécheresse persiste agit directement sur l'ensemble du milieu, puisque son impact se transmet de la pluie (sécheresse climatique) au sol (sécheresse édaphique), aux produits de la terre (sécheresse agricole et érosion sociale) et aux nappes aquifères (sécheresse hydrologique).

IV- IRRIGATION

A) INTRODUCTION

L'irrigation se pratique là où les apports naturels d'eau ne suffisent pas à assurer la croissance végétale. C'est dire qu'elle joue un grand rôle dans les régions arides ou semi-arides caractérisées par des précipitations faibles et irrégulières, un abondant rayonnement incident, des températures et des taux d'évaporation élevés durant l'été où tout le long de l'année, une faible humidité atmosphérique et des vents le plus souvent forts (ARMITAGE, 1986).

Pour comprendre la pratique de l'irrigation, il est essentiel de bien connaître les rapports entre les végétaux, le sol et l'eau atmosphérique (LE HOUEROU, 1990). La circulation de l'eau à l'intérieur du sol est soumise aux forces mécaniques et moléculaires et dépend du taux d'infiltration de l'eau de pluie ou d'irrigation dans le sol. La réduction de l'humidité du sol au-dessous de la capacité capillaire peut conduire, selon les propriétés physiques, à un flétrissement temporaire, ensuite permanent. La quantité d'eau absorbée par une plante dépend (EL-KARAOUI, 1977):

- *des caractéristiques chimiques et de l'état dynamique de l'eau qu'elle contient,
- *du potentiel hydrique à la surface des racines
- *et de l'efficacité du système racinaire.

C'est la transpiration à la surface des feuilles qui provoque l'ascension de l'eau à l'intérieur des feuilles de la plante à partir des cellules du xylème, elles-mêmes alimentées par le système racinaire. Ce processus est tributaire des conditions atmosphériques. Les données climatiques peuvent servir à prévoir le degré d'humidité du sol, l'évaporation possible, l'évapotranspiration et par conséquent, l'excès et le manque d'humidité du sol (ARMITAGE, 1986).

La structure qui peut être modifiée par la façon culturale, et la texture du sol influent sur la perméabilité et la capacité de rétention du sol. Les caractéristiques chimiques et physiques des sols et la circulation des solutés sont étroitement liées. Il est important de déterminer la meilleure combinaison entre la quantité d'eau d'irrigation et la teneur en sel de cette dernière (BARABAS, 1983 ; DIALEMAN, 1974 ; FRAMJI, 1983).

La topographie joue sur les processus de formation des sols, sur l'hydrologie d'une région et, par suite sur le choix des lieux et des méthodes d'irrigation. Il est important de prendre des mesures nécessaires pour compenser tout effet défavorable (saturation en eau ou salinisation...) et préserver la fertilité du milieu dans la mesure du possible.

1) L'irrigation : un moyen de compensation

Elle se pratique là où les apports naturels d'eau ne suffisent pas à assurer la croissance végétale sur un terrain cultivé. Elle joue un grand rôle dans les régions arides et semi-arides caractérisées par :

- *des précipitations faibles et irrégulières
- *un abondant rayonnement incident
- *des températures
- *et des taux d'évaporation élevés durant toute l'année.
- *une faible humidité atmosphérique
- *et des vents forts froids et secs en hiver, chauds et secs en été,

2) L'irrigation : un moyen de production de biomasse végétale

Elle se pratique pour accroître la production de vivres et des plantes.

3) L'irrigation : un moyen de changement de la qualité des sols du point de vue, chimique physique et biologique.

B) PRINCIPES FONDAMENTAUX DE L'IRRIGATION

Sur les terres irriguées, la croissance des plantes est soumise à un ensemble complexe de facteurs et de processus physiques, chimiques, et biologiques inter reliés, eux même plus ou moins influencés par les différents aspects conceptuels et opérationnels des systèmes d'irrigation adoptés. On ne peut étudier l'irrigation sans penser aux différentes propriétés du sol, de la topographie et des divers éléments hydrologiques.

1) RELATIONS ENTRE LES PLANTES, LE SOL, ET L'EAU ATMOSPHERIQUE :

DONNEN (1972) in ARMITAGE,1986; a défini l'irrigation et sa gestion ainsi que la manipulation des relations existantes entre les plantes ,le sol ,et l'eau .

La nature de cette interdépendance et les influences atmosphériques ainsi que les processus mis en cause ont fait l'objet d'un grand nombre d'études scientifiques ,donc certains ont été résumées par (FUCHS 1973) , GAIRON (1973) ,GAIRON et HADAS (1973) ,PLAUT et MORESHET(1973), AYERS et WESTCOT (1976) in ARMITAGE,1986 ,pour établir des règles relatives à l'évaluation de l'eau. L'eau du sol est soumise à un ensemble de forces mécaniques et moléculaires liées à la gravité ,à la présence des solutés et aux interactions existants entre cette eau et les parois des cavités dans les quelles elle circule. Ce sont ces forces qui font que l'eau est absorbée, retenue, transportée à l'intérieur même du sol, drainée, puisée par les plantes, rejetée par la transpiration où perdue par évaporation.

a -L'EAU ET LE SOL :

L'eau peut se mouvoir de trois façons dans un profil pédologique :

- *de haut en bas, après une inondation, une aspersion, ou une pluie
- *de bas en haut, en provenance d'une nappe phréatique
- *horizontalement

Ces déplacements sont influencés par la texture et la structure du sol. Lorsque l'apport d'eau dépasse la capacité d'infiltration, l'excédent s'accumule et peut par la suite se libérer par ruissellement ou en provoquant une inondation. C'est en mesurant le volume d'eau retenu par le sol après évacuation de cet excédent que l'on obtient ce qu'on appelle la capacité au champs atteinte deux à cinq jours après la fin de l'irrigation (ARMITAGE,1986). La structure et la texture d'un sol influent sur l'infiltration et la capacité de rétention de l'eau, comme le montre le tableau N°:3

TABLEAU: N° 3

LA VITESSE D'ABSORPTION EN FONCTION DU LA TEXTURE DE SOL.

Type de sol	capacité de rétention *	vitesse d'absorption cm/heure
Sablonneux	2,5	3,8 -7,5
Limoneux	5 -6,5	0,8 -2,5
Argileux	4 -6	0,3 -0,8

*Source : THOMAS et al. (1981) IN ARMITAGE,1986.

*Centimètre d'eau par 30cm d'épaisseur de sol.

b-L'EAU ET LA PLANTE ;

Lorsque l'eau du sol se dissipe par évapotranspiration, il arrive un moment où la plante commence à se flétrir. On désigne par premier flétrissement la teneur en eau à laquelle seules les anciennes feuilles ont subi un flétrissement définitif, les jeunes feuilles pouvant retrouver leur vigueur. Si la plante entière flétrit de façon irréversible, on parle de point de flétrissement permanent.

Le volume d'eau absorbée par la plante dépend :

- *des caractéristiques physico-chimiques de l'eau
- *des qualités dynamiques de l'eau dans le sol
- *de la quantité d'eau dans la plante
- *de la nature de l'eau
- *de le porté et l'efficacité du système racinaire

Par ailleurs certains facteurs peuvent être améliorés par la pratique culturale qui interviennent dans le développement des racines :

- *la densité et le compactage du sol
- *la quantité d'eau et d'oxygène présente dans le sol
- *la quantité d'azote, de phosphore et de potassium disponible.

On considère que la force assurant le transfert de l'eau aux cellules racinaires est le gradient du potentiel entre l'eau du sol et l'eau à la surface des racines. C'est-à-dire, en se

dirigeant vers une racine l'eau se déplace le long d'un gradient de potentiel dégressif. Pour compenser les pertes d'eau par évaporation dans l'atmosphère, processus déclenché dans les cellules parenchymateuses des feuilles, mettant en cause la stomate et la cuticule, la plante absorbe de l'eau en phase liquide afin de maintenir ses tissus en état de saturation (ARMITAGE, 1986).

THORNTHWAITE et HARE (1955) in ARMITAGE, 1986, ont montré comme il est possible à partir de ces concepts et de la notion d'évaporation potentielle, de prévoir le degré de l'humidité du sol ainsi que les valeurs de l'excédent ou le déficit hydrique en se basant sur des données climatiques.

Lorsque le degré d'humidité du sol correspond à la capacité au champ, l'évapotranspiration réelle est (ETR) est identique à l'évapotranspiration potentielle (ETP) et toutes les précipitations supérieures à l'ETP constituent un excédent d'eau. Par contre, si les précipitations annuelles sont inférieures à l'ETP, l'écart est comblé par l'eau stockée dans le sol, ainsi la quantité puisée correspondant à la carence hydrique du sol.

2-IRRIGATION ET PROPRIETES DU SOL

Le sol est un système complexe comportant une phase liquide, une phase gazeuse assurant le processus essentiel de l'altération, une phase solide composée de fragments minéraux et une phase organique biologiquement importante.

a) IRRIGATION ET PROPRIETES PHYSIQUES :

Les proportions de sable, de limon, d'argile déterminent la texture du sol qui influence le degré d'infiltration et la capacité de rétention de l'eau qui sont des éléments nécessaires pour établir la fréquence de l'irrigation et la quantité d'eau à apporter.

La structure du sol est définie selon le mode d'agencement et de réunion de particules et d'agrégats. Elle joue un rôle dans la perméabilité, la capacité de rétention de l'eau et l'aération ainsi que la pénétration des racines. Pour l'irrigation, on préfère les sols à structure granuleuse ou grenue. Ce type de structure se détériore suite :

- *au compactage du sol

- *à une culture à l'état humide

- *ou à une culture trop intensive.

Cette détérioration est due aussi à une accumulation des sels de sodium qui dispersent les agrégats argileux abaissant le taux d'infiltration et rendent le sol imperméable (ALI (1960), DONNEN (1972), YARON et VINK (1973) in ARMITAGE, 1986).

b) IRRIGATION ET PROPRIETES CHIMIQUES :

Dans le but de l'irrigation, les particules chimiques du sol ont été étudiées par (BRESLER, 1973; KALKAFI, 1973; MEIRI et LEVY, 1973; SHAINBERG, 1973; YARON et SHAINBERG, 1973 in ARMITAGE, 1986). Ces études mettent en évidence les relations dynamiques existantes entre les ions échangeables présents dans les solutions colloïdales.

Par exemple :

Une irrigation pratiquée avec de l'eau de mauvaise qualité peut perturber l'équilibre existant entre le complexe argilo-humique et la solution du sol, et avoir par conséquent des répercussions néfastes sur les propriétés des sols. C'est ainsi qu'un apport d'eau salée peut amener le remplacement de Calcium et de magnésium (principaux cations présents) par le sodium, au niveau du complexe d'échange. La structure du sol se modifie, les agrégats se fragmentent et se dispersent, d'où réduction de l'infiltration et de la perméabilité.

c) COMPORTEMENT DES SOLUTES DANS L'EAU DU SOL :

Les sels solubles dans l'eau se déplacent par diffusion des points de forte aux zones de moindre concentration. On dit que les ions dissous transportés par l'eau subissent un mouvement de convection dont la vitesse est déterminée par la répartition des pores de tailles et de formes différentes.

La variation de la teneur en eau est le résultat des phénomènes d'infiltration, de redistribution, d'évaporation et de transpiration qui sont responsables du mouvement simultané de l'eau et de solutés.

L'azote du sol est continuellement absorbé et rejeté par les organismes et les plantes. On retrouve surtout de l'azote ammoniacal sous forme d'ions échangeables sur la fraction

argileuse et les matières organiques. Tout l'azote existant sous forme de nitrate qui circule facilement dans le sol est assimilable par les plantes.

Le potassium dans le sol se retrouve sous forme fixe dans les feldspaths, les micas, et les minéraux argileux, sous forme échangeable sur les minéraux argileux et les matières organiques et sous forme dissoute dans les solutions du sol. Le potassium est facilement assimilable sous ces deux formes.

Le phosphore sous forme de phosphate de calcium légèrement soluble ou adsorbé sur les particules argileuses.

3-IRRIGATION ET TOPOGRAPHIE

La topographie est un facteur d'une grande importance pour ce qui est du choix de la méthode d'irrigation, de la conception du projet, du fonctionnement du système et du coût qui s'y attache. Elle y intervient dans les processus hydrologiques comme le ruissellement, l'infiltration, la sédimentation, le drainage.

Elle joue un rôle dans la pédogenèse en influant sur :

- la répartition de la matière transportée par l'eau
- les mouvements des solutés
- l'illuviation des matières argileuses.

La topographie constitue, par sa relation avec force de gravité, un élément fondamentale de l'irrigation ; précisément dans les réseaux d'irrigation par gravité où la distribution de l'eau est contrôlée par le relief lui-même et non par les moyens mécaniques.

La conception de tels réseaux doit tenir compte de la topographie et des caractéristiques du sol :

- plus la texture est fine et plus le gradient de la pente sur laquelle l'eau peut couler sans risque d'érosion de la surface est accentué.
- plus la pente est faible et le sol fin, plus la rigole peut être longue sans qu'il y ait d'infiltration excessif dans la zone d'apport d'eau (KRAMER, 1949 ; RAWITZ, 1973 in ARMITAGE, 1986).
- le nivellement du sol est une opération qui ne peut modifier la pente naturelle du terrain (DONNEN 1972 ; RAWITZ, 1973 in ARMITAGE, 1986).

4) INCIDENCES HYDROLOGIQUES DE L'IRRIGATION

La pratique de l'irrigation dans les régions arides amène d'importantes modifications du cycle hydrique. L'excédent d'eau d'infiltration ou d'eau de crue ne peut être évacuée, dans certaines zones, la nappe s'élève et risque d'entraîner une saturation en eau et remontée des sels dissous dans les horizons supérieurs du sol. On assiste alors à une baisse de rendement des cultures due :

- *soit à un manque d'aération
- *soit à une accumulation de sels
- *ou aux deux facteurs conjugués.

Il est important de ne pas irriguer au delà des besoins spécifiques des cultures et des périodes de lessivage du sol. L'excédent d'eau occasionnel pouvant provenir de précipitations et du lessivage doit être évacué au moyen de drains superficiels ou souterrains, assisté de pompes si possible.

L'eau salée peut convenir à l'irrigation à condition de garder l'horizon racinaire humide afin d'empêcher l'accumulation des sels et de favoriser leur lessivage vers le pourtour ou complètement en dehors de cette zone lorsque les précipitations apportent une quantité suffisante d'eau propre à cet objectif.

L'irrigation impose des conditions et des processus artificiels au milieu, il faut donc savoir enrayer les effets néfastes en prenant des mesures précises dont le drainage fait partie intégrante.

5)-LES SYSTEMES D'IRRIGATION

Tout système d'irrigation a pour fonction d'assurer de l'eau depuis une source jusqu'à la zone à arroser pour mouiller le système racinaire de plantes cultivées. Il faut savoir qu'un système d'irrigation doit assurer la rentabilité économique maximale ; doit permettre de réduire au minimum les pertes d'eau et veiller à maintenir la production en empêchant l'érosion, la dégradation de la structure du sol, la salinisation et l'élévation de la nappe phréatique.

Ces quatre exigences dépendent de nombreux facteurs différents qui peuvent être pertinents :

- l'étendue et la nature de la source d'eau
- la profondeur et la qualité de l'eau souterraine
- les conditions du terrain
- la disponibilité et la compétence de la ressource humaine.
- la qualité de l'eau
- le coût du matériel
- la main d'œuvre et la préparation du sol

Les principales méthodes de distributions sont :

- * l'irrigation par gravité
- * l'irrigation par aspersion
- * et certains systèmes spéciaux.

A) IRRIGATION PAR GRAVITE :

Dans les systèmes d'irrigation par gravité (BOSSHARD, 1966;FRANCE, 1969,1977;RAWITZ, 1973;BOOHER, 1974 in ARMITAGE,1986); la distribution est gouvernée par la terre irriguée plutôt que par les appareils mécaniques. Il existe quatre types :

- l'irrigation inondée
- l'irrigation par calant
- l'irrigation par cuvettes
- l'irrigation par rigoles

a) L'inondation incontrôlée est la moins efficace des méthodes. On l'emploie surtout pour les pâturages vivaces et les cultures de foin qui protègent le sol contre l'érosion; méthode appliquée en foresterie irriguée (ARMITAGE, 1986).

b) La méthode d'arrosage par calant (ou à la planche): Des billons ou des bourrelets de terre guident la, lame d'eau qui s'écoule le long de la pente sur des planches de terre. Cette méthode exige une préparation minutieuse pour assurer la stabilité du sol .Elle s'applique surtout à des sols profonds perméables, à textures moyennes. Il est nécessaire d'aménager un fossé de drainage pour évacuer l'excès d'eau. La quantité d'eau déversée doit être relativement grande et la pente du terrain uniforme et parallèle aux billons.

Cette méthode semble s'adapter aux utilisateurs agro/arboriculteurs, elle permet de planter des rangés d'arbres sur les billons selon la largeur de celui-ci.

c) La méthode d'irrigation par cuvettes : Elle est simple et facile à contrôler, on divise les champs en petites unités, la surface de chacun étant nivelée ; une fois les cuvettes remplies, l'eau s'infiltré dans le sol et l'excédent est évacué. Cette méthode sert pour le lessivage, le plus souvent est utilisé pour les petites plantations à faibles écartements et à haut rendement des sols peu poreux (ARMITAGE, 1986)

d) L'irrigation par rigoles : L'eau est amenée dans des canaux transversaux ou longitudinaux à la pente du champ et s'infiltré dans le sol par les cotés et le fond de rigoles. La méthode d'irrigation par rigole ne baigne pas toute la surface du sol ; elle dépend du mouvement latéral de l'eau à partir des rigoles. Elle nécessite un entretien périodique des rigoles.

e) L'arrosage à la raie : C'est une méthode d'irrigation qui combine l'écoulement d'eau à la surface et l'irrigation par rigoles grâce à des rigoles parallèles et peu profondes d'où l'eau déborde.

Les principaux avantages des méthodes d'irrigation par gravité sont une mise de fond modeste; inutilité d'une source d'eau sous pression ; des coûts de main d'œuvre souvent faibles. Parmi les inconvénients, on peut citer :

- L'enlèvement des couches arables, d'où baisse de la fertilité du sol.
- Les petits défauts de conception peuvent avoir des conséquences néfastes (BOSSAHARD, 1966; FRANCE, 1969 ; BOOHER, 1974 in ARMITAGE, 1986).

B) ARROSAGE PAR ASPERSION :

Les systèmes d'arrosage par aspersion sont utiles surtout dans les régions à topographie irrégulière où il est impossibles de niveler le terrain, sur de terrains à pente irrégulière et lorsqu'on désire apporter des quantités faibles d'eau en peu de temps. Tous les systèmes d'arrosage par aspersion comprennent :

- * Une source d'eau sous pression
- * Un système de canalisation qui amène l'eau au point d'arrosage.
- * Et des ajustages assurant le débit du jet d'eau.

Il existe trois types de distribution :

- * Le premier comprend des canalisations de distribution enterrées donc fixes.
- * Le deuxième type est semi permanent et ressemble au premier sauf que la canalisation latérales sont amovibles : soit individuellement; soit par jeu de tuyaux.
- * Le troisième type, l'on observe que tous les composants y compris les pompes sont portatifs.

Les dispositifs de décharges se regroupent en trois types aussi :

- + Les arroseurs statiques
- + Les rampes d'arrosage
- + Les arroseurs rotatifs.

Les systèmes à arroseurs peuvent être employés

- Sur de terrains à topographie irrégulière sans besoin d'un nivellement.
- Lorsque la nappe phréatique est élevée.
- Lorsque l'horizon près de la surface est compact.
- Sans augmenter la salinité du sol.

D'autre part il est facile de régler la quantité d'eau, et la fréquence d'arrosage pour éviter le ruissellement et la percolation profonde.

Mais, les vents peuvent perturber l'uniformité d'arrosage et causer une percolation locale profonde et des pertes par l'évaporation :

- par déviation de l'eau
- ou par effet de pulvérisation.

Il faut noter que le feuillage de certains espèces végétales tolère mal ce type d'arrosage surtout si l'eau d'irrigation à une teneur en bicarbonate élevée et qu'elle est appliquée lorsque l'humidité atmosphérique est faible par suite l'évaporation sur les feuilles est rapide (DONNEN, 1972 ; SHMUELI, 1973 ; ARAR, 1975 ; AYERS et WESTCOT, 1976 in ARMITAGE, 1986).

C) LES SYSTEMES LOCALISES:

Les systèmes d'irrigation localisés regroupent les diverses systèmes d'irrigation :

Le système goutte à goutte au moyen de baveurs, de goutteurs, de juteurs...ne mouillent pas la partie du sol qui se situe à la base de la plante et autour du système racinaire. Ils se caractérisent par un apport faible et lent d'eau à l'horizon racinaire au moyen de tuyaux de distribution munis d'orifices ou de buses soit enterrés, soit placés au dessus de la surface du sol (VERMEIREN et JOBLING, 1980 in ARMITAGE, 1986).

Les composantes de base sont une alimentation d'eau sous pression, une tête de réglage, une canalisation principale, des canalisations latérales, des distributeurs, une pompe et des réservoirs. L'eau est distribuée en petites doses :

-soit goutte à goutte , - soit en filets ; la pression de l'eau peut être légèrement supérieure ou inférieure à la pression atmosphérique qui s'exerce sur la canalisation HELLER et BRESLER, 1973; WOOD et al, 1975; THOMAS et al, 1981. FRANCE et SETI, 1975, cités par ARMITAGE, 1986. L'irrigation localisée a été utilisée avec succès :

- arrosage à l'eau salée dans les zones désertiques.
- dans les plantations de brise vents dans les grandes plaines et régions arides.
- terrains ondulants de terrasse alluviale.

Ce type de système s'applique dans les régions où les conditions climatiques, la qualité, la quantité de l'eau rendent l'agriculture presque impossible.

REPONSES A L'IRRIGATION

L'un des objectifs pour l'agriculteur est de chercher à mieux comprendre l'impact de la qualité de l'eau sur le sol et la plante et à choisir, dans les conditions réelles d'utilisation, les solutions qui conviennent pour parer aux problèmes de qualité de l'eau qui risquent de nuire à la production.

En zone aride et semi-aride, l'irrigation des sols nécessite un apport d'eau supérieur au besoin des cultures. Ce volume excédentaire lessive les sels et les repousses en profondeur. La méthode de prévision du volume de lessivage habituellement utilisée (méthode classique, recommandée par la FAO, 1988) néglige la précipitation de minéraux à partir de la solution du sol. Une méthode, dite géochimique, prenant en compte ces phénomènes par le biais d'un modèle thermodynamique, a été proposée par VALLES, BOURGEAT, GUIRESSE, 1988. La mise en œuvre de techniques d'irrigation particulièrement bien adaptées aux climats aride, semi aride et aux sols est un moyen efficace d'économiser l'eau, bien que celles-ci obligent parfois à des équipements onéreux. L'aspersion utilise **un** tiers de moins d'eau qu'un apport gravitaire ; pratiquée en irrigation nocturne, ou en irrigation localisée par petits asperseurs sous fruitiers, elle est encore plus efficace. Elle oblige néanmoins à une certaine prudence lorsque des risques d'intoxication des plantes par le feuillage existent, en conditions salines à partir de 4g/l pour les agrumes. (BOUTEYRE, 1991 in LOYER, 1991).

a) LA QUALITE D'EAU D'IRRIGATION

L'eau d'irrigation contient toujours des impuretés sous formes de matières dissoutes ou en suspension dont la qualité et la nature permettent de déterminer l'utilité de l'eau à cette fin. La teneur de l'eau en sels dissous, la quantité de solides en suspension et le volume des polluants d'origine humaine constituent de bons indicateurs de la qualité de l'eau.

Les sels dissous risquent d'affecter la croissance des plantes et les propriétés du sol. Les résidus agrochimiques peuvent compromettre l'équilibre biologique du sol. La matière en suspension peut avec un effet néfaste sur les dispositifs d'alimentation en eau et de distribution.

Il est donc important de connaître les caractéristiques de l'eau ainsi que les effets particuliers et combinés des substances qui s'y trouvent (YARON 1973 in ARMITAGE, 1986).

En matière d'irrigation la plupart des spécialistes évaluent la qualité de l'eau en fonction des problèmes que peut provoquer une eau de piètre qualité. Quatre catégories de problèmes de ce type figurent (AY ERS et WESTCOOT, 1976) cité par ARMITAGE, 1986.

- *La salinité qui influe sur la disponibilité d'eau destinée aux cultures
- *La perméabilité qui a un effet sur le rythme d'infiltration de l'eau dans le sol
- *La toxicité ionique spécifique qui se répercute sur les cultures sensibles
- *Et divers facteurs qui exercent une influence sur ces cultures

L'évaluation se fait séparément pour chaque catégorie citée en fonction :

- + Du volume de sels susceptible de provoquer des problèmes
- + Des mécanismes d'interaction sol /eau/plante qui risquent d'être perturbés
- + De la gravité probable du problème après usage à long terme de l'eau en question
- + Et des procédés de recharge dont on dispose pour corriger ou minimiser le problème

1°LA SALINITE :

Le tableau N° 4, donne la classification des eaux et leur utilisation en fonction de la CE (FAO, 1988).

Un sol à salinité excessive, surtout dans les horizons supérieurs où la plupart des plantes puissent le gros de leur eau et de leurs éléments nutritifs dissous, entrave l'absorption de l'eau par les racines. L'objectif est d'améliorer l'accessibilité de l'eau du sol aux plantes. Pour atteindre cet objectif il faut :

- * Irriguer fréquemment
- * Utiliser les espèces tolérantes
- * Recourir à de l'eau supplémentaire pour lessivage
- * Modifier les façons culturales
- * Adopter une méthode d'irrigation qui assure un meilleur contrôle de la salinité du sol

Par exemple :

Dans les régions arides de Tunisie les superficies irriguées augmentent d'une année à une autre, et il a été constaté que les plantes poussaient bien dans les sols irrigués avec de l'eau contenant 5 grammes de matière salée anhydre par litre, et aussi avec l'eau gypseuse. Le succès de cette opération dépendait de l'apport fréquent de petites quantités d'eau pour réduire la tension entre l'eau et le sol, d'un drainage correct et d'un lessivage périodique (COINTEPAS, 1968; HOORN et al 1968 ; ARAR ,1977) cité par ARMITAGE ,1986.

Classification des eaux salées

TABLEAU N°: 4 Classification des eaux et leur utilisation en fonction de la CE (FAO,1988).

Classe	Conductivité électrique (dS/m)	Concentration en sels (mg/l)	Type d'eau
Non saline	< 0,7	< 500	Eau potable et eau d'irrigation
Légèrement saline	0,7 - 2	500 - 1500	Eau d'irrigation
Modérément saline (eau saumâtre)	2 - 10	1500 - 7000	Eau de drainage et eau souterraine
Hautement saline	10 - 25	7000 - 15000	Eau de drainage et eau souterraine secondaire
Très hautement saline	25 - 45	15000 - 35000	Eau souterraine très salée
Eau salée	> 45	> 45000	Eau de mer

2°LA PERMEABILITE D'UN SOL :

Elle peut diminuer par suite de nombreux facteurs en particulier ceux qui ont une relation directe avec la qualité de l'eau ;

§ Une eau fortement sodique, modifie la structure pédologique amenant les particules du sol plus fines à se disperser dans les pores du sol.

§ Une eau à faible taux de salinité est corrosive et provoque l'épuisement dans les horizons supérieurs du sol, des minéraux et des sels facilement solubles comme ceux du calcium avec des effets semblables à ceux des eaux à forte teneur en sodium).

D'autres procédés consistent :

- A Irriguer fréquemment
- A labourer et à scarifier en profondeur
- A prolongé la durée d'une opération d'irrigation
- A collecter et à recycler l'eau de ruissellement
- A épandre des résidus organiques sur le sol.

3°LA TOXICITE IONIQUE SPECIFIQUE :

Elle est provoquée par les ions de sodium et de chlorure auquel beaucoup de plantes sont sensibles. Pour corriger ces types de problèmes, il convient d'irriguer plus fréquemment, d'accroître la quantité d'eau d'utilisée pour le lessivage et dans le cas d'une toxicité sodique, d'employer un rectificateur comme le gypse ou l'acide sulfurique (SHAH, 1978) in ARMITAGE, 1986.

Lorsqu'on utilise les eaux usées pour irriguer des cultures ,notamment au Koweït(FIRMIN, 1971) ;à Victoria (STEWART , 1979) ;aux Etats Unis(URIE, 1975) cité par ARMITAGE ,1986; on s'expose à d'importantes conséquences à long terme du fait que ces eaux contiennent des quantités élevées d'ions et autres matières qui s'accumulent dans le sol, de nuire à la croissance des plantes et de polluer les eaux souterraines. AYERS et WESTCOT, (1976) ont insisté sur la nécessité des contrôles et à des évaluations minutieuses dans ce genre d'irrigation.

b) LA QUANTITE D'EAU D'IRRIGATION :

En principe, la prévision des besoins en eau d'irrigation est un processus complexe qui tient d'un grand nombre de facteurs interactifs très variables. RAEDER-RIOTZSCH, 1965 in ARMITAGE, 1986. Ont proposé une démarche empirique est la meilleure pour évaluer les besoins d'une culture, car les méthodes théoriques ne permettent pas de répondre aux questions qui ont trait à la disponibilité de l'eau sur le terrain

- *Combien d'eau les plantes ont besoin ?
- *Quand et pour combien de temps cette eau est nécessaire ?
- *Combien de temps une plante peut tolérer de ne pas être irriguée ?
- *A quel moment de l'année...

Pour déterminer les besoins d'irrigation on utilise plusieurs indicateurs de la teneur en eau des plantes. (DOORENBOS et PRUITT, 1977) in ARMITAGE, 1986 proposent des formules détaillées pour calculer les besoins d'irrigation dans diverses conditions climatiques et culturales.

c) COMPORTEMENT PHYSIOLOGIQUE DES PLANTES VIS A VIS DE L'EAU D'IRRIGATION :

La tolérance des espèces végétales à la salinité et à la saturation en eau varie considérablement. Elle varie selon le stade de développement de la plante.

Les plantes sensibles à la salinité sont dites *glycophytes*, celles qui tolèrent la salinité *halophytes*. YADAV 1980 in ARMITAGE 1986 a noté que la tolérance varie en fonction de la nature des ions.

Différents auteurs ont démontré que la croissance des plantes peut être affectée par la salinité du sol selon trois facteurs :

- La réduction du potentiel hydrique du milieu
- L'accumulation de la concentration toxique d'ions
- La dégradation physique du sol résultant de la concentration de sodium échangeable.

De façon générale, les végétaux très sensibles à la salinité sont affectés par une toxicité spécifique. On considère qu'à concentration ionique égale d'une salinité attribuable à des ions de sodium et de chlorure est plus nuisible pour ces espèces que la salinité due à des ions de calcium et de sulfates. Les espèces plus tolérantes peuvent supporter des concentrations élevées de sel. Dans ce cas, l'effet osmotique est le principal facteur qui influe sur leur croissance. Rappelons que les ions qui prédominent dans le sol sont: le sodium, le calcium, le magnésium, les chlorures, les sulfates, les bicarbonates et les carbonates. La salinité provient le plus souvent d'une concentration de sodium et de chlorure et de sulfate. La salinité engendre des symptômes semblables à ceux causés par la sécheresse. Les sels nuisent à la croissance des plantes par les manières suivantes :

- + En réduisant l'apport d'eau
- + En bouleversant l'équilibre hormonal de la plante
- + En endommageant les cellules végétales et leur composant
- + En augmentant la respiration qui a pour effet de réduire la photosynthèse

La croissance des plantes est affectée la salinité du sol et le sel accumulé sur les feuilles et les pousses dans le cas d'une irrigation par aspersion. Trois facteurs en relation avec les solutés du sol peuvent influencer sur la croissance et sur le rendement dans les conditions salines et alcalines :

- La dégradation physique du sol résultant d'importante concentration de sodium échangeable (effet alcalin) touche la croissance des plantes.
- La réduction du potentiel hydrique du milieu de croissance (effet osmotique)
- L'accumulation des concentrations toxiques d'ions particuliers (déséquilibre des éléments nutritifs).

Selon les physiologistes les facteurs qui déterminent les niveaux de tolérance des plantes sont complexes. Ces niveaux dépendent : de la variabilité de la salinité, de l'exposition des plantes à la salinité selon l'époque, la région, les conditions physico-chimique, les conditions climatiques. Ainsi, BIELORAI, 1973 ; BIELORAI et al 1973 ; ALI 1960 ; SHELHAVET 1973; RAWITZ et al, 1966 in ARMITAGE, 1986 ; ont défini les rapports ; Eau du sol, Développement des racines, Rendements de la culture par :

- a) Une carence d'eau du sol produit un volume racinaire relativement important et un faible rendement.
- b) Une teneur en eau suffisante du sol produit un volume racinaire modéré et un rendement élevé.

- c) Un excès d'eau dans le sol provoque une mauvaise aération, un faible volume racinaire et un faible rendement.

CONCLUSION

Les techniques modernes fournissent aujourd'hui des moyens de contrôle efficaces de tous les Paramètres liés à l'irrigation et à la salinité. Il paraît donc important de les mettre en œuvre et de généraliser leur utilisation :

- Au niveau des eaux, l'utilisation des électrodes spécifiques, pour la mesure, et l'enregistrement automatique des données ; le pilotage des réseaux d'adduction d'eau et d'irrigation par télétransmission, télé contrôle (JOURDES, 1987) le stockage des très nombreuses données analytiques existant dans beaucoup de pays, dans des banques de données sur la qualité des eaux qui peuvent être utilisées pour diverses finalités : agriculture, alimentation, industries.

- Au niveau des sols et des périmètres irrigués, la mise en place de réseaux de surveillance de l'évolution de la salinité par des méthodes globales, rapide et in situ (Conductivimétrie électromagnétique par exemple). Ce diagnostic périodique doit permettre de piloter au plus juste les apports d'eau en relation avec l'intensité et la profondeur du front pédologique salin. Enfin, dans tous les cas, le contrôle du niveau des nappes phréatiques et son maintien au delà d'une profondeur critique, s'avèrent toujours indispensables. C'est en effet la cause principale de la dégradation saline ou alcaline de 20 à 25 millions d'hectares de terre par irrigation et faute de drainage, et cela au rythme de 120 000 hectares par an environ selon la FAO.

V- DEGRADATION DES SOLS : SALINISATION, SODISATION.

La dégradation du sol est un processus qui diminue la capacité actuelle ou potentielle du sol de produire (quantitativement et/ou qualitativement des biens ou de services). Elle n'est pas nécessairement continue, elle peut avoir lieu pendant une période entre deux états d'équilibre écologique.

1) Les processus de dégradation:

Ce sont des phénomènes qui causent une diminution de la qualité des sols. Ce sont des processus dynamiques qui réagissent à une modification de la qualité et de la productivité des sols. On entend par dégradation les modifications provoquées dans un sol par des processus de dégradation par rapport à un état ultérieur : Par exemple, effet de l'érosion hydraulique, la salinité, etc. Par dégradation potentielle ; une dégradation projetée dans l'avenir sachant que les conditions présentes ne sera pas modifiée. Il s'agit d'un rythme continu de dégradation dans les mêmes conditions d'utilisation et d'aménagement des sols.

2) L'état actuel du sol :

C'est l'état dans lequel il se trouve par rapport aux différents types de dégradations. Pour l'érosion hydraulique, on évalue la profondeur, pour l'érosion éolienne, la salinisation et la sodisation, on évalue respectivement la texture, la conductivité électrique, et le pourcentage de sodium échangeable.

3) Différents processus de dégradation :

Les processus de dégradation des sols sont nombreux et souvent interdépendants; on les classe en six catégories :

+érosion hydraulique, +érosion éolienne, +excès de sel,
+ dégradation chimique, +dégradation physique, +dégradation biologique.

Les plus consternés pour l'étude qui suit, ce sont les quatre processus de dégradation Interdépendants:

°Salinisation et sodisation.

°Dégradation chimique (lessivage, toxicité et excès des sels).

°Dégradation physique (modification des propriétés physiques du sol: la porosité, la perméabilité, la densité apparente, la stabilité de la structure).

° Dégradation biologique (processus qui augmente le taux de minéralisation de l'humus).

LA SALINISATION

La salinisation est augmentation de la conductivité électrique d'un extrait de pâte saturée, à 25°, en mmhos /cm/

Les sels se sont accumulés au point où rien ne peut croître et la terre a été abandonnée (HADAS, 1965) in ARMITAGE 1986. Les sels ont été reconnus comme un problème depuis des milliers d'années, dans les régions arides et semi arides de par l'insuffisance de pluies pour le lessivage des sels au delà des zones racinaires (MILLER et DONAHUE, 1995) in ARMITAGE, 1986.

Ceci entraîne la sodisation, c'est à dire la formation des sels et notamment sodiques (cas des sols de la plaine d'EL OUTAYA). La vitesse de sodisation dépend de la composition de l'eau utilisée (eau d'irrigation) de la quantité d'eau apportée par année et de la conductivité électrique du sol.

DEFINITION DE LA SALINITE

C'est la quantité totale des résidus solides (en gr) contenu dans 1kg d'eau de mer quand tous les carbonates ont été transformés en oxydes, le brome et l'iode remplacé par le chlore et que toute la matière organique a été oxydée. En 1969, l'UNESCO a proposé la formule suivante : $S=1,80655 \cdot C$ qu'on appela salinité absolue. Cette définition a été revue et déterminé à partir des mesures de la conductivité, la température, et la pression, en 1978.

Mais qu'appelle-t-on une eau salée ?

Du point de vue quantitativement, par convention, une eau salée contient plus de 1gr/l de sel dissous, au dessous de cette valeur on parle d'« eau saumâtre ».

On distingue « sel » au sens courant dont le Na Cl est l'espèce la plus dominante, et « **sels** » qui représentent les constituants de la solution. Toutes les eaux souterraines contiennent les substances dissoutes sous formes ioniques. La source la plus importante de substances dissoutes est la dissolution du calcaire, du gypse et des autres évaporites (Na Cl, Na₂ SO₄, MgSO₄, les sels de Br. Et K) apportés par l'altération des roches silicates. Les eaux très profondes est généralement très chargées en sels car la température augmente la solubilité de nombreuses substances.

La salinité des eaux est mesurée par: son analyse chimique (anions et cations), son résidu sec (évaporites à 105°C) et sa C.E (exprimé en micro siemens).

Elle est exprimée en grammes de substances dissoutes par litre, parfois en « degrés de BEAUME » (densité) et souvent par chloronité (gr de Cl- chlorure / l).

Les sels se déposent après évaporation, selon la séquence citée ci dessus. L'origine des sels est la décomposition des roches ignées et activités des volcans (HALITIM, 1984) les ions sont libérés par des processus tels que :

- L'hydratation (ETP élevée)
- L'hydrolyse dans le cas de lessivage ou de systèmes de drainage adapté
- L'oxydation et la réduction et échange

Selon (YARON, 1973) in ARMITAGE, 1986 ; ; plus de 200 Millions d'ha de terres irriguées dans le monde sont touchées par la salinité. Il est vrai que le sol renferme naturellement une quantité plus ou moins grande de sels solubles et ce n'est que lorsque la concentration atteint un niveau qui nuit à la croissance des plantes que l'on peut parler de salinisation. Cela revient de dire que l'on définit la salinité des sols en fonction des degrés de la tolérance des plantes. La minéralisation des ressources hydriques, des eaux souterraines est un problème universel dans les régions arides ARMITAGE, 1986. Les causes sont nombreuses dont on cite :

- + Evaporation des eaux superficielles et l'eau souterraine peu profonde
- + Saumâtre fossile laissé par les lagunes et lacs intérieurs anciens
- + Sels fossiles, précipités sous forme de sédiments marins à grains fins
- + Sels éoliens se déposant par précipitation et sous forme de retombés sèches

Et contamination directe de la mer, dans le cas des sources saumâtres provenant des formations calcaires (ELGABALY, 1971) ; MANDEL, (1973).

Selon la FAO, 1984, la salinisation des terres agricoles est due soit :

- + A l'eau d'irrigation saumâtre
- + La nappe artificielle proche avec une qualité médiocre
- + La nappe aquifère côtière et l'eau est prélevée pour l'irrigation
- + Soit une nappe phréatique dont l'origine est une mer quaternaire fossile (ALBIENNE)

On parle de l'eau saumâtre, lorsque l'échange de cations entre le sol et l'eau d'irrigation qui est à l'origine de la salinité des sols.

Selon JOB et HACHICHA, 1992 en étudiant le système eau /sol expliquent que les mesures de salure du sol se font par prélèvement d'échantillons et analyse au laboratoire. Ainsi après avoir obtenu la conductivité de l'extrait de saturation du sol qui est la référence (USSL -1954). La variable choisi étant la conductivité apparente globale du sol intégré entre 0-2m de profondeur et en utilisant un conductimètre électromagnétique (JONC et al 1979), représentée par deux descripteurs :

C.E - représente la teneur en sel

p - représente l'allure du profil salin

et on déduit le principe suivant :

Un sol sous irrigation aura une valeur de la C.E assez faible et valeur de $p < 1$; alors qu'un sol dans lequel manifeste des remontés capillaires par suites d'abandon des champs cultivés (6 à 18 mois jachère non travaillée) ou par mauvaise gestion de l'eau comme il a été constaté, irrigation non contrôlée ,labour profond inexistant voir le non désherbage des parcelles cultivées ,le manque de système de drainage aura une valeur de C.E plus élevé pour une valeur de p supérieure à 1 .

Sachant que la variable C.E dépend de l'humidité volumique, de sa porosité et de la nature des argiles (NEILL -1980); JOB et al, (1987).ont montré que le comportement électromagnétique des sols calcaires des régions arides méditerranéennes est indépendant de leur teneur en gypse et se divisent en trois classes de comportement suivant les textures sableuse, équilibrée et limono argileuse ou plus fins . En prenant les critères agro pédologiques tels la texture, et la porosité afin de bien situer le comportement salin, la répartition des sels au sein du profil et leur accumulation sur les sols et les surfaces de sol (cas d'irrigation par méthode goutte à goutte) sous forme précipités. Un tel système hydro pédologique où l'on constate aucun ruissellement à partir des eaux d'irrigation, le manque de système de drainage ,voir difficile à impossible le lessivage vue le sous-sol très compacte et très dur à travailler sous climat aride crée l'hydromorphie en période d'irrigation par manque de circulation des eaux et stagnation en surface du sol ,l'holomorphie affecte à des degrés divers le sol peu évolué d'apport alluvial. C'est le cas de la plaine d'EL- OUTAYA dont les sols sont de formation alluvionnaire.

L'analyse économique des dommages causés par la dégradation du sol a été faites en différentes occasions .Cette analyse est fondée sur une série d'hypothèses et de variables économiques qui peuvent avoir des valeurs locales. (RIQUI.1977; in FAO, 1980). Une technique, qui permet de comparer directement les effets de divers types de dégradations des sols se présente comme celle qui va suivre pour l'évaluation de la salinité. Pour exprimer la dégradation des unités appropriées pour chaque processus particulier :

+Erosion du sol par l'eau : perte de sol en t/ha/an ou en mm/an

+Erosion du sol par le vent : perte de sol en t/ha/an ou en mm/an

Une technique, qui permette de comparer directement les effets de divers types de dégradations des sols se présente comme celle qui va suivre pour l'évaluation de la salinité. Pour exprimer la dégradation des unités appropriées pour chaque processus particulier :

+Erosion du sol par l'eau : perte de sol en t/ha/an ou en mm/an

+Erosion du sol par le vent : perte de sol en t/ha/an ou en mm/an

.si l'on suppose que la densité apparente du sol sec est de 1,5 ; 1 t/ha/an =0,06 mm/an, et 1 mm /an =15,0 t/ha/an. (Source, FAO .1980, 1984).

+Sodisation : augmentation de sodium échangeable (ESP)

$$ESP = (Na/CEC)*100$$

ESP : pourcentage de sodium échangeable.

La salinisation et la sodisation concernent l'une et l'autre la couche de sol comprise entre 0et 60 cm de profondeur.

*Dégradation chimique :

Acidification : diminution de la saturation en bases, en pour cent/an

Saturation en bases = (bases échangeables totales/ capacité d'échange des cations) x 100

Toxicité : augmentation des éléments toxiques, en ppm/an

*Dégradation physique :

Augmentation de la densité apparente, en gr/cm³/an, ou diminution de la perméabilité, en cm /h/an. (50-60 cm de profondeur) diminution de la stabilité structurale (Is/an)

*Dégradation biologique :

Diminution de l'humus, en pour cent de diminution/an. (Sol superficiel de 0-30 cm)

En général, un des pronostic, de la salinité et de sodicité repose sur des équations normalisées, comme l'équation universelle de la perte de sol (EUPS), et sur des calculs des bilans hydriques et salins, qui jouent un rôle important dans ces types d'évaluation. Certains de ces techniques ont été décrites dans des ouvrages de la FAO, 1976; et FAO/UNESCO, 1973.

La FAO, avec la collaboration UNESCO/PNUE, 1980; utilise la méthode provisoire pour l'évaluation de la dégradation des sols; en matière de salinisation et sodisation; considère les facteurs suivants :

_Le facteur climat :

L'indice proposé par ses organismes est P/ETP. L'intensité de la salinisation est inversement proportionnelle à cet indice; c'est à dire, plus l'indice est faible et plus la salinité est forte.

Deux cas possibles se présentent :

*La salinisation sans eau souterraine mais avec un sol salé ou salins :

L'indice climatique $C = ETP/P * 10$

Avec les étalonnages et avec les zones bioclimatiques correspondantes de la carte mondiale de désertification

$C = ETP/P * 10$	0,5 nulle à légère	0,5-0,2 modéré	0,2 -0,5 forte	0,5- 3,3 très forte
------------------	-----------------------	-------------------	-------------------	------------------------

(Zones bioclimatiques Carte mondiale de désertification)	sub / humide	Semi-aride	Arides
---	--------------	------------	--------

Quand on utilise une eau d'irrigation non salée, on ajoute la quantité d'eau d'irrigation utilisée. Ce qui permet de modifier l'équation à :

$C = ETP / (P+Q) * 10$ ou Q représente la quantité d'eau d'irrigation utilisée, c'est le cas de l'ITDAS quand on utilise l'eau du barrage

Le facteur sol :

Pratiquement, le sol est considéré peu salé ou salé (LE HOUEROU, 1977; HALITIM, 1984; HACHICHA et al 1997). Le risque d'augmentation de la salinité des sols en profondeur est important si le rapport P /ETP est supérieur à 0,75.

Le facteur topographique :

Sous l'influence d'un climat aride, les plaines mal drainées à pentes peu accentuées comportent de forts risques de salinité ou alcalinité.

Pour les pentes importantes, on utilise :

$$\frac{\text{Superficie du bassin versant} \times \text{coefficient}}{\text{superficie du bassin}}$$

Et pour les pentes moins importantes, on utilise

$$\frac{100 \times \text{coefficient de ruissellement}}{100}$$

Remarque :

La quantité d'eau d'irrigation en excès ne doit pas dépasser la capacité de drainage du sol. Elle constitue souvent le facteur limitant à l'apport d'excès d'eau pour deux raisons possibles :

- Faible drainage à nul du à la couche imperméable (ce qui est le cas du périmètre)
- nappe élevée, ce qui va nécessiter un drainage artificiel.

La CEC peut être estimée à partir des données de tolérance de la culture à la salinité qui sont données par le tableau suivant :

Tableau n° 6 ; donne les niveaux critiques de la salinité CEC au-dessus de laquelle on risque d'avoir une réduction de rendement

Nom commun	Seuil moyen de salinité (EC _e)		Seuil d'ECi pour des récoltes		
			sable	terre	argile
Culture de plein champ	7.7	(+) (+)	12.1	6.9	4.0
Coton					
Blé					
Riz					
Grain de maïs	3		4.8	2.7	1.6
	1.7		3.2	1.8	1.1
Fruits	4	(+) (+)	5.1	2.9	1.7
- Olive					
- Orange					
- Pomme	1.7		2.9	1.7	1.0
	1		2.0	1.2	0.7

ALCALINISATION ou SODISATION DU SOL

Le pourcentage du sodium échangeable ESP peut être estimé à partir de la composition de l'eau d'irrigation et de la concentration totale des solutés du sol sous la condensation moyenne du champ. Pour l'évaluation la sodisation, on procède de la même manière que pour la salinisation, on utilisant les mêmes facteurs

1) Pour le climat :

Les facteurs climatique qui déterminent la probabilité d'alcalisation, résulte parfois d'un passage à un climat humide ou d'une amélioration des conditions de drainage sur un sol salin. Comme pour la salinisation, il faut considérer les zones avec et ou sans présence d'une nappe souterraine sodique :

2) Pour le sol

Sur la carte mondiale des sols de la FAO AU 1/5000000, la présence des sols salins indique un risque de sodisation pour les sols adjacents de la plaine situés dans la même zone de basse altitude et ou la pluviométrie annuelle Pa est faible par rapport à l'ETPa.

3) Pour la topographie

Les conditions topographiques qui influent sur la sodisation sont :

L'importance de la nappe souterraine sodique

Et de tenir compte de la présence du sodium dans les formations géologiques du sous-bassin versant.

4) Pour le facteur humain

Les facteurs humains qui influent sur la sodisation peuvent s'expliquer par l'utilisation de l'eau douce ou sodique pour l'irrigation.

Conclusion :

Selon la FAO, 1984 ; la meilleure méthode pour surveiller l'alcalinisation consiste à déterminer au laboratoire le pourcentage sodium échangeable (ESP) d'échantillon du sol

Pour prédire le risque de l'alcalinisation, il faut déterminer le taux d'absorption de sodium (SAR) de l'eau d'irrigation, ainsi que la profondeur et le SAR de l'eau d'irrigation.

Il est possible de suivre les effets de l'alcalinisation en surveillant les propriétés physiques du sol, en particulier sa structure, sa porosité, sa perméabilité, et sa densité apparente.

L'autre méthode utilisée, s'énonce comme suit :

Si l'on suppose que l'humidité moyenne du sol sous conditions irriguées est de près de 2/3 de l'humidité à la capacité au champ, on peut estimer les concentrations de sodium et du calcium en multipliant ces concentrations au point de rétention HCC par 1,5.

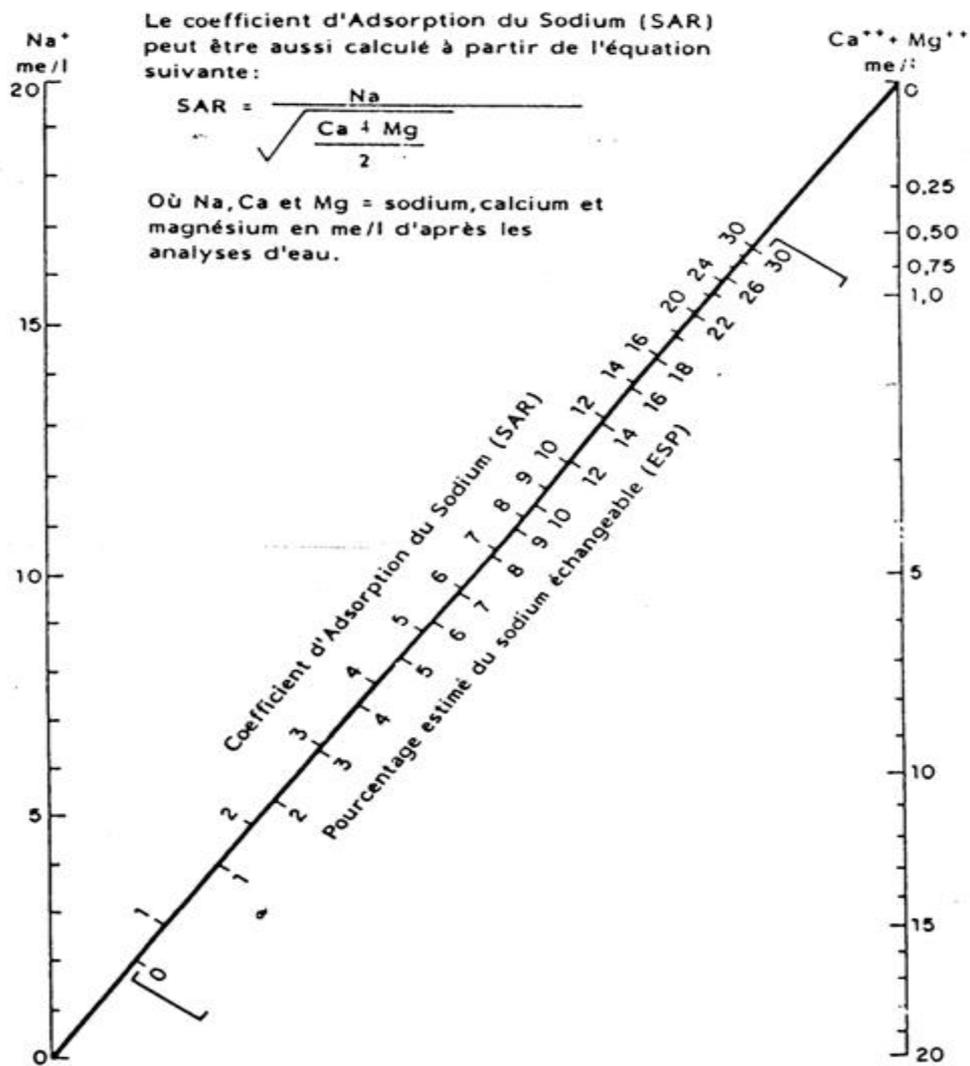


Figure N° : 2 Abaque permettant de calculer le SAR de l'eau d'irrigation et d'estimer la valeur correspondante de l'ESP d'un sol en équilibre avec l'eau (Richards ,1954)

CHAPITRE II

LOCALISATION ET CARACTERISATION PHYSIQUE DE LA REGION D'ETUDE

- I LOCALISATION DE LA REGION D'ETUDE**
- II GEOLOGIE DE LA REGION D'ETUDE.**
- III GEOMORPHOLOGIE DE LA ZONE
D'ETUDE ET DU PAYSAGE ENVIRONNANT.**
- IV HYDROGRAPHIE ET HYDRO-GEOLOGIE DU SOUS BASSIN
VERSANT DE LA PLAINE D'EL- OUT AYA.**
- V CADRE PEDOLOGIQUE ET CLASSIFICATION
DES SOLS DE LA PLAINE D'EL OUTAYA.**
- VI CADRE CLIMATIQUE DE LA REGION ET DU PAYSAGE
ENVIRONNANT.**

I- LOCALISATION DE LA REGION D'ETUDE

La région de BISKRA s'étend sur une superficie de 21671.24 Km². Elle se situe à environ 34° 48' de latitude et sa longitude est de plus de 5° 44' avec une altitude de 124m. Biskra est limitée au nord par Wilaya de Batna, au Nord-Ouest par la Wilaya de M'sila au Nord-Est par la Wilaya de Khenchla, au sud par la Wilaya d'El oued et au Sud-Ouest par la Wilaya de Djelfa.

La zone d'étude est située à 10 Km, au Nord-Ouest de la ville de Biskra, dans la région d' El Outaya . Cette zone d'étude est le périmètre irrigable de l'ITDAS, fait partie de la plaine d'EL-OUTAYA. Elle est située au Nord-Ouest du lieu de la Wilaya de Biskra par la route nationale N°3 à 6 Km au Sud de la ferme Dufour dite ferme Driss Amor. La plaine d'EL-OUTAYA est limitée :

- Au Nord par les communes d'EL-KANTARA et BITAM.
- A l'Est par les communes de BRANIS et DJEMMOURAH.
- A l'Ouest par la commune de TOLGA.
- Au Sud par la commune de BISKRA.

Elle se localise entre les coordonnées LAMBERT:

X = 755 à 786 km

Y = 179 à 191 km

Z = 200 à 280 m

Entre les longitudes 5° 80' -5° 50'Est et les latitudes 38° 80' -38° 90'Nord est qui s'étend sur une superficie de 33.000 ha.

La plaine d'El-Outaya est un glacis en pente douce qui s'étale au sud-ouest du Djebel Maghraoua et du pied des Aurès à des altitudes qui s'abaissent d'une manière régulière de 250 à 180m. Les talwegs des oueds qui coulent lors des pluies exceptionnelles s'y foncent de 1 à 3m et y montrent une nappe de graviers.

Les hauteurs qui l'entourent sont des crêtes correspondantes à la tranche des couches plissées; elles constituent des arêtes qui culminent aux altitudes de 415m (Djebel Bou Ghezal) et de 483 m (Djebel Maghraoua).



FIGURE N° 3 Station de l'ITDAS de l'OUTAYA BISKRA.

Source GOOGLE EARTH

II- GEOLOGIE DE LA REGION D'EL OUTAYA

D'après l'étude du bassin du HODNA et des régions voisines effectuées par (GUIRAND,1990 in FERHANI ,2003), il y a lieu de distinguer d'une part des piémonts établis sur le néogène , très disséqués et drainés par de nombreux oueds , et d'autre part ,par la vaste plaine d'El-Outaya.

A) TERRAINS SECONDAIRES (Mésozoïque)

1) * TRIAS

Les roches de sel paraissent du reste de l'ancienne limite Sud des lagunes triasiques bordées du continent désertique saharien (Sahara Mer du Quaternaire). Les formations haloides triasiques se sont décelées par des sources salées chaudes ou froides dont les eaux sont chargées de sels à leur contact en profondeur (sources thermales :Hammam EsSalihines BISKRA , Hammam Sidi EL Hadj Fontaine des Gazelles situé au Nord -Est d'El-OUTAYA).

De façon générale en Algérie Orientale, le gypse domine dans le TRIAS au Tell et au Nord des Hautes plaines tandis que le sel gemme forme de véritables montagnes au Sud des Hautes plaines et aux abords des Aurès. Mais il a été remarqué par certains auteurs que les relations stratigraphiques avec les sédiments fossilifères(Quaternaire) d'âges divers sont dites anormales : le Trias a été confondu avec divers terrains secondaires ou tertiaires(Jurassique ,Crétacé, Nummulitique, Néogène).

Le diapir du Djebel El-Maleh est un anticlinal représentant un pli poste miocène à noyau triasique constitué par des marne bariolées et gypsifères. Son épaisseur dépasse les 1000m.

2) *JURASSIQUE

Le centre du massif de l'Aurès occupé par un anticlinal qui affleure des couches Kimméridgiennes à la base est représenté par des calcaires siliceux et des brèches . La partie supérieure est marneuse dures. Le lias représenté par un lambeau au Sud du dôme de sol et constitué par des dolomies brichoides .Il affleure au Nord d'El-Outaya (FERHANI,2003).

3) *CRETACE

La division classique du Crétacé est représentée par une stratigraphie bien nette.

a) LE CRETACE INFÉRIEUR

Dans les monts du HODNA et de BATNA, comprend des calcaires marneux (calcaire à ciment) Le Crétacé supérieur correspond à des conditions lithogénèse représenté é par une assise des marnes argileuses d'un gris verdâtre admettent des intercalations de calcaire marneux (BELEZMA, HODNA, CENTRE DE L'AURES).

*L'ALPIEN :

Les affleurements du Crétacé inférieur avoisinant les alignements Triasiques se montrent comme des diapirs et sont formés d'Alpien récifal, calcaire ou dolomitique avec intercalation marneuse.

b) CRETACE MOYEN Cm

Il forme la transition entre le régime anticlinal de tous les sédiments plus anciens et le régime synclinal contenant des terrains plus récents (du crétacé supérieur au néogène).

*L'ALBIEN :

L'ALBIEN est représenté par des calcaires subrécifaux et des dépôts subbathaux (néritiques profonds) : ce sont des marnes plus ou moins fossiles voir schistoïdes qui contiennent des ammonites ferrugineuses.

LE CENOMANIEN :

Sur le VRACONNIEN se présente le Cénomanién néritique formé de roches marno calcaires avec absences totale de dépôts clastiques.

LE TURONIEN : II est constitué par des calcaires récifaux à Rudistes qui jouent un rôle important. La topographie, sous forme de corniches superposées aux marnes cénomaniennes

- des calcaires blancs massifs
- des dolomies blanches roses cristallisés.

c)LE CRETACE SUPERIEUR

La sédimentation au Sénonien est comparable au Céno­manien : soit calcaire soit marneuse formé de lentilles ou de gros bancs de gypse s'intercalent à différent niveau à partir du Campanien dans les régions de BATNA ,D'EL-KANTARA, de l'AURES ORIENTAL et NEGRINE .Elles marquent des épisodes sublagunaires dans les faciès néritiques. L'ensemble du Crétacé Supérieur est formé de marnes noires schistoïdes.

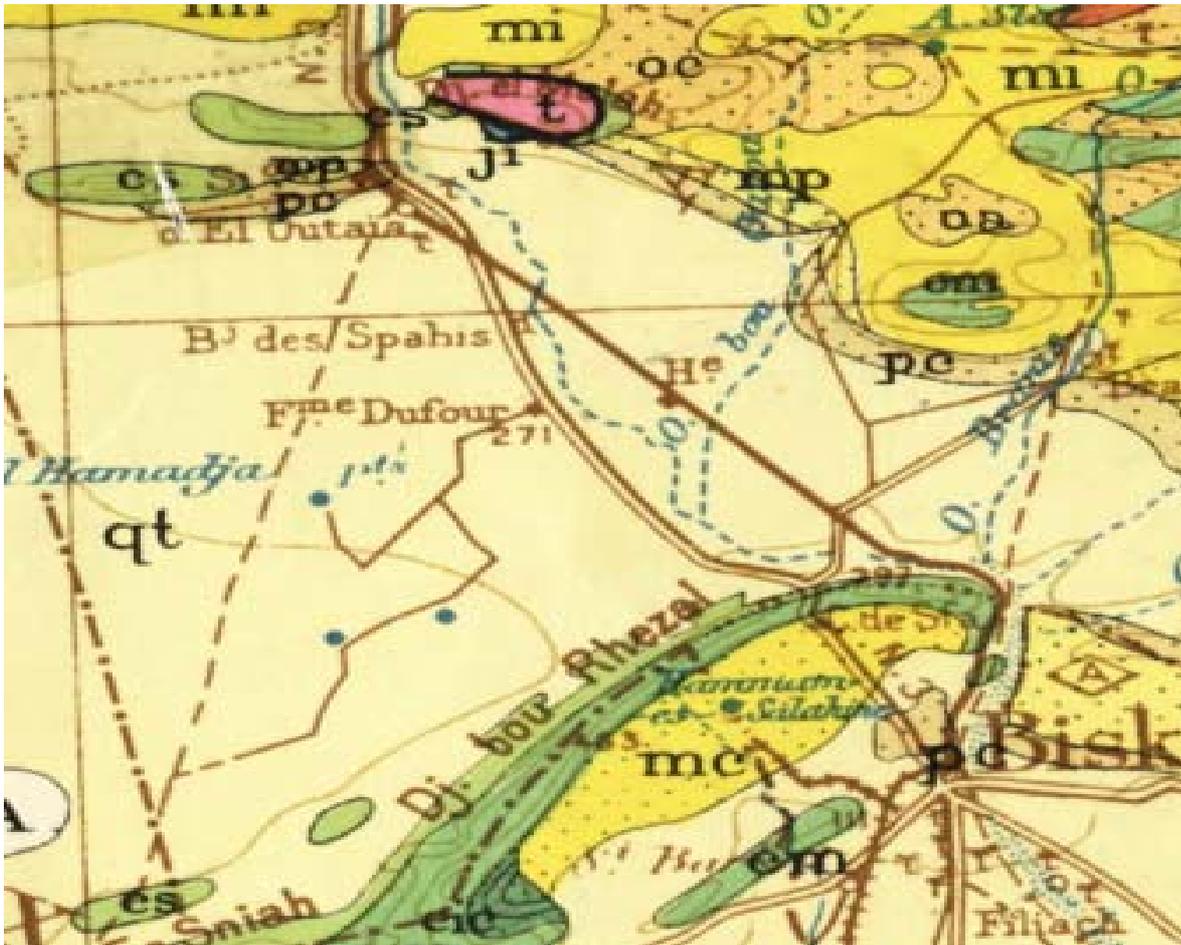


FIGURE: N° 4 carte géologique de la plaine d'El-Outaya ((*plaine d E l 'Out aya* et le *paysage* environnant (Par *DELEAU,P* et *LAFITTE, R.* 1951/1952) Echelle1/500000.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

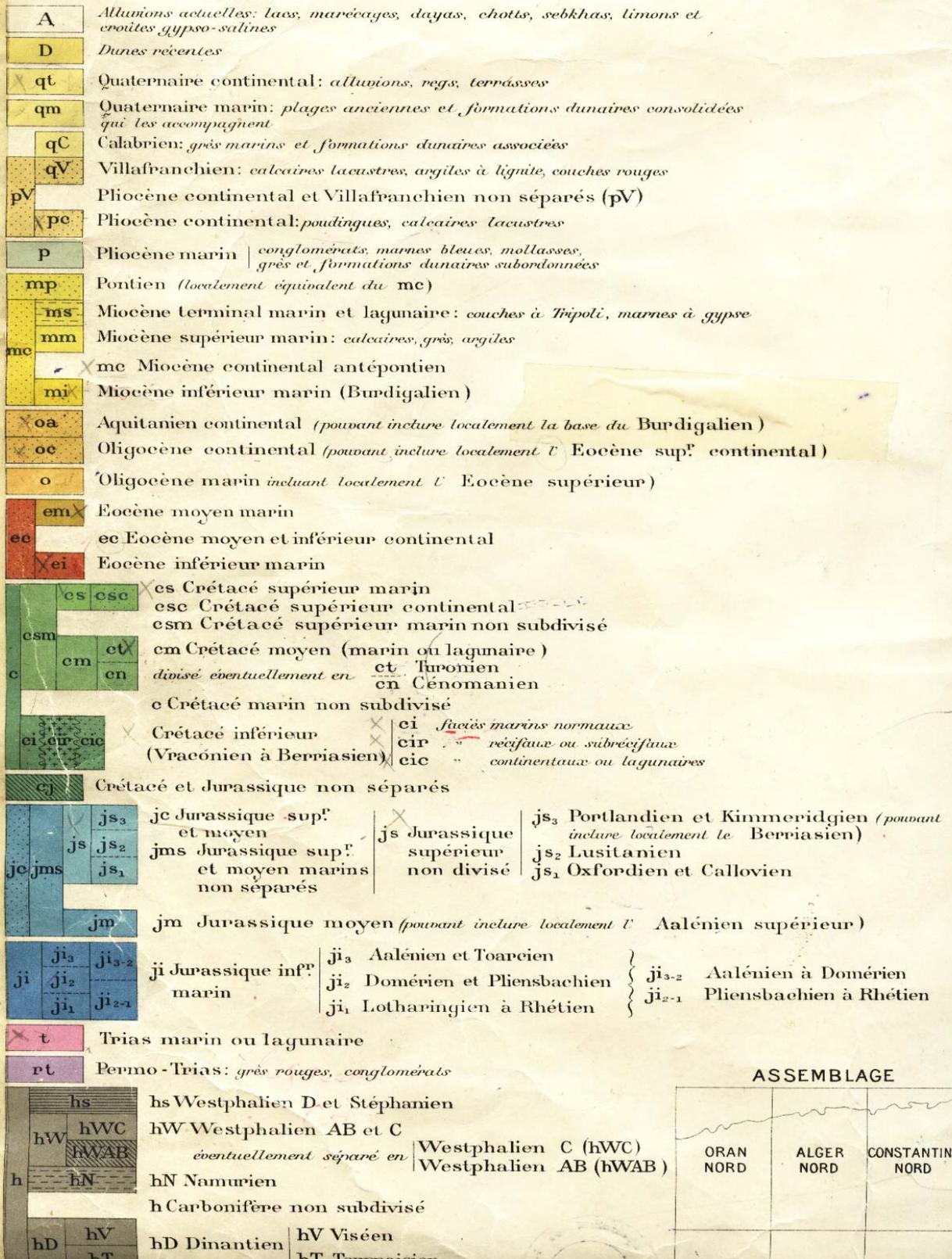


FIGURE N°: 5 Légende de la CARTE GEOLOGIQUE D'UNE REGION DE L'EST ALGERIEN (plaine d'El Out aya et le paysage environnant (Par DELEAU, P et LAFITTE, R. 1951/1952).

B) TERRAINS TERTIAIRES (Cénozoïque)

1) L'EOCENE

a) EOCENE Ei

de composition lithologique assez uniforme est formés de très nombreux bancs épais de calcaire marneux, gris bleuâtre à platine blanche, ou ocreuse aux affleurements dans lesquels s'observe des niveau de rognon siliceux brun ou noir de formes variées :

-des calcaires à silex

-à la base des argiles vertes gypseuse (Sud des Aurès), région du grand chott, à l'ouest de Boutaleb. Dans la région d'El-Kantara existe des dépôts continentaux de cet age avec des mollusques pulmonés associés.

b) EOCENE Em

A la lisière du Sahara, la prédominance des faciès saumâtres implique l'existence de lagunes proche de la Mer Lutétienne.

c) EOCENE Es, OU L'OLIGOCENE (S)

Des formations continentales couvertes de résidus de vieilles alluvions fluvio- lacustres ou lagunaires (poudingues à galets, de sables ou grés friables, argiles ferrugineuses.

L'Oligocène est surmonté par le *Néogène inférieur marin (HODNA, la cuvette D'El-Kantara, et d'El-Outaya, dans l'AURES et près de Lambèse.*

A cet âge se développe en Algérie Orientale un régime steppique de chott (M'lila, Hodna, Bas Sahara) s'est sédimentées des argiles à gypse.

L'accentuation du relief, sous un climat humide a favorisé le creusement de larges vallées où l'action des pluies se manifestait par l'accumulation de poudingues grossiers, mêlés à des grés et à des argiles colorés en rouge.

2) LE MIOCENE

_Présence de galets qui ont donne naissance à des poudingues caractéristiques

Il s'est développe des calcaires phytogènes sur lesquels se place une puissante assise argileuse ou marneuse de teinte foncée, noirâtre, grise, ou parfois verdâtre

3) LE PLIOCENE

Les formations pliocènes continentales sont des témoignages de dernières manifestations fluvio- lacustres sur les hautes plaines et en bordure du Sahara.

Elles sont principalement des conglomérats ou de cailloutis épais qui simulent par leur redressement subvertical, une muraille saharienne depuis Biskra jusqu'au voisinage de Negrine. Ces dépôts détritiques grossiers correspondent au remplissage de l'un des grands synclinaux de l'Aurès et à celui du fossé tectonique longeant le pied du massif montagneux depuis Biskra jusqu'à Zribet El Oued (fosse Sud Eurasienne).

C) TERRAINS QUATERNAIRES

On comprend par Quaternaire ,tous les dépôts qui se sont formés entre la fin de la période subapienne (Ts) pliocène et le commencement de l'époque actuelle ou terrain moderne ,c'est à dire d'origine alluviale, colluviale ou éolienne(POUGET ,1980.). Ils peuvent être répartis entre le Quaternaire ancien ou SICILIEN et le Quaternaire moyen ou Pléistocène MONASTIRIEN. Le Sicilien fut marqué par un affaissement par saccades. Les formations continentales correspondent à des alluvions étagées en terrasses. Le Monastirien : autour des résidus lacustres (chotts, galaa, sebkha voir margea) présentent dans les hautes plaines s'est formés des dépôts du Quaternaire épais de limons fins, grisâtre, argilo-marneux Les affleurements Triasiques qui se présentent au voisinage des Djebel el Maleh, sebkha, lacs... ; les eaux sont saturés de sel (Hodna, Bled el Hzema, Sud ouest de la ville de BISKRA), qui se cristallise en période de sécheresse.

Il s'effectue une sédimentation de colmatage (argile ou limon fins) et par milieu de dépôt de gypse et même de sel gemme.

Au cours du Quaternaire moyen (Qm) ou Pléistocène et surtout le Quaternaire récent ou Neopléistocène s'est effectué un assèchement progressif de la contrée.

Ces phases de dessiccation dues aux conditions météorologiques, ont permis à l'extension des zones steppo-désertiques.

Il couvre la majeure partie de la plaine d'El-Outaya, son épaisseur varie de 2 à 30 mètres.

Le récent est fait de cailloutis et éboulis aux pieds des montagnes de dunes de sables ainsi que d'alluvions sableuses et caillouteuses des lits actuels des oueds.

Le moyen est composé de "Deb-Deb" calcaire-gypseux, des travertins des sources et d'alluvions sableuses et argileuses de la plaine.

L'ancien est constitué par des poudingues près des montagnes, ensuite par des dépôts sableux et argileux.

CONCLUSION :

La géologie et à l'origine de nature lithologique est constituée un des facteurs de la formation des sols et des reliefs de l'Afrique du Nord. On s'est référé aux cartes géologiques d'Algérie, région Est, Ech 1/500 000 et les feuilles : (Constantine -nord, Constantine Sud), d'après M.LARNAUDE 1937, et CORNET et al. 1952, et à l'esquisse structurale et bibliographie sommaire par MM SAVORNIN, BETIER, JOLEAUD, 1937 ; avec carte des zones tectoniques de l'Est Algérien, au 1/5000 000.

Le Jurassique supérieur domine ; il représente le faciès dominant avec ses dolomies, grès et marnes calcaires durs traversés par des bancs argiles.

Dans le Mont de Batna et dans les Aurès, il est essentiellement marno-calcaire. De Jurassique jusqu'à l'Albien, on note la présence de sédiments gréseux. Le Cénomaniens est formé de marnes. Le Torunien est érodé, et le Sénonien débute par des conglomérats auxquels succèdent des argiles qui se terminent par du gypse. Les pointements diapirs sont fréquents dans l'Atlas Saharien et à l'Ouest des Monts des Aurès, sont formés de marnes salifères et constituent des montagnes de sel : Djebel El Maleh, El out aya, Djebel Metlili. Le Quaternaire se subdivise en trois niveaux :

° ANCIEN : formation de Poudingues de sables et d'argiles, près des montagnes.

° MOYEN : représenté par des dépôts des sources, d'alluvions sableuses et argileuses de la plaine.

° RECENT : essentiellement de cailloutis et des éboulis, des dunes et des alluvions des oueds (voir cartes des sols de Biskra), dépression Biskra -El-Kantara, plaine d'El-Outaya.

Il ne faut pas oublier que le Mio-Pliocène qui repose sur du calcaire lacustre couvre l'ensemble des Hauts Plateaux in DJEBAILI, 1984.

III - GEOMORPHOLOGIE DE LA PLAINE D'EL- OUTAYA ET DES PAYSAGES ENVIRONNANTS DES ZONES ARIDES :

La géomorphologie est considérée comme un ensemble de résultats de l'interaction entre les facteurs climatiques et géologiques, dont on définit les différentes unités du paysage semblables.

Beaucoup de travaux ont été présentés par des auteurs, citons BELLAOUEM et al. 1975 ; POUGET, 1980; TRICART, 1969; Djebaili, 1984, les principales unités géomorphologiques sont :

- les reliefs
- les surfaces plus ou moins planes
- les dépressions
- les formes d'accumulations éoliennes

1) Le relief :

Les formes orographiques, structurales liées à la tectonique, à la lithologie et à l'érosion. (TRICART 1969).

Selon la nature lithologique, on distingue :

- Les roches dures, formées de calcaire dur et de grès (carte pédologique) : c'est l'ensemble des massifs constitués par les djebels.
- Les roches tendres, formées de marnes et marno- calcaires : c'est l'étendue de collines plus ou moins pointues développées dans les roches tendres marno calcaires.
- L'intermédiaire entre roches dures et roches tendres : correspondent à des zones aplanies au voisinage des reliefs.

2) Les surfaces plus ou moins planes :

Ce sont particulièrement les cônes des piémonts, les glacis, les terrasses, et les chenaux des oueds alluvionnés.

+Les cônes des piémonts :

Il s'agit de matériau détritique très grossier dont on trouve le gravier cailloux et blocs anguleux. L'accumulation calcaire se fait en croûte et encroûtements, amas et nodules.

+ Les glacis :

C'est une expression topographique qui indique une surface douce et régulière de pente inférieure à 8%. POUGET 1980, distingue les différents glacis du quaternaire. Ceux du quaternaire ancien qui correspondent à des surfaces moulouyennes ; se caractérisent par des sols à croûtes calcaires. Ceux du quaternaire moyen, qui se sont développés après le Quaternaire ancien, caractérisés par une accumulation de calcaire moins important.

Les glacis du quaternaire récents et actuels sont composés de matériau alluvial (texture moyenne et fine). L'accumulation calcaire se fait en amas, en nodules, souvent encroûtements et rarement en croûtes.

+Les formes alluviales :

Ce sont des formations du quaternaire récentes et actuelles. Les matériaux transportés sont accumulés dans les zones d'épandages ou des dépressions (POUGET, 1980). Ce sont des zones d'épandages et d'étalement des eaux de crue des averses brutales qui permettent les dépôts d'un matériau alluvial.

Les terrasses se localisent le long des oueds principaux. Leur sol représente une texture grossière (sable grossier et cailloux).

3) Les dépressions :

Les eaux de ruissellement s'étalent dans les zones d'épandages et s'accumulent dans les dépressions endoréiques. Dans les régions arides on distingue les dépressions hyper salées (chotts et sebkhas) et les dayas où s'accumulent les eaux de ruissellement non salées ou peu salées.

4) Les formes d'accumulations éoliennes :

Elles sont importantes et de formes variées :

+ *Le voile sableux* : région environnante de M'doukel ; dépôts sableux discontinus plus ou moins mobiles.

+ *Les placages sableux* : versant Sud de l'Atlas Saharien aux environs de Biskra ; où on observe des taches d'accumulations de sable importantes.

+ *Les nebkas pièges* : l'Ouest de la plaine d'El-Out aya, le sable est piégé par des touffes de végétation clairsemée.

+ *Les micros dunes* : ce sont des accumulations des sables permettant le développement des psammophytes vivaces (Drinn). Elles sont développées surtout près des chotts (présence du gypse).

D'une manière générale, les zones arides se caractérisent par des ruptures de pentes brutales entre les massifs montagneux et les pédiments associées par des cônes de déjections, des plaines dépendages fluvio-glaciaires, des bas fonds et des dépressions qui influencent la répartition de l'eau et des éléments constitutifs des sols. L'accumulation de matériel transporté au cours des rares ruissellements se manifeste par des dépôts grossiers le long des ravins et par la formation des bancs et des couches des graviers.

L'action du vent sur les sables entraîne la formation des dunes et des bancs de sable indépendamment des reliefs (LUSTIG 1968 ; JONES 1981 ; DAN 1973).

Le sable éolien envahit souvent les terres cultivées et irriguées ainsi que les canaux (WOOD 1977). Les phénomènes qui exercent une influence sur la formation et les caractéristiques du sol, constituent les éléments geomorphologiquement importants ; dont en note :

- la distribution des particules fines et grossières arrachées du sol, transportées, refaçonnées, redéposées par le vent et l'eau.

Les effets bénéfiques de l'eau sont non négligeables :

- les apports des éléments nutritifs et de la matière organique

les possibilités de lessivage des sel accumulés dans le sol (F.B.ARMITAGE 1986).

IV - RESEAU HYDROGRAPHIQUE ET VERSANT HYDROGEOLOGIQUE DU BASSIN ET DE LA PLAINE D'EL-OUTAYA

Les conditions hydrogéologiques du paysage environnant de la plaine d'El-Outaya sont très variées surtout dans les zones montagneuses du centre du sud ouest du Mont des Aurès ; principaux lieux de sources qui résultent de la combinaison des particularités stratigraphiques , tectoniques et glyptogéniques,

Les eaux superficielles, dont certaines ont participé à l'alimentation des nappes phréatiques, autour des quels se sont formes des centres d'habitations : Fontaine des Gazelles, Sellet, Ain Mdoukel, Ngaous, Béni Farah, Ain D'féla...Alimentant souvent des ravineaux, des affluents des oueds.

Le réseau hydrographique de la région est représenté par un sous bassin versant du Chott Melghir dont l'exutoire principal est l'oued El-Hai, alimenté par un réseau d'affluents d'importance considérable et particulier ment de la fonte périodique, des neiges du Mont du Belazma et du Mont des Aurès. Il faut rappeler que l'oued El Haï n'est à sec que depuis une trentaine d'années ; depuis les débuts de la sécheresse.

Les principaux affluents d'Oued El HAI sont :

- * Oued Ec chaaba, qui prend sa source du Mont du Belazma
- * Oued Béni Fadhala et Maafa du Mont des Aurès
- * Oued Chebaba de l'Oued Boubiadha du Djebel El Groune du Mont des Aurès
- * Enfin oued Béni Farah, qui prend sa source du Mont des Aurès et rejoint l'oued El Haï au aux environ de Dar El Arroussia sous le nom de O. Bou Gatou. Djebel Metlili .

Il faut signalé que DUFOUR ,ancien colon avait réalisé un réseau de seguias et de canaux d'irrigation dont la trace existe de nos jours ,autour de la ferme dénomme « ferme Driss Amor » ex : ferme Dufour . Ce réseau était alimenté par l'écoulement, jadis permanent à l'irrigation des grandes surfaces de blé et des cultures maraîchères. Ces seguias ne sont plus utilisées que pendant les crues (tarissement des sources au niveau de l'oued).

Les hauteurs qui entourent la plaine sont des crêtes correspondant à la tranche des couches plissées ; elles constituent des arêtes à flancs dissymétriques conformes aux structures.

Elles culminent aux altitudes de 415 m (Djebel Bou Ghazel) , de 483 m (Djebel Maghraoua) . A l'Est Dj. Foum zgag à 443 m ; Dj Mohar (Branis) culmine à 584 m .Au Nord -Est Dj.El Malah se dresse jusqu'à626m sans s'intégrer dans les autres alignements ; il constitue un dôme escarpe et raboteux. Au Sud Ouest de la plaine, sur le même alignement de Dj.Bou Ghezal se dressent Dj.Guibane à 450 met Dj. Tenia à503m.

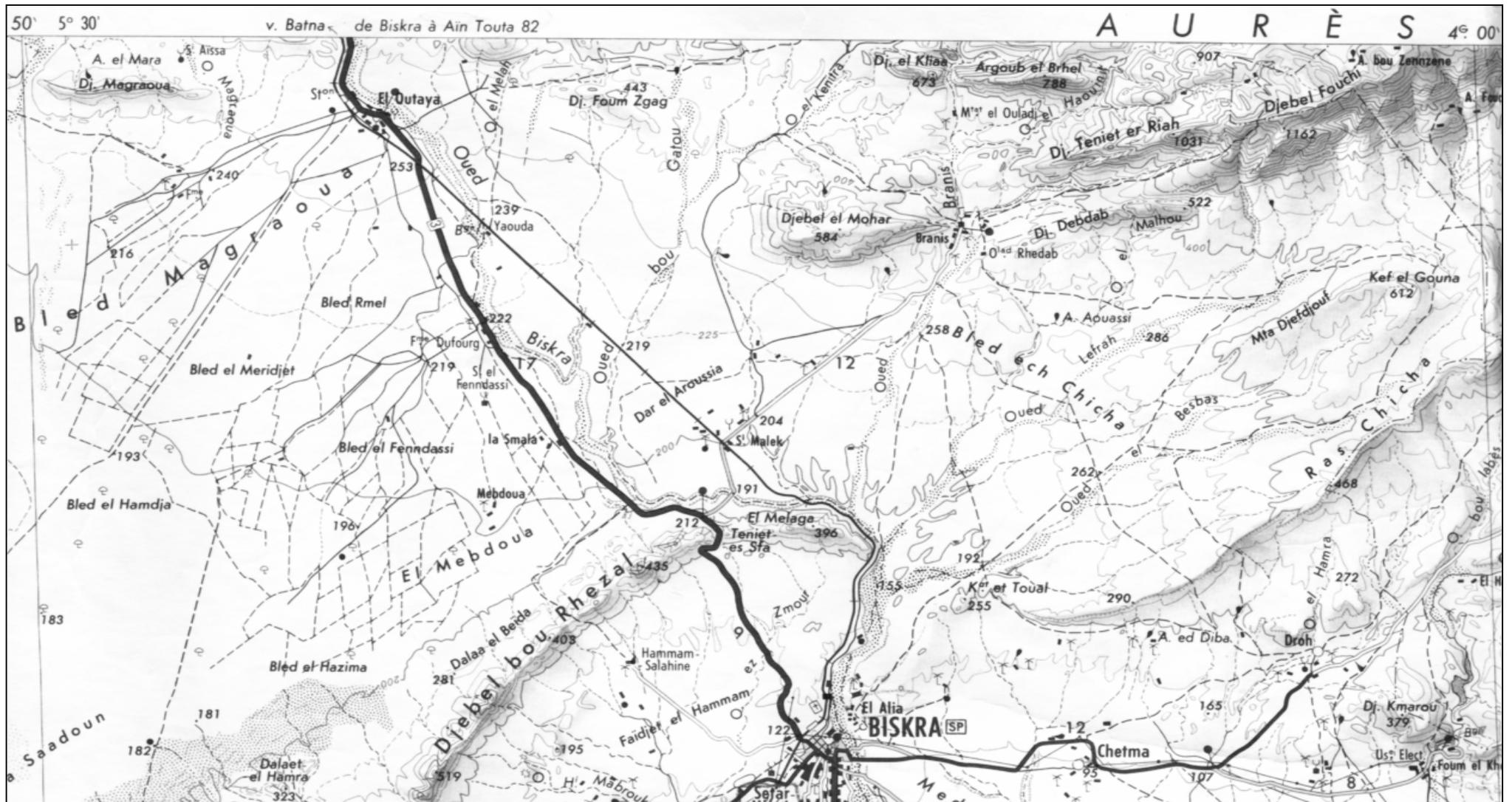


Figure N°: 6 Carte topographique de la région d'El Outaya (Biskra) et le paysage environnant
INSTITUT NATIONAL DE CARTOGRAPHIE D'ALGER .(Echelle1/50000).



Figure N° 7 Carte topographique, hydrographique et hydrologique de la région d'El Outaya(Echelle 1/200000).

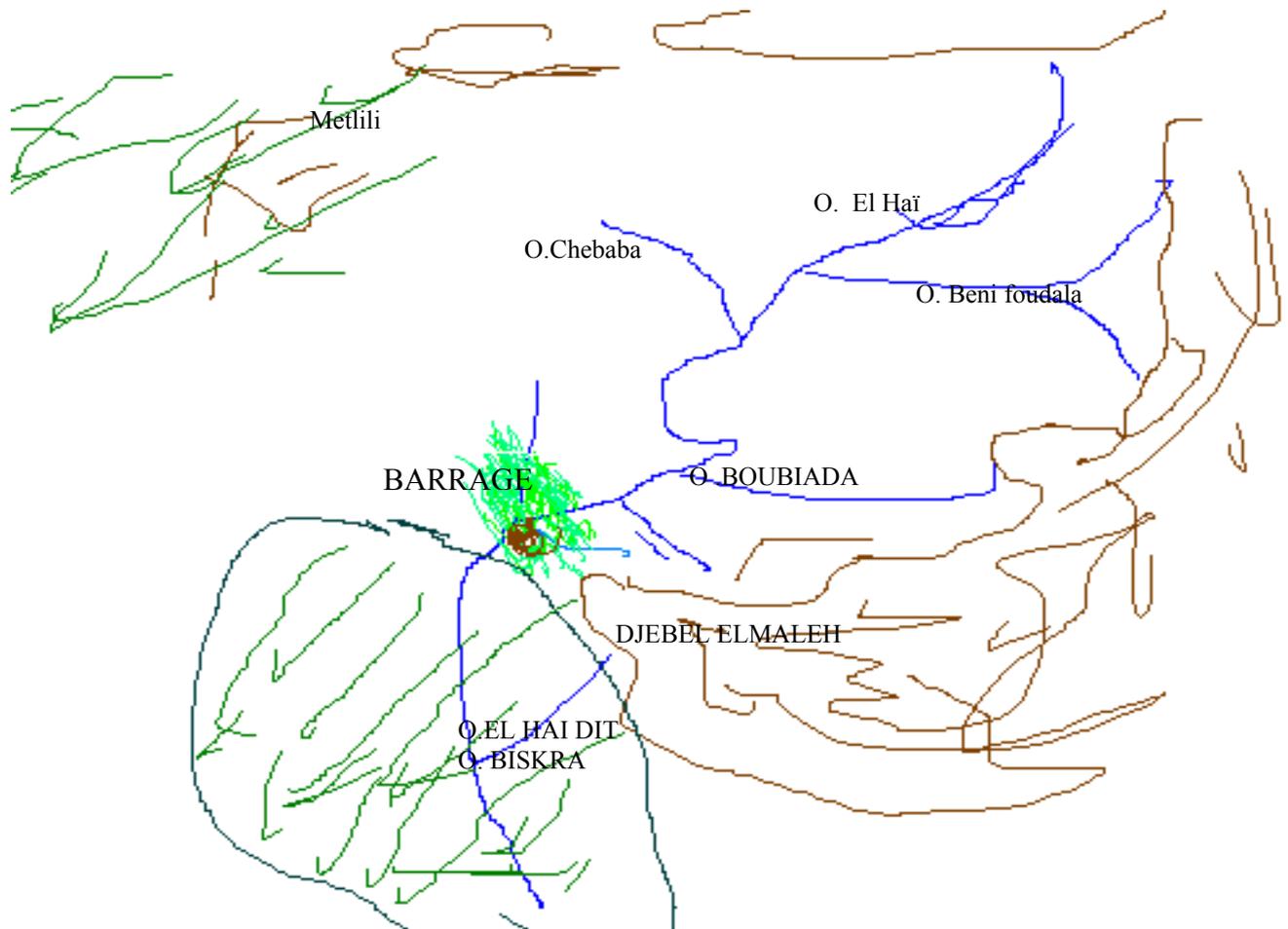


Fig.: N°:8 . RESEAU HYDROLOGIQUE DU SOUS BASSIN VERSANT DU CHOTT MALGHEIR

Par ailleurs la construction du nouveau barrage près de Fontaine des Gazelles a permis aux bénéficiaires des terres dans le périmètre irrigué, d'utiliser les eaux du barrage.

Ce périmètre irrigué se situe tout le long de Dalaat El Beida jusqu'à Bled El Hzema versant Nord de l'Atlas Saharien, au Sud-ouest de la plaine.

D'autre part à l'ITDAS comme l'ensemble des propriétaires des terres agricoles dispose d'un forage à l'irrigation des cultures. Les couches traversées en profondeur au cours du forage jusqu'à 120 m, appartiennent au remplissage alluvial quaternaire de la plaine d'El-Out aya. Les terrains argileux, qui sont situés en profondeurs, sont des marnes gris verdâtres, homogènes (SAVORNIN et al,1937); avec la présence de gypse fibreux, intercalés de traces de calcaire marneux vers 150à200m de profondeur.

La limite de la zone d'eaux jaillissantes est fonction de la tectonique subsuperficielles et topographique (Bulletin de service de CG,1908). Ce qui explique l'existence d'importantes sources thermales (35°à40°) actuellement dénommées des Hammams EsSalihines, Sidi El Hadj....

La partie de la plaine qui s'étend à l'Ouest d'El Out aya, constitue un impluvium utile qui fonctionne comme un « boit tout » pour les eaux de ruissellement de provenance lointaine grâce à l'oued SELSOU.

Actuellement, on exploite hydrauliquement la nappe aquifère par pompage ou par gravite quand la disposition topographique le permet.

V- CADRE PEDOLOGIQUE

Le climat influence grandement la formation et les caractéristiques physico-chimiques et mécaniques du sol. Dans les régions arides, où l'érosion par le vent et par l'eau est accentuée, on rencontre des plaines graveleuses, avec présence de dunes et de bancs de sable.

Les fortes variations diurnes de températures accélèrent le processus de dégradation des matériaux originels. Par contre, les effets combinés de tous les autres facteurs contribuant à la pédogenèse sont réduits par les conditions d'aridité et amplifiés à mesure que l'humidité augmente. Ce même phénomène s'observe dans la formation du sol par le rôle joué par la végétation et les composés organiques.

Les interactions climat - pédogenèse dans les zones arides ont été décrites dans plusieurs ouvrages et notamment par KAUL, 1970 ; EMBERGER, 1955.

LE HOUEROU, 1969, 1975. COQUE, 1977. Ils ont donné une description générale des sols dans les régions soumises à divers degrés d'aridité dans le sud de la zone méditerranéenne (HALITIM, 1984, BAGNOULS et GAUSSEN, 1957; DUBIEF,).

Suivant la classification française (AUBERT et al 1962), utilisée en Afrique du Nord, les principales catégories des sols de la zone aride reporté in « Option Méditerranéenne », éditée par la C.P.C.S (commission de pédologie et de cartographie des sols de France, modifiées par les pédologues, spécialistes de l'Afrique du Nord au cours de la réunion d'Alger du 27 mars 1970 cité in DJBAILI, 1984. Du point de vue écologique et agrologique, les facteurs importants à considérer en zones arides sont :

- la texture et la profondeur
- la position topographique (ruissellement ou accumulation d'eau)
- la perméabilité des horizons de surfaces
- l'absence de toxicités

Les sols sont d'autant meilleurs qu'ils permettent d'emmagasiner le plus d'eau pendant les courtes périodes sèches (LE HOUEROU, 1969). Dans différents travaux effectués par H.N. LE HOUEROU rapporté in DJBAILI 1984. Ces sols sont classés comme suit :

- I) Classe des sols minéraux bruts :
 - * sols bruts d'érosion
 - * sols bruts d'apport alluvial
 - * sols d'apport colluvial
 - * sols d'apport éolien
- II) Classe des sols peu évolués
 - *sols bruts d'érosion
 - *sols bruts d'apport alluvial
 - * sols d'apport colluvial
 - *sols d'apport éolien
- III) Classe des sols calco- magnésimorphes ou calci -magnésique (300mm)
 - *sols carbonatés
 - *sols gypseux
- VI) Classe des sols iso humiques (100mm)
 - * sols bruns variés
 - * sols gris (100 mm)
- V) Classe des sols halomorphes
 - *sols salins
 - *sols salés à alcali
- VI) Classe des sols hydro morphes
 - * hydromorphie partielle de surface
 - * hydromorphie partielle de profondeur
- VII) Classe des vertisols à caractère :
 - * peu accentués
 - * à caractère de salinité

(LE HOUEROU,1967in DJBAILI ,1984), a mis l'accent sur les types de sols dans les zones désertiques et a identifié :

- *une famille de HAMMADA
- *deux familles de reg ; l'une autochtone, et l'autre allochtone
- *et les sols d'apport éolien

En se référant aux cartes des sols de l'Algérie, tenant compte des ensembles lithologiques, et géomorphologique, POUGET, 1984; HALITIM ,1984 ; ont cité dans leur étude les types de sols suivants :

- a) les sols formés sur le substratum géologique
- b) les sols à accumulation calcaire des glacis
- c) les sols de formation alluviale d'accumulation et zahrez
- d) les daïas
- e) les formations éoliennes

dont les plus dominants sont les sous classes

- gypseux
- halomorphes
- hydromorphe

qui sont les plus représentatifs de la plaine d'EL- Outaya et des paysages environnants, particulièrement la parcelle de la zone choisie dans l'étude.

L'étude pédologique en zone agricole perturbée par l'action de l'Homme, doit permettre de comprendre que le processus de formation et d'évolution des sols de la région est en partie soumis à des facteurs de productions anthropiques mal adaptés tout simplement, tels l'irrigation, le drainage, les techniques mécaniques, systèmes de travail de sol non conforme aux types de sol ...

C'est pourquoi l'étude des horizons pédologiques doit nous renseigner sur le comportement mécanique des sols lorsqu'ils sont, soumis aux façons culturales et aux interventions mécaniques. Une approche agronomique est donc nécessaire pour apprécier leur évolution et leur aptitude culturale. Parmi les principaux critères à prendre en considération la profondeur

- la texture (étude granulométrique)
- le régime hydrique (qualité de l'eau d'irrigation)
- et particulièrement le comportement physique du sol (dégradation de la structure du sol).

Cette approche pédologique et agronomique, si elle permet une bonne caractérisation des contraintes et d'identification des sols rencontrés, doit nous permettre d'envisager des solutions dans le but d'améliorer les structures des sols par des techniques appliquées et adaptées aux sols et surtout le choix du végétal plus adapté au contexte pédologique.

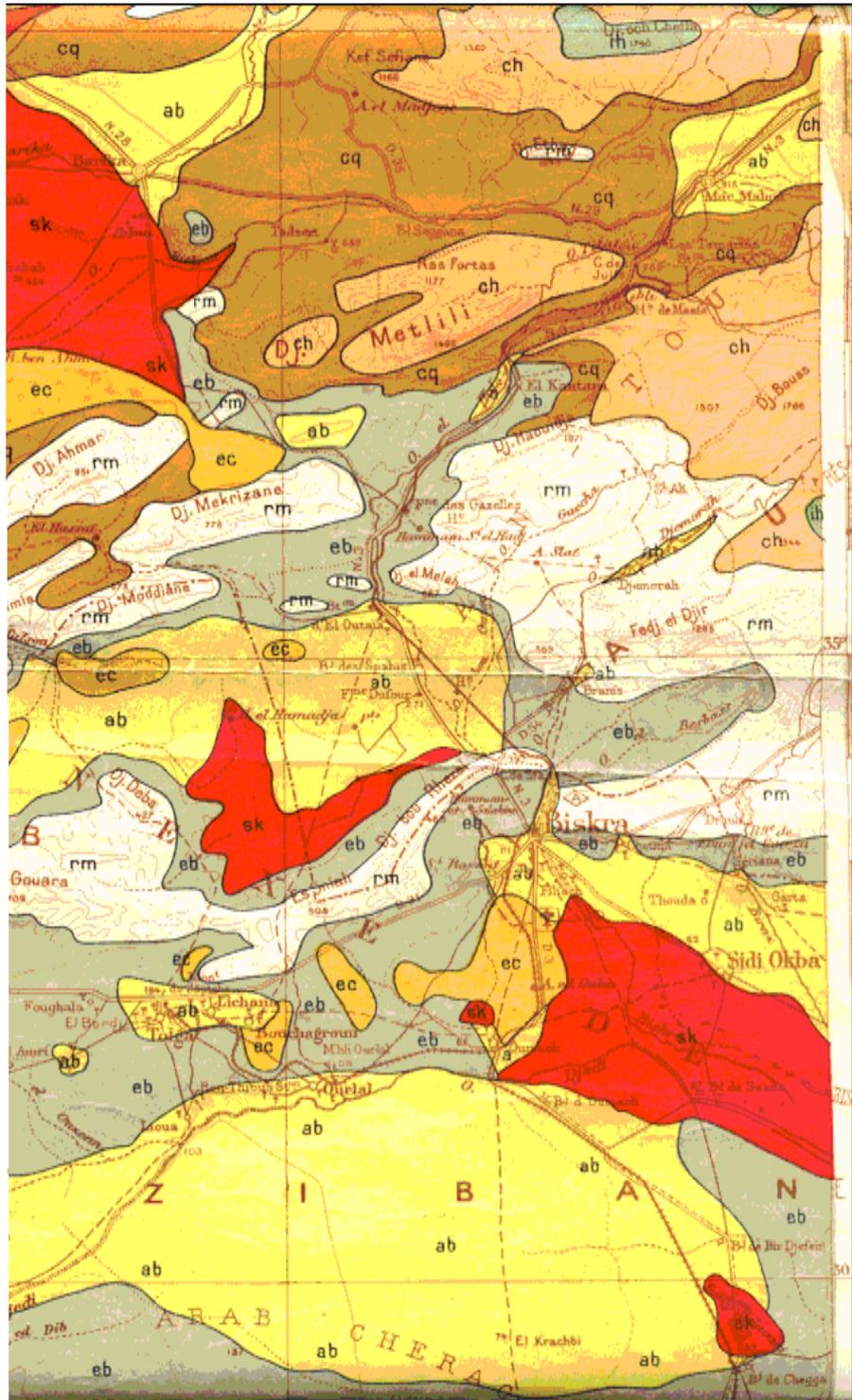
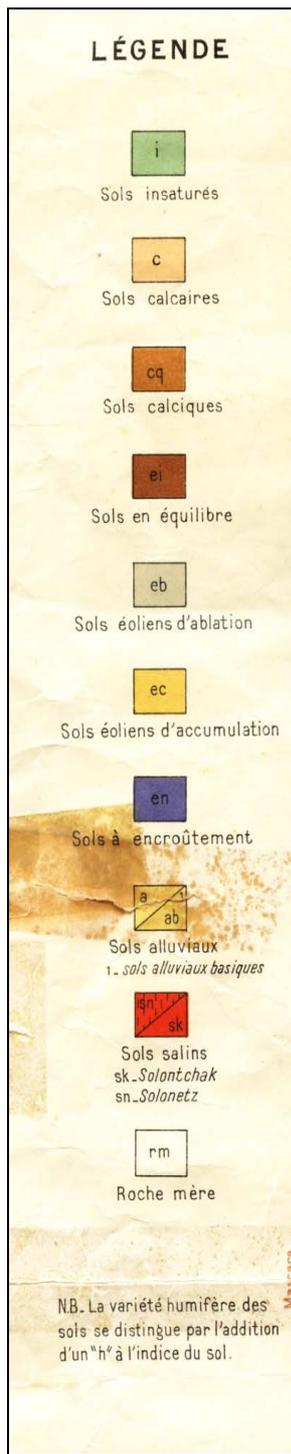


FIGURE N° 9 Carte pédologique de la plaine d'El Out aya et le paysage environnant Par JASEIX BELLON, R. 1927 complétée 1928. (Echelle 1/500000).

VI- CADRE CLIMATOLOGIQUE DE LA PLAINE ET DES PAYSAGES ENVIRONNANTS

1) *INTRODUCTION :*

De nombreuses études sur le climat de l'Algérie ont été faites, dont les premières concernant essentiellement les précipitations (SELTZER ,1946 ; GAUSSEN ET BAGNOULS 1958 ; CHAUMONT ET PAQUIN, 1968, 1971 ; DUBIEF, 1959, 1963) ; par suite, plusieurs cartes climatiques ont été réalisées. CLAUDIN, H.N.Le HOUEROU, M. POUGET ,1977 ; CLAUDIN et al, 1979; ont publié des études et des cartes bioclimatiques pour l'ensemble de l'Algérie steppique à l'échelle de 1/1000 000. Les approches synthétiques ont commencé avec STEWART, 1970 ; LE HOUEROU, 1979 .Les études les plus récents sont celles de DJELLOULI, 1991 ; et LABANE et al, 1995.Toutes ses études soulignent la diversité du climat de l'Algérie, si non des bandes étroites de zones climatiques qui se succèdent à partir du littoral sous l'influence conjugué de la mer, du relief et de la latitude (SELTZER 1946).

L'étude du climat définit l'état actuel de l'atmosphère comme composante déterminante du milieu géographique .La température et son rythme annuel, les précipitation et le régime pluviométrique , les variation dans l'espace et dans le temps de l'humidité atmosphérique , et le régime des vents répondent tous à la notion directe du climat . Ils caractérisent les particularités de l'atmosphère forment un des éléments du milieu comme la latitude et l'altitude, ou conjuguées ensemble et offre une interprétation sur d'autres paramètres géographiques caractéristiques de la région tels le tapis végétal, les sols ,les régimes des crues, l'érosion, le regroupement des animaux .

5) LA PLUVIOSITE

La pluviométrie constitue une composante fondamentale pour caractériser le climat d'une région .De ce fait on note que la région est exposée aux précipitations brutales souvent localisées avec une répartition très irrégulière en cours d'année.

Les zones steppiques ont un climat méditerranéen avec une saison estivale de 6 à 8 mois environ ,sèche et chaude .La période hivernale ,qui s'étend du mois octobre au mois de mars est pluvieuse et froide .Ce climat est caractérisé par :

-des faibles précipitations présentant une très grande variabilité inter mensuelle et interannuelle ;

*-des régimes thermiques relativement homogènes et très contrastés de type continental. La pluviosité moyenne annuelle est en général très faible.

L'origine des pluies de la région d'étude et des zones environnantes :

Elle est double (LE HOUEROU, et al. 1977 ; POUGET, 1977).

*d'une part, les précipitations dues aux vents pluvieux de secteurs Ouest et Nord-Ouest durant la saison froide (SELTZER 1938) ;

*d'autre part, les précipitations orageuses dues aux perturbations atmosphériques engendrées par les dépressions en provenance des régions sahariennes (DUBIEF ,1959).Ces dépressions abordent les zones steppiques par le Sud durant la saison chaude.

L'eau de pluie est un des principaux facteurs de la pédogenèse qui conditionne la plupart des processus de formation des sols (DUCHAUFOR ,2001). En effet l'analyse des séries de pluies disponibles montre une irrégularité des précipitations aussi bien dans l'espace que dans le temps.

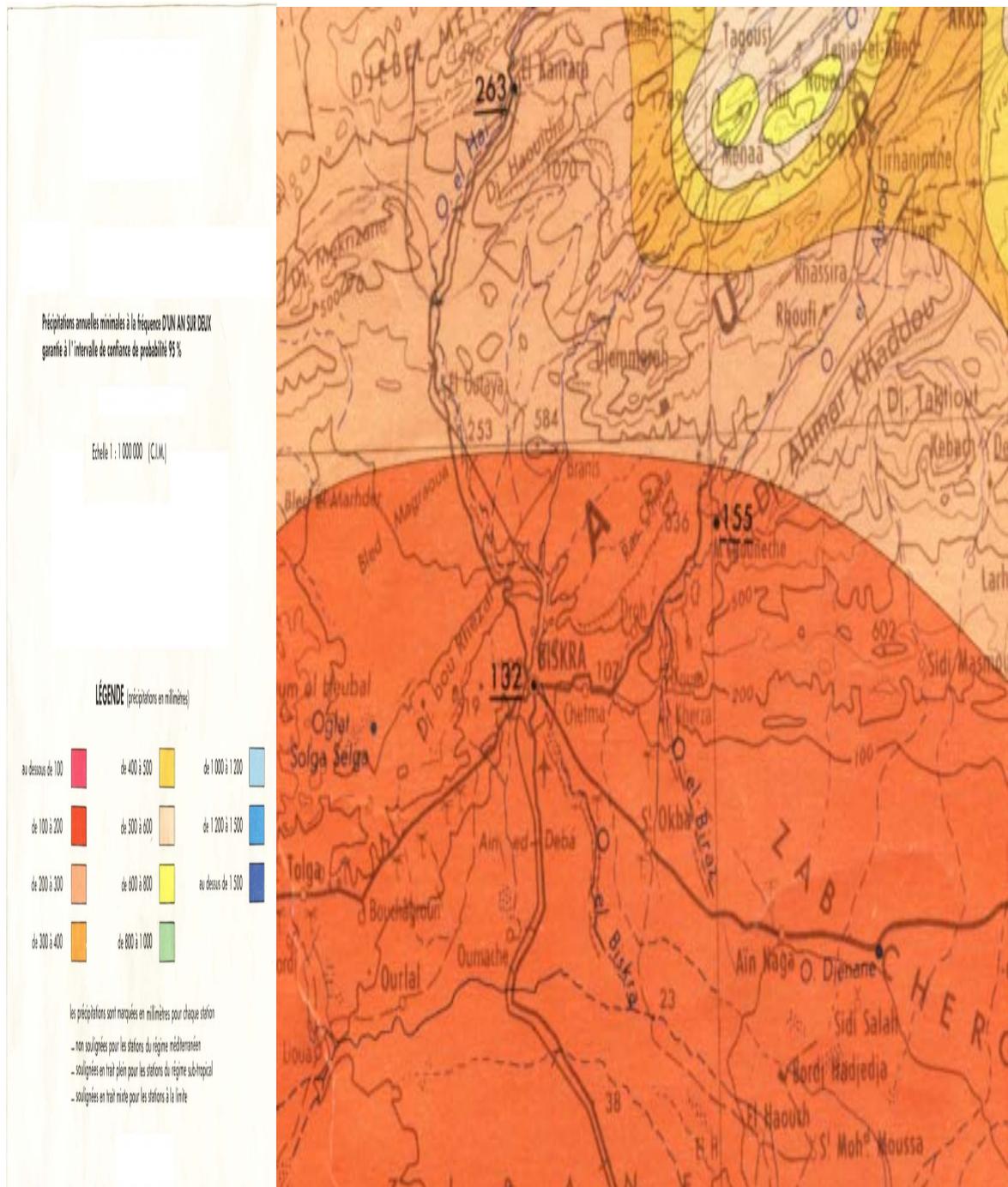


FIGURE N° 10
Carte des précipitations annuelles d'Algérie (région de Biskra).
(Echelle 1/1000 000).

A) PRINCIPALES STATIONS METEOROLOGIQUES

Des zones environnantes dont les données peuvent influences sur la zone d'étude d'El- Outaya du point de vue :

- * géographique
- * atmosphérique
- * hydrologique

TABLEAU N°: 7 **STATIONS PRINCIPALES** (ENEMA)

Altitude en mètres	Longitude E	Latitude N	Nom de la station
550 m	04° 10' E	35° 12' N	BOUSAADA
430m	05° 10' E	35° 25' N	AIN M'DOUKEL
456 m	05° 23' E	35° 23' N	BARIKA
513 m	05 ° 43' E	35° 13' N	EL-KANTARA
129 m	05° 49' E	34° 59' N	BISKRA

ON REMARQUE que les cinq stations d'Ouest à l'Est sont situées sur la même parallèle avec des altitudes légèrement variables (430 à 550m) Tableau N°: 7. Dans notre zone d'étude l'altitude varie entre 200m au Sud zone de l'ITDAS 250m au Nord- Est de la plaine d' El Outaya. La répartition de la pluviosité annuelle est variable, elle est due à l'existence de gradients :

- *gradient longitudinal qui explique que la pluviosité augmente de l'Ouest à l'Est
- *gradient latitudinal explique que la pluviosité augmente du Sud au Nord
- *gradient altitudinal universel montre que la pluviosité augmente avec l'altitude.

Comme l'a expliqué (LUCIDO, IN LE HOUEROU et al 1975) pour une région bien définie comme le bassin du Hodna et les plaines environnantes, note un gradient de 20 à 40mm par 100m de dénivellation et parfois plus selon les formes du relief, l'exposition et l'importance des précipitations.

(LE HOUEROU, 1959), trouve une moyenne de 25mm pour 100m et (BALDY, 1965,) a trouve 20mm en TUNISIE CENTRALE.

TABLEAU N: 8

Principales stations du paysage environnant. (source ENEMA ET SELTZER)
ANALYSE DES PRINCIPALES VARIABLES CLIMATIQUES EN mm

SELTZER	ENEMA	D	N	O	S	A	Jt	J	M	A	M	F	J	Période	Station
257	257	22	22	27	20	13	12	16	30	25	23	17	33	1948.68	B .SAADA
196	196														A.M'DOUKEL
224	224	24	30	20	24	03	02	13	21	14	26	24	25	1913.38	BARIKA
241	241	21	27	52	17	10	02	13	19	11	28	23	28	1913.38	EL.KANTARA
156	149	18	22	15	17	03	02	08	15	10	19	10	17	1913.38	BISKRA

B) LES PRECIPITATIONS :

Les données utilisées (tableau N°:8) sont extraites du climat de l'Algérie de SELTZER 1948, se basant sur la notice explicative de la carte pluviométrique de l'Algérie au 1/500000 de CHAUMONT et PAQUIN 1971, in DJEBAILI, 1984.

Les données considérées représentent en fait le climat régionale régnant sur l'ensemble de la région géographique environnante représenté par le triangle BOUSAADA- BARIKA-BISKRA.

Comme le reporte DJEBAILI, 1984; le climat de l'Algérie a fait l'objet de plusieurs études analytiques et synthétiques dont on cite : THEVENET 1889, SELTZER 1945, EMBERGER 1951 ; STEWART 1969, CHAUMONT et PAQUIN, 1971 pour l'Algérie du Nord, DUBIEF 1959, BARRY et CELLES 1972 pour le Sahara Algérien ont précisé tous qu'il a action conjuguée de la mer, du relief et de l'altitude et que le climat est partout méditerranéen c'est à dire qu'il est caractérisé par une longue période de sécheresse estivale et une saison pluvieuse courte. La diminution des pluies au fur et à mesure que l'on éloigne du littoral s'explique par la distance parcourue par les dépressions traversant des chaînes montagneuses de l'Atlas tellien.

Pour les stations choisies tenant compte de la latitude, de la longitude et de l'altitude (voir tableau des principales stations environnantes de la zone d'étude), la moyenne annuelle des précipitations varie de 160 mm à 250mm.

TABLEAU N°:9 PLUVIOMETRIE MENSUELLE S MOYENNES DE STATION DE BISKRA 1980.1998

Totaux	D	N	O	S	A	Jt	J	M	A	M	F	J	MOIS
135,1	07,6	18,1	15,5	23,9	06,4	01,9	05,9	12,7	10,4	12,0	08,6	12,1	Pm mm
34,38	3,25	3,58	3,42	2,92	1,42	0,46	2,38	2,67	3,36	4,04	3,50	3,38	Nombre de jours de pluies/ mois

La station de BISKRA, qui est la plus proche de la région étudiée donne des faibles quantités de pluies réparties sur un nombre de jours très petit par rapport au nombre de jours de l'année tableau N°:9.

TABLEAU N° :10 MOYENNES DES MAXIMAS ET DES MINIMAS MENSUELS PERIODE 1954-1998 DE LA REGION DE BISKRA :

	AN	FE V	MAI	AVR	MAI	JUI	JUT	AOT	SEP	OCT	NOV	DEC
M. des Max	16,68	18,8	21,8	25,73	29,3	37,4	39,45	38,5	33,7	26,8	21,2	16,8
M. des Min	6,63	8,35	10,6	13,8	18,8	23,4	26,75	27,73	21,9	16,3	11,3	7,5
M. mensue lles	11.65	13.5	16.2	19.76	24.0	30.4	33.10	33.11	27.8	21.5	16.2	12.1

C) LES TEMPERATURES :

La température est un facteur très important dans la répartition du climat. Ce sont les températures extrêmes et leurs fréquences qui jouent les premiers rôles en particulier pour l'évapotranspiration élevée pour les hautes températures et pour le risque du gel avec des basses températures. La caractérisation de la température en un lieu donné se fait à partir de la connaissance d'au moins cinq variables importants qui sont :

Les moyennes des minimums et des maximums, la moyenne mensuelle, le minimum et le maximum absolus ainsi que l'amplitude thermique. Le régime thermique du tableau N°:10 fait apparaître l'aspect continental aride voir subdésertique qui caractérise la région avec des minimax aux environ de 6°C caractéristique des hivers doux et de étés chauds et secs pratiquement toute l'année.

En tenant compte des données moyennes des périodes 1913-1938 et 1954-1998, les températures moyenne de l'année sont comprises entre 22.59°C et 23.04°C.

Si l'on admet avec SAUVAGE ,1961.in DJEBAILI ,1984 . la période de repos hivernal est caractérisée par les mois ou m est inférieur à +3°C, pour notre région, représentée par les stations de BOU SAADA, EL-KANTARA et BISKRA, il n'y a pas de période de repos végétatif hivernal. Il faut remarquer que la période de sécheresse pour l'ensemble des stations environnantes de la zone d'étude varie de 10 à 12 mois dont BISKRA est égale à 12 mois.

D) LES VENTS :

Les vents sont variables avec des vitesses modérées et une orientation qui dépend surtout des conditions locales de la topographie. La fréquence des vents dominants est : Nord-ouest, nord-est , l'est et sud-est ; la direction la plus dominante des vents semble être celle du sud-est puisqu'il y a formation des dunes de sable .C'est surtout le sirocco, vent chaud et sec à pouvoir desséchant élevé par l'augmentation brutale de la température, et l'abaissement simultané de l'humidité de l'air qu'il provoque. Le sirocco, en Algérie est lié aux perturba- tions de nature orageuse. IL est le plus fréquent à l'est de l'Algérie (30 j par an moyenne). IL souffle surtout en été. Son maximum de fréquence se situe en période de repos estival pour la végétation. Le plus souvent, il cause des dégâts très importantes, lorsqu'il souffle en période où la végétation est en

Tableau : 11 Données SELTZER 1913-1938 ; station de BARIKA

Fréquences des vents en jour ;et orientation

<u>Nord</u>	<u>Nord-est</u>	<u>Est</u>	<u>Sud -est</u>	<u>Sud</u>	<u>Sud-ouest</u>	<u>Ouest</u>	<u>Nord-ouest</u>
16	20	19	7	7	6	12	13

La vitesse des vents reste considérable durant la saison chaude (Tableau N°:12). L'écologiste chinois LIU SHU 1984 , considère qu'il y a risque sérieux de désertification lorsque la vitesse moyenne annuelle est de 3.8 m/s à 2 m/s au dessus du sol . Ce chiffre est en accord avec celui retenu par la FAO (BOYADGIEV ,1984) ; ce qui permet de dire selon ce concept que la zone d'étude et ses environs à une vitesse moyenne annuelle du vent de 3.8m/s est menacée de désertification par l' érosion éolienne (Tableau N°:11).

TABLEAU : 12 Moyennes mensuelles des vitesses du vent
STATION DE BARIKA ,1968-1971

MOIS	JA	FE	MA	AV	MA	JI	JU	AO	SE	OC	NO	DE	Moyenne annuelle
Vitesse du vent m/s	3.0	4.3	4.7	4.4	4.2	4.1	4.2	4.2	4.4	3.0	2.3	3.0	3.8

E) CLASSIFICATION BIOCLIMATIQUE

Les critères climatiques

Les principales classifications bioclimatiques sont fondées sur deux critères : la pluviosité moyenne annuelle et la température ; mais ces deux critères ne sont pas les seuls facteurs climatiques agissant sur les conditions de vie des végétaux (LE HOUEROU ,1969). Il faut rappeler qu'il existe plusieurs méthodes de classification suivant la disponibilité des données météorologiques dont les principales sont :

1) INDICE D'ARIDITE D'EMMANUEL DE MARTONNE :

Cet indice à pour but de déterminer les zones sèches, il est aussi appelé indice d'humidité. Cet indice est une modification à partir de l'indice de pluie de LANG (P/M), obtenant la formule

$$I = P / (M+10)$$

appliquée dans les région ou l'on observe les températures maximales s'abaissent aux environ de 0°C. Selon cet indice BISKRA est caractérisée par un climat très sec

$$I \text{ de BISKRA} = 3.5$$

$$I \text{ de AIN M'DOUKEL} = 7.8$$

La région d'EL OUTAYA sous l'influence de dépressions nord-ouest froides et humides en hiver, et de hautes pressions d'été chaudes et sèches sud-ouest .

P : précipitations moyennes annuelles (mm))

M : température moyenne des maxima du mois le plus chaud en (°C)

2) DIAGRAMME OMBROTHERMIQUE DE GAUSSEN

Ce diagramme permet de mieux situer les limites des périodes sèche et humide qui s'étalent sur toute l'année :

Pour BISKRA, on observe 12 mois de sécheresse ce qui rend difficile d'admettre les données recueillies à partir de la station de BISKRA et les appliquées en zone d'EL OU TAYA. En revanche pour le cas d'AIN M' DOUKEL, il ressort une période humide dure environ 5 mois de novembre à mars, et une période sèche qui s'étale sur plus de 7 mois. D'après la carte climatologique de l'Algérie, la quantité de pluies observée sur la plaine d'EL OUTAYA est sensiblement égale à la quantité de pluies tombée sur la région de AIN M'DOUKEL; ce qui explique une certaine dynamique de la couverture végétale naturelle.

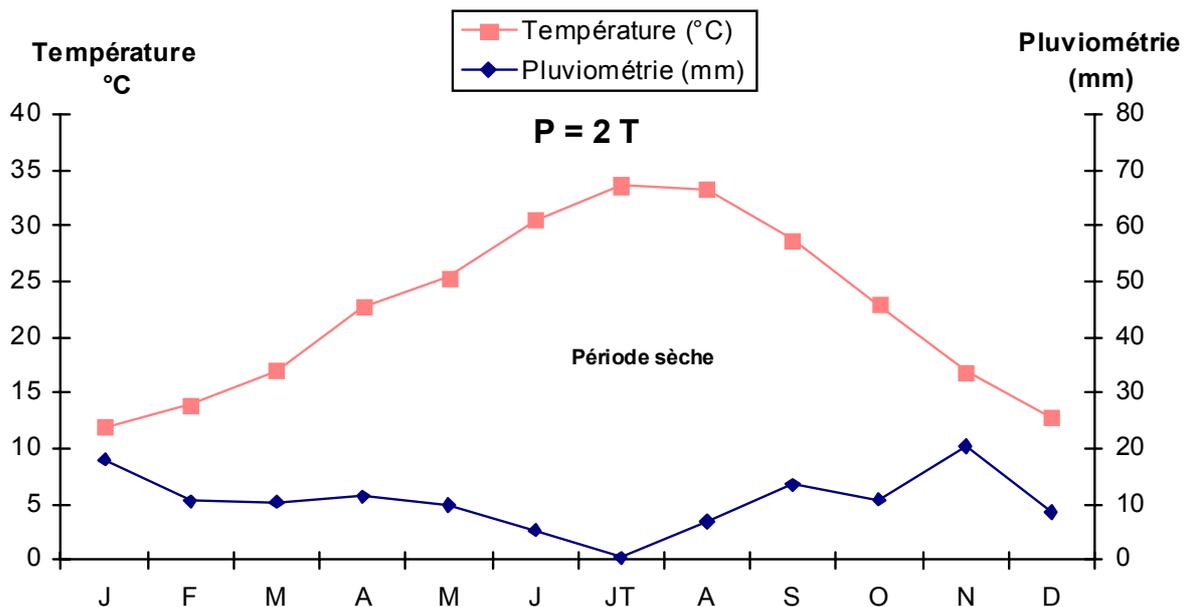


FIGURE N : 11

Diagramme ombrothermique de GausSEN et Bagnouls de la région de Biskra

3) INDICE XEROTHERMIQUE DE GAUSSEN X_a

C'est le nombre de jours biologiquement secs de l'année ; il est fonction des facteurs climatiques en tenant compte des précipitations occultes suivant la formule :

$$X_a = (N - (n_1 + n_2/2)) * H$$

N : nombre de jour de l'année

n_1 : nombre de jours de précipitation visible

n_2 : nombre de jour de précipitation occultes

H COEFFICIENT hygrométrique de l'air qui varie en fonction du barème suivant :

H=1	pour	hr < 40 %
H=0.9	pour	40% < hr < 60%
H=0.8	pour	60% < hr < 80%
H=0.7	pour	80% < hr < 90%
H=0.6	pour	90% < hr < 100%
H=0.5	pour	hr = 100%

X_a : est le nombre de jours biologiquement secs équivalent aux nombres de jours de la période sèche déterminée sur le diagramme ombrothermique de GAUSSEN.

Dans la région d'EL OUTAYA, il varie entre 200 et 250 jours et caractérise un climat MEDITERRANNEEN ; de type xerothermomediterraneen.

L'humidité relative est plus élevée en hiver que du reste de l'année. Ceci est dû à la température plus clémente. Les valeurs les plus élevées sont enregistrées en hiver durant les mois NOV, DEC, JAN, FEV. Respectivement compris entre (50.07 et 58.64%). La plus basse en juillet (27.95).

Tableau N°: 13 Hygrométrie de la région:
Moyenne annuelle de l'humidité relative en %.

Mois	Ja	Fe	Ma	Av	Ma	Ju	Jt	Au	Se	Oc	No	De
Humidité Relative %	57.07	50.00	42.64	39.18	35.27	32.55	27.95	31.18	40.23	49.05	56.27	58.64

Source: station météorologique de Biskra.

4) CLIMAGRAMME D'EMBERGER :

Le principe de cette classification est de ranger la station étudiée dans un bioclimat qui est défini par un climagramme pluviométrique dont le quotient Q2 représente l'axe des ordonnées et la moyenne des mini mas du mois le plus froid en abscisse. Sa valeur diminue avec l'augmentation de l'amplitude thermique M -m

Il est de 10 à 15 dans la région de Biskra sud avec un hiver chaud, et à peu près de 22 à M'DOUKEL avec un hiver frais et $m=3.6$ (tableau N°:14).

TABLEAU N°:14 CLIMAGRAMMES L.EMBERGER, CH. SAUVAGE, CELLES JC
In DJBAILLI : valeurs attribuées aux stations
Environnantes de la plaine d'EL OUTAYA.

Stations	P mm	m °C	M °C	Q2	P/10	2000/ M2-m2
B.Saada	257	+3,7	37,1	26	25	0,096
M'Doukel	196	+ 3,6	37,1	25,8	19,6	0,098
Barika	224	+2,8	39,2	21	22	0,104
El-Kantara	241	+3	36,3	25	24	0,096
Biskra	149	+6,4	40,1	15	15	0,100

5) CLASSIFICATION BIOCLIMATIQUE (SELON LE HOUEROU et al 1970):

Ce groupe de chercheurs ont établi une classification qui rend compte au mieux de comportement de la végétation naturelle, par rapport aux facteurs climatiques, on dégage des zones « homo climatiques » dont les conditions de croissance et de production végétale sont identiques. Ces zones homos climatiques sont définies sur les bases de trois critères :

- la pluviosité moyenne annuelle **Pa**
- la température moyenne maximale du mois le plus froid **M'**
- la température moyenne minimale du mois le plus froid **m**

M' étant une innovation, qui peut être utilisée pour faire intervenir l'amplitude thermique du mois le plus froid ($M' - m$) ou pour définir une sous variante d'altitude. Les valeurs de **M'** déterminent quatre classes représentés par le tableau suivant (tableau N°:15).

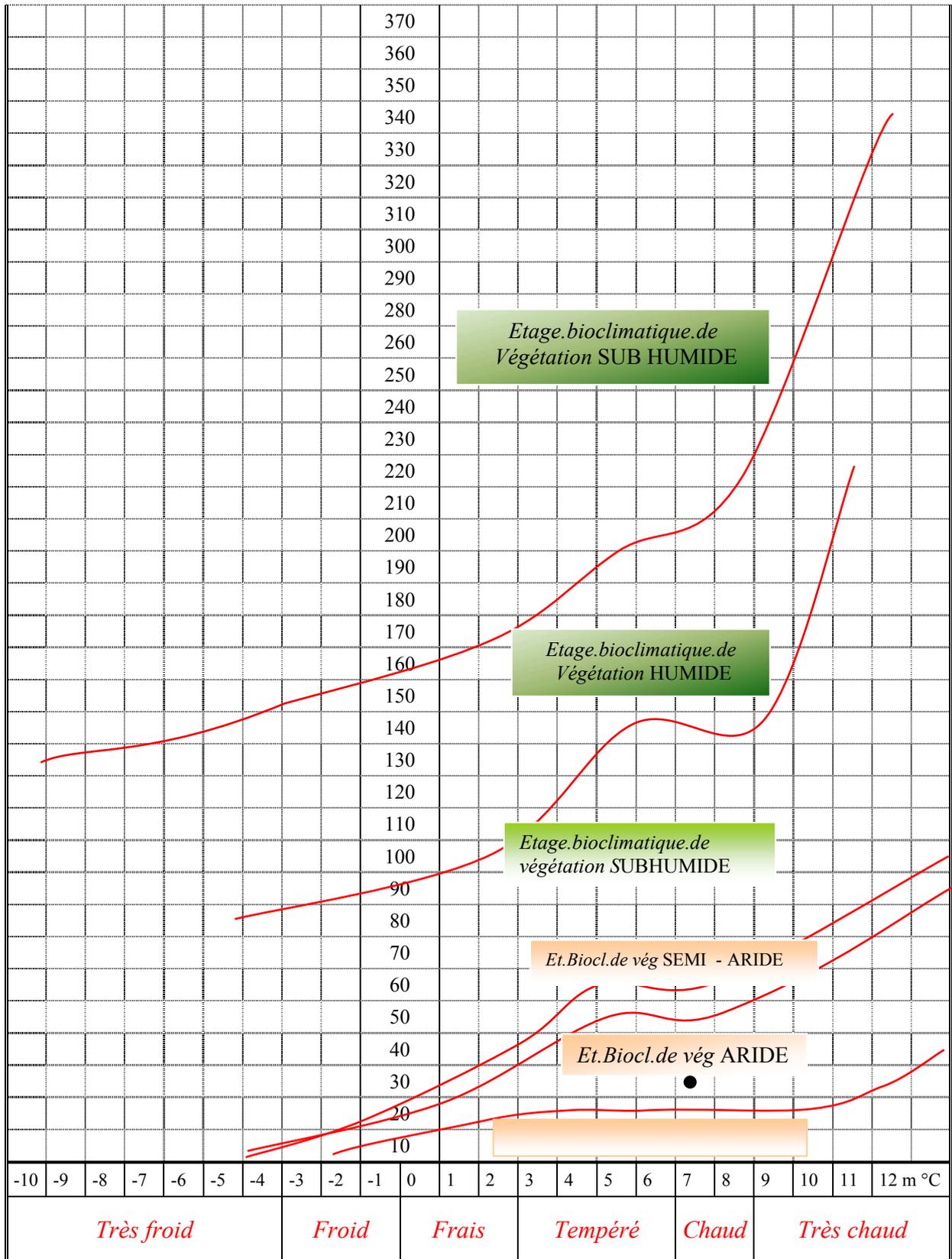


Tableau N°17 Climagramme d'EMBERGER: situation de l'étage bioclimatique de la région d'étude et étage de végétation

6) ETP et INDICE DE TRANSEAU : P/E (OZANDA, 1982):

Lorsque l'on dispose des mesures directes de l'évaporation on peut utiliser l'indice de Transeau où (P) est la pluviométrie annuelle en mm et (E) la hauteur d'eau évaporée pour l'année.

Il est possible de mesurer cet indice mois par mois.

Il est considéré un des critères les plus importants d'aridité, plus sa valeur tant vers 0 et plus la rudesse de l'aridité et donc un déficit accru en eau du sol et plus les plantes qui s'adaptent dans ces régions sont des plantes vivaces à racines pivotantes

TABLEAU N° : 18. QUELQUES DONNEES SUR L'EVAPOTRANSPIRATION DANS DIFFERENTES STATIONS ENVIRONNANTES DE LA PLAINE D'EL OUTAYA (d'après THORNWAITE mm in DJBAILI,1984)

STATIONS	<u>J</u>	<u>F</u>	<u>M</u>	<u>A</u>	<u>M</u>	<u>JU</u>	<u>JT</u>	<u>A</u>	<u>S</u>	<u>O</u>	<u>N</u>	<u>D</u>	<u>ETP</u> <u>Annuel</u> <u>mm</u>
B.Saada	13,1	20,8	32,5	58,1	95,1	148,8	188,4	159,9	111,3	57,4	26,6	11,6	0906
Barika	9,9	15,6	32,4	57,4	104,3	163,3	203,2	184,2	126,3	66,9	27	11,5	1005
El-Kantara	14,3	16,5	39,2	61,5	103,9	157,7	190,6	175,4	123,4	71,2	32,5	14,3	1000
Biskra	13,	19,8	38,4	66,7	129,7	212,7	258,7	240,2	160,2	75,1	31,6	15,3	1261

TABLEAU N°:19; Bilan hydrique région de BISKRA

Selon l'ETP THORNWAITE ITDAS ,2004.

Calcul des réserves utiles et mesure de transfère de l'eau dans le sol

MOIS	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	TOTAL
P	15.5	18.1	7.6	12.1	8.6	12	10.4	12.7	5.9	1.9	6.4	23.9	135
ETP	75.1	31.6	15.3	13	19.8	38.4	66.7	129.7	212.7	259.7	240.2	160.2	1261
P-ETP	- 59.6	- 13.5	-7.7	-0.9	- 11.2	- 26.4	- 46.3	-117	- 206.8	- 257.8	- 233.8	-84.1	-1126
RFU	00	00	00	00	00	00	00	00	00	00	00	00	00
transfert	00	00	00	00	00	00	00	00	00	00	00	00	00
ETR	15.5	18.1	7.6	12.1	8.6	12	10.4	12.7	5.9	1.9	6.4	23.9	135

La région de Biskra est caractérisée par un déficit hydrique très élevé .Ceci est expliqué par température moyenne élevée toute l'année et une précipitation égale 135mm d'eau

(Tableau,18) .Il y a donc évaporation de l'eau de pluie plus grande quantité d'eau évaporée du sol. D'où, il n'y a pas de restitution d'eau au sol : $RU=RFU=00$.

La formule de la $RU = (CC-PF) * D_a * V_{sol}$ exploité par les racines par suite, la $RFU = 1/3 RU$.

L'ETR qui est l'évapotranspiration réelle désigne l'évapotranspiration sans tenir compte de l'abondance de l'eau à la surface évaporante UNESCO, (1958); LE HOUEROU,(1975).

Selon TURC in HALIMI,1980, la formule de l'ETR annuelle s'applique surtout aux grandes surfaces et minimise l'erreur à sa plus faible valeur suivant la loi: "plus on augmente l'unité de temps et la surface ,plus on échappe à l'effet d'oasis et de turbulences ,plus la différence entre l'ETR mesurée et l'ETR calculée devient infime et négligeable ."

Cette formule s'écrit ainsi:

$$ETR = P / \text{racine carré de } (0.9 + (p^2/L^2))$$

Où ETR : évapotranspiration annuelle réelle en mm.

P : les précipitations annuelles en mm.

L : le pouvoir évaporant.

L : est en fonction de la température moyenne annuelle (t) selon TURC et se calcul par l'expression suivante:

$$L = 300 + 24t + 0.05t^3$$

L est donc une limite vers laquelle tend l'ETR lorsque P devient grand, TURC admet que le pouvoir évaporant de l'air ne diminue pas en même temps que P croît.

Le tableau N° 19 montre que l'agressivité du climat n'est pas clémente, par conséquence L'ETR =P c'est-à-dire : l'évapotranspiration réelle est égale à la pluviométrie moyenne annuelle.

La plaine d'EL- OUTAYA est caractérisée par un climat chaud est sec situé dans un étage bioclimatique aride moyen à inférieur à hiver doux à chaud. Le déficit hydrique qui caractérise le climat de la plaine d'EL OUTAYA peut être attribué aux :

Vaste plaine d'altitudes variable entre 400 m au nord à 200 m au sud et sud ouest de la plaine avec des faibles précipitations et un grand flux d'énergie (températures et rayonnements)

Tout cela se répercute sur le sol par ;

- Une évaporation intense et de ce fait sur le bilan hydrique du sol (BISSONNAIS et LE SOUDER 1995)

- La remontée des eaux de la nappe par capillarité favorisant la remontée des sels en couches superficielle formation des encroûtements en zones non travaillées

- Une minéralisation rapide de la matière organique

- Une réduction de la stabilité structurale qui favorise la formation d'une pellicule de battance superficielle (LE HOUEROU, 1987 in DJBAILI ,1984).

I.1 CHOIX DES SITES DE TRAVAIL

Le choix s'est porté sur un site dans la parcelle cultivée et irriguée et un site dans une zone non cultivée, non irriguée que le gérant du périmètre irrigué de l'ITDAS nous a conduit. Au cours d'une prospection, il a été constaté, l'existence de fosses ouvertes, l'observation des sols sur terrain a permis la connaissance de certaines propriétés morphologiques et leur comportement, voir leur distribution dans le paysage.

La stagnation des eaux d'irrigation des zones irriguées, montre une certaine hydromorphie et la présence de traces de sel autour des plantes irriguées par le système goûte à goûte.

Ce choix a été fait dans le but de comprendre l'effet de la salinité des eaux d'irrigation sur la structure et les propriétés chimiques des sols irrigués et cultivés. La zone non irriguée a été retenue à titre comparatif, comme témoin.

I.2 ECHANTILLONNAGES

Les échantillons ont été prélevés à la même époque. Une description a été faite suivie d'un échantillonnage pris du bas vers le haut du profil. Les paramètres considérés pour la différenciation des horizons sont : la présence de la matière organique, la profondeur des racines, la couleur de l'horizon, la dureté du sol, la texture, la structure l'importance de l'humidité, la présence ou non du calcaire ou du gypse.

Pour l'ensemble des besoins des analyses (caractérisation physiques et chimiques des sols, les limites d'ATTERBERG, la densité apparente, l'instabilités structurale, la granulométrie, pH, la salinité, le calcaire), les échantillons sont séchés à l'air puis broyés et tamisés à 2mm.

D'autre part l'eau d'irrigation du forage du périmètre de l'ITDAS a fait l'objet d'analyse. L'ensemble de ces analyses et mesures ont été effectuées au niveau du département d'agronomie à l'Université EL HADJ LAKHDAR DE BATNA.

I.3 MOYENS ET METHODES D'ANALYSE PHYSIQUE, CHIMIQUE ET BIOLOGIQUE :

Différentes méthodes ont été utilisées afin de caractériser les horizons des profils de la manière suivante :

- La granulométrie:

la détermination de la texture a été faite par la méthode internationale dite méthode de la pipette de ROBINSON qui consiste en une séparation des différents constituants granulométrique du sol de diamètre inférieure à 2mm selon les cinq fractions suivantes HENIN, 1977:

- Argile (A), particules inférieures à 2microns;
- Limon fin (LF), particules comprises entre 2 et 20microns;
- Sables très fins (STF) ou limons grossiers(LG), particules comprises entre 20 et 50 microns;
- Sables fin (SF), particules comprise entre 50 et 200 microns;
- Sable grossier (SG), particules comprise entre 0,2 et 2mm.

Les échantillons sont prélevés de deux endroits différents; les échantillons de terre séchée à l'air et tamisée à 2mm, puis on détruit la matière organique par l'eau oxygénée, et on disperse les particules élémentaires par addition de l'hexamétophosphate de sodium puis l'échantillon est mis en agitation mécanique.

La fraction "Argile" et "limon fin" sont obtenues à partir d'aliquote prélevée à l'aide d'une pipette de ROBINSON dans un flacon à sédimentation. La fraction "sable fin " et " sable grossier" sont pesées après tamisage sur des tamis de 50à 200microns et séchage à l'étuve à 105°C pendant 24 heures.

*Le **p H** : Il est déterminé par la méthode d'électrométrie en utilisant le p H - mètre ; le sol est mis au préalable dans l'eau distillée par un rapport 1/2,5 et agité avant la mesure du p H.

Le pH est le cologarithme de la concentration en ions H⁺. L'échelle des pH s'étend de 0 à 14, Le pH 7 étant neutre, pH < 7 étant acide et pH >7 étant basique .

La C.E : est mesurée par le conductimètre ; en utilisant un conductimètre, le sol est mis en suspension dans l'eau distillée par rapport 1/5 et agitée avant la mesure. Les résultats sont donnés à 25°C. C'est le paramètre le plus simple pour exprimer la salinité totale d'une solution. Elle est mesurée sur l'extrait de la pâte saturée d'un sol à l'aide d'un conductimètre ou resisti-mètre, et elle est exprimée en mmhos/cm à 25 C° ou en decimens/m (dS/m). Des relations empiriques relient la conductivité électrique à la concentration électrolytique de la solution, et cette relation de type, CE = K. C, avec:

CE: Conductivité électrique en mmhos/ cm à 25 C°.

K: Coefficient dépendant de la nature des sels et de la concentration saline, il varie entre 8 et 20.

La valeur moyenne considérée est 10 pour (U.S.S.L, 1954) et de 12 pour SERVANT(1975).

C: Concentration en électrolytes en méq/litre.

Un sol est considéré salé quand la conductivité électrique de l'extrait de pâte saturée est supérieure à 4 mmhos/cm (U.S.S.L 1954). Alors que pour AUBERT (1975in ADLEN ,2002) cette limite est de 7 mmhos/cm. L'échelle de la salinité est donnée par le tableau suivant:

Tableau n° 20 : Echelle de salinité à 25 C°, selon la FAO, (1984).

Conductivité électrique (CE)	Salinité du sol
4 mmhos/ cm	Sol légèrement salin
4 à 8 mmhos/ cm	Sol modérément salin
8 à 16 mmhos/ cm	Sol gravement salin
> 16 mmhos/ cm	Sol à salinité très grave

L'échelle agronomique varie entre 4 à 16 mmhos/cm. A partir de 10 mmhos/cm, la plupart des plantes cultivées ont leurs rendements fortement abaissés par la salinité ; seuls les végétaux spécialisés prospèrent à 16 mmhos/ cm, pouvant même atteindre 100 mmhos/cm (LATRECHE, 1998 in ...).

*Le calcaire total: est déterminé par le calcimetre BERNARD ; les carbonates du sol sont décomposés par l'acide chlorhydrique ensuite on mesure le volume du CO₃ dégagé par la réaction suivante :



Remarque_: la connaissance du calcaire total est insuffisante .Son aptitude à être dissout par les acides du sol, son activité dépend de sa dureté et de sa finesse. Dès que le taux de calcaire total atteint 5% de terre fine, il devient nécessaire de mesurer son activité en déterminant le taux de calcaire actif.

*Le calcaire actif : est déterminée par la méthode DROUINEAU-GALET Le dosage du calcaire actif est réservé uniquement aux échantillons contenant plus de 5% de calcaire total. Son dosage repose sur le titrage par oxydoréduction qui utilise le permanganate de potassium et l'oxalate d'ammonium.

*Le gypse : est mesure par méthode conductimétrique proposée par RICHARD, (1954), par utilisation de l'acétone comme réactif.

*Le carbone organique : Il est déterminé selon la méthode ANNE, (1945). Elle consiste à oxyder de la matière organique du sol par une solution de bichromate de potassium à chaud en présence d'acide sulfurique ;l'excès de bichromate est ensuite

dosé par une solution de sulfate ferreux appelé aussi solution de sel de MOHR en présence de diphénylamine qui vire au vert foncé lorsque l'excès est réduit .

*Dosage de l'azote total : On utilise la méthode KJELDAHL. On la réalise par oxydation d'un échantillon de terre par de l'acide sulfurique porté à l'ébullition. Celui-ci décompose la MO et on transforme : -l'azote organique en sulfate d'ammonium

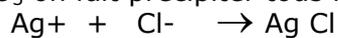
- l'hydrogène en eau
- le carbone en CO₂



* CEC par la méthode BOWER. Le sol est saturé par de l'acétate de sodium (pH 8,2), laver à l'éthanol, puis déplacer à l'acétate d'ammonium par centrifugation pour être dosé.

*Dosage des anions solubles : IL est fait à partir de l'extrait aqueux (1/5)

1) Pour les chlorures : on utilise la méthode argentimétrique, c'est à dire par titrage potentiométrique avec AgNO₃ on fait précipiter tous les ions chlorures



Chlorure de sodium (NaCl) : C'est un composant typique de sol salés, il est très répandu et très toxique, sa solubilité est de l'ordre de 360 g/l (BOULAIN, 1978).

Chlorure de magnésium (MgCl₂) : C'est un sel assez fréquent, surtout dans les sols à forte salinité sa forte solubilité (350 g/l à 20°C) fait de lui un sel de toxicité extrêmement élevée.

Chlorures de potassium (KCl) C'est un sel semblable à NaCl, mais c'est moins répandu dans les sols.

Chlorure de calcium (CaCl₂) C'est un sel relativement rare dans les sols, car il réagit avec le (Na₂SO₄) ou le (Na₂CO₃) qui est peu soluble, sa solubilité est de l'ordre de 739 g/l à 20°C.

2) Pour les sulfates : suivant la méthode gravimétrique, avec BaCl₂

Sulfate de sodium (Na₂SO₄) : Composant des sols salés, des lacs et des eaux souterraines sa solubilité est fonction de la température, donc son action dépend de la saison, sa solubilité est de l'ordre de 193 g/L d'eau à 20°C (GAUCHER et BURDIN, 1974 in ADLEN(2002).

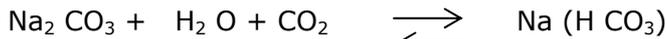
Sulfate de magnésium (MgSO₄) : C'est un composant typique des sols salés, on le trouve dans les eaux souterraines, sa solubilité est très élevée de l'ordre de 262g/l à 20°C.

Sulfate de potassium (K₂SO₄) : C'est un sel très proche du Na₂SO₄, il est très rare de le rencontrer en grande quantité, sa solubilité est de l'ordre de 130 g/l à 20°C.

3) pour les carbonates :

par la méthode acidimétrie en utilisant de H₂SO₄ en présence d'un indicateur ; la phénophtaléine.

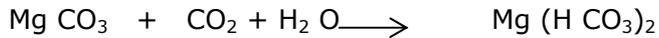
Le Carbonate de sodium (Na₂CO₃) : Il s'agit d'un sel très soluble qui dérive souvent des réactions de substitution (GAUCHER et BURDIN, 1974).Le carbonate de sodium donne des solutions à pH très élevée, il est très toxique, a la fois par sa solubilité et son alcalinité (AUBERT, 1983).En Présence de CO₂ atmosphérique et l'eau, le Na₂CO₃ donne le NaHCO₃.



Cette tendance sera d'autant plus naturelle que la pression partielle en CO_2 sera élevée.

Carbonate de magnésium (MgCO_3) :

Le carbonate de magnésium réagit avec la réaction:



La solubilisation de ce sel est très forte, il est défavorable sur le plan de la fertilité (HENIN ,1970) Mais l'ion Mg^{++} est souvent mobilisé sur le complexe adsorbant et parfois formant de la dolomie ($\text{Ca. Mg} (\text{CO}_3)_2$) qui est peu soluble.

Carbonate de potassium ($\text{K}_2 \text{CO}_3$): Il est extrêmement rare de le trouver en forte quantité dans le sol .Ses effets sont comparables à ceux du carbonate de sodium.

Les sels ont une mobilité variable, en générale les chlorures sont plus mobiles que les sulfates selon l'ordre.



*Détermination des bases échangeables et solubles :

On désigne par bases échangeables les ions tels K^+ , Na^+ , Ca^{++} , Mg^{++} qui sont liés à la terre et qui peuvent être échangés avec d'autres cations. Et par bases solubles, ces mêmes ions qui sont présents dans la terre sous forme de sels (NaCl , CaCl_2 , MgCl_2 , KCl) et solubles dans l'eau si la terre est humide.. La détermination est faite par extraction de l'acétate d'ammonium Ca^{++} et Mg^{++} par absorption anionique, Na^+ et K^+ par le spectro photomètre à flamme.

Le déplacement se fait à l'acétate d'ammonium dont le (pH 7) et passer à la centrifugeuse, puis en fait un lavage par l'alcool.

II- L'ETUDE MORPHOLOGIQUE ET ANALYTIQUE DES PROFILS :

II. 1 DESCRIPTION DU PROFIL I

Parcelle de l'ITDAS non irriguée et non cultivée:
Date de description, le 29 mai 2006 à 13h, température environ 30°C à l'ombre
Coordonnées Lambert selon les données KHACHAI 1999
X = 770 Y = 185 Z = 205
Topographie ; terrain plat, pente légère Nord-sud
Végétation faiblement dense (environ 1% de recouvrement
Trace de végétations halophiles telles ATTRIPLEX, SALSOLA Sp.
Géomorphologie : il s'agit de terrasses alluvionnaires
Classification (selon USDA ,1996 ; CPCS 1967)

Ordre	Entisols	Classe	Sol peu évolué
Sous- ordre	Fluvent	S/Classe	origine non climatique
Genre	Torrifluent	Groupe	Apport alluvionnaire
Famille	Durorthidie		
	Torrifluent	Famille	Alluvion calcaire à texture
équilibrée			

PROFIL I , HORIZON 1

DE 0- 17cm Dépôt d'alluvionnement, zone superficiellement sec, texture limono-argileuse, structure polyédrique, effervescence à HCl forte, pas de racines, pas de matière organique trace de sel couche fissurée de couleur jaunâtre à pâle, activité biologique (présence d'une fourmilière)

HORIZON 2

DE 17 -50cm Sol brun clair, légèrement humide , texture limono- argileuse à argilo-limoneuse, structure compacte, forte effervescence à l'HCl, pas de trace sel visible à l'œil nu , très faible porosité ,pas de fissures ,difficile à la pénétration de l'outil , légère trace d'humidité.

HORIZON 3

DE 50 -95 Sol frais ,brun foncé ,à structure polyédrique moyennement compacte ,sa texture semble être argilo- limoneuse faible porosité entre les agrégats ,il réagit fortement à HCl, trace de racines profondes des plantes halophiles, pas de fissures, difficile à travailler à l'outil .

_Les données sont reportées sur les tableaux 20 et22

TABLEAU N°21 Données ...granulométriques du sol: (Profil I)

HORIZON	GRANULOMETRIE												
	A %	LF %	LG %	SF %	SG %	PH 1.25	CE 1.5 dS/m	CaCO ₃ %	CaSO ₄ %	C%	N%	C/N	%MO
PI H1 0-17cm	20	21	11	26	22	7.9	3.7	44.1	1.3	0.6	0.067	8,95	1.1
PI H2 17-50cm	23	18	11	30	20	7.9	3.2	39.2	1.2	0.7	0.069	10.14	1.3
PI H3 50-90cm	29	26	16	14	11	08	3.8	45.5	1.2	0.5	0.037	13.5	1.53

TABLEAU, N°: 22; CARACTERISATION PHYSICO-CHIMIQUE DU SOL (Profil I)

HORIZONS	Cations échangeables Még/100g					Cations solubles még/l				Anions solubles még/l			ESP
	CEC	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻⁻⁻	
PI H1 0-17cm	18.6	14.1	1.98	0.6	1.2	18.0	2.3	0.7	6.2	2.5	17.1	5.6	5.72
PI H2 17-50cm	22.1	13.69	2.81	0.7	1.51	11.9	2.4	1.5	7.8	2.9	14.4	6.3	6.92
PI H3 50-90cm	23.8	15.7	3.45	1.2	2.5	14.6	10.3	2.1	12.5	3.6	21.0	14.9	9.35

II .2 DESCRIPTION DU PROFIL II

La zone irriguée du périmètre, trace de céréaliculture, jachère non travaillé, touchée par la fuite des eaux d'irrigation d'où présence de l'eau stagnante çà et là d'une manière continue.

Date d'observation : 29 mai 2006 heure local 13 h; température à l'ombre environ 30°C

Coordonnées Lambert:

X = 770 Y = 185 Z = 205

C'est un sol alluvial brunifié à mull calcique.

Topographie : pente légère à faible 0,6%

Présence de végétations herbacées, zone environnantes présence de l'Attriplex très développées à densité très forte.

Géomorphologie : terrasse alluvionnaire

Classification USDA 1996 ; CPCS 1967

Ordre	Aridisol	Classe	Sol halomorphe
S/Ordre	Orthids	S/ Classe	Sol halomorphe À structure Dégradée
Genre	Calciorthids	Groupe	Sol salin à alcalin
Famille	Vertic-haplo-calcids	Famille	Alluvion salé et Calcaire à texture Fine

PROFIL II HORIZON 1

DE 0 - 15cm Sol sec avec présence de litière de matière organique sèche , horizon homogène riche en matière organique avec un réseau de racines dense , de couleur brun claire , texture argilo limoneuse et de structure grumeleuse , une forte effervescence à l'HCl , forte macroporosité due à la forte densité des racines en zones superficielles , bonne activité biologique , présence de fissuration verticale et d'amas salin avec des tâches d'oxydo-réduction, fentes de retrait supérieures

HORIZON 2

DE 15 - 37 cm Sol sec de couleur brun claire avec texture argilo limoneuse et de structure polyédrique , friable, d'une activité biologique moyenne avec des traces de racines de plantes herbacées, effervescence forte HCl , macroporosité moyenne,, traces d'amas salin , fentes de retrait < à 2 cm .

HORIZON 3

DE 37 - 70 cm Sol frais , de couleur brun foncée , à texture argileuse et d'une structure polyédrique compacte, difficile à travailler , effervescence forte à l'acide chlorhydrique, présence d'un amas blanchâtre salin, fente de retrait faible inférieure à 1 cm , trace d'humidité macroporosité très faible et microporosité faible, faible activité biologique et réseau racines moins dense .

HORIZON 4

DE 70 - 95 cm Couche presque analogue à la précédente, du point de vue couleur et texture, à structure compacte très dure, absence de racines , pas d'activité biologique , d'une effervescence forte , c'est un sol de type, présence de fentes de retrait très faible .
Les données physico-chimiques et granulométriques sont reportées aux tableaux 23 et 24.

DONNEES PHYSICO-CHIMIQUES DES HORIZONS DU PROFIL II
TABLEAU N°23

HORIZONS	GRANULOMETRIE												
	A %	LF %	LG %	SF %	SG %	PH 1.25	CE 1.5 dS/m	CaCO ₃ %	CaSO ₄ %	C%	N%	C/N	%MO
H1 0-15cm	46	17	12	14	12	8.1	6.8	39.7	2.1	0.9	0.06	15	1.44
H 2 15-37cm	44	21	14	11	10	8.2	7.6	42.1	2.5	0.9	0.07	12.8	1.54
H3 37-70cm	48	20	13	10	09	8.3	9.9	42.3	3.1	0.7	0.015	46.3	1.45
H4 70-95	46	16	13	15	11	8.4	11.1	43.9	3.5	0.6	0.046	13.0	1.05

TABLEAU N°24

NIVEAU	CEC	Cations échangeables még/100g				Cations solubles még/l				Anions solubles még/l			ESP
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	HCO ₃	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻⁻⁻	
H1 0-15cm	23,3	14,2	3,86	0.79	4,45	20.8	15.2	1.9	52.6	31.7	46.3	12.5	22.12
H 2 15-37cm	22,5 7	13,2	3,27	1.30	4.80	20.5	12.8	2.3	48.8	30.5	40.6	13.4	20.19
H3 37-70cm	26,7	14,4	4.7	1.2	6,40	21.6	16.7	1.6	89.2	39.8	63.2	26.1	24.34
H4 70-95cm	29,5 9	15,3	6,34	1.1	6,85	25.4	23.3	1.7	103	48.3	77.5	27.6	25.70

II.3 DONNEES PHYSICO-CHIMIQUES DU PROFIL I

Le profil I est caractérisé par une structure légèrement différenciée en couche superficielles, mais d'origine alluvionnaire. Il est de type A/C, salé, de texture sablo argileuses en surface à limono-argileuse en profondeur.

Le pH est basique, (7.8 à 8), la conductivité électrique varie de 3.2 à 3.8 d S/m. ESP varie de 5.6 à 9.35%. Le calcium échangeable est l'élément le plus important du point de vue %. La CEC est moyenne. Le rapport Cl/SO₄ compris entre 1-5 est de type chlorurosulfaté avec concentration en chlorure élevé, caractéristique des sols salés d'Algérie (DURAND, 1956. in KHACHAI, 1999).

Le gypse est en faible quantité selon la FAO, (1990). Le rapport C/N est faible en surface un peu élevé en profondeur, un faible taux de matière organique.

D'autre part la teneur du sol en chacun de ses constituants permet de classer les sols de point de vue texture et ainsi que le profil I a une texture limono-argileuse en fonction de la teneur des argiles / limons/ sable.

La granulométrie ainsi déterminée permet d'évaluer la stabilité structurale du sol et en particulier le risque de battance selon les proportions des argiles et des limons pour situer la stabilité structurale .

L'indice de battance (IB) peut se calculer selon la Station Agronomique de Aisne (France) ,incluse au programme de l'IPAS les formules suivantes :CALVET et VILLEVIN,1986.

I.B pour les sols à P H <7

$$I.B = \frac{1.5 LF + 0.75 LG}{A + 10 MO}$$

I.B pour les sols à P H > 7

$$IB = \frac{1.5LF + 0.75 SG}{A + 10 MO} - 0.2(P H - 7)$$

L'interprétation des valeurs de l'indice de battance est la suivante:

IB supérieure à 2: sol très battant ; IB de 1,8 à 2 sol battant ; IB de 1,6 à 1,8 sol assez battant ;

IB de 1,4 à 1,6 sol peu battant ; IB inférieure à 1,4 sol non battant.

Les résultats granulométriques donnent les valeurs suivantes :

Pour le profil I HORIZON 1 IB=1,36 ; H2 IB=0,98 ; H3 IB=0,52

Pour le profil II HORIZON 1 IB=0,31 ; H2 IB=0,42 ; H3 IB =0,32 H4 IB =0,29

Dans tous les cas, l'indice de battance est inférieur à 1,4 ; par conséquent le sol n'étant pas battant. L'importance de la teneur en argile permet une meilleure appréciation de la fertilité du sol. D'autre part, la CEC couplé à la M.O, à la teneur en argile et à leur qualité, que le sol peut retenir sur le complexe absorbant, permet une meilleure connaissance de la fertilité.

II.4 CARACTÉRISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DU SOL : Profil : II

C'est un sol salé sodique argileux, basique dont le pH 8,4 de profil A/C. C'est un sol alluvionnaire de texture fine argilo limoneuse en surface très argileuse en profondeur, très compact et très difficile à travailler. En relation avec la teneur en argile, la CEC est plus importante que dans le profil I, la CE et l'ESP augmentent avec la profondeur.

Le cycle hydro chimique des bases explique l'évolution d'une structure polyédrique qui est caractéristique des sols salés avec des propriétés physiques défavorables (faible disponibilité d'eau et faible perméabilité.)

Le p H se situe entre 8 à 8.4 exprime une importante basicité; mais traduit surtout une solution en équilibre avec les solutés. Le risque de sodicité est lié surtout à la topographie, à la texture fine et à la forte évapotranspiration supérieure (ETP) à 1000mm/an par rapport à une pluviomètre inférieure annuelle (Pa) à 200mm/an, ainsi que par une source de sel de sodium..

II.5 INTERPRETATION DES DONNEES PHYSIQUES ET PHYSICO-CHIMIQUES:

L'interprétation des résultats des analyses granulométriques permettent de donner une explication dont le contenu est le suivant

Le profil II de la parcelle irriguée et cultivée en jachère présente un taux qui atteint une moyenne de 46% pour un maximum de 48% en profondeur. La teneur en limon fin augmente en profondeur, le limon grossier est à peu près homogène et sable fin et grossier reste homogène sur l'ensemble des horizons avec des teneurs faibles.

Dans le sol témoin de la parcelle non travaillée, les résultats du tableau montre qu'il y a une augmentation de la teneur en argile de l'horizon superficiel vers les horizons profonds de 20% à 29%.

On remarque aussi qu'il y a augmentation de la teneur des limons fins avec la profondeur, les limons grossiers varient légèrement. La teneur de sables fins est plus importante en surface, faible en profondeur. Le sable grossier diminue avec la profondeur.

Ces résultats montrent que la texture est argilo limoneuse à sablo argileuse, les sols formés à partir des dépôts récents et assez hétérogènes et que le changement de texture d'un horizon à un autre et d'un profil à un autre et dû à la nature et à la variabilité en composition des alluvions.

Les résultats d'analyses chimique sont représentés dans les tableaux cités en pages précédentes où l'on constate que la teneur en carbonate de calcium (Ca CO_3) est à peu près la même pour les deux profils (42% en moyenne). Dans tous les cas le carbone organique (C) ne dépasse pas le 1%.

. Le rapport C/N est très homogène au niveau des deux profils . Le p H des sols sont similaires est basique (de 7,8 à 8,4).

La CEC est moyenne (en méq/100g). Elle est de 20,1 pour le profil I, et de 25 pour le profil II. . La présence des cations en excès par rapport à la CEC est attribuée à la dissolution des carbonates de calcium (CIESIELSKI, et STERCKEMEN, 1977 in SALIM et TESSIER, 1998. La présence de cations en excès par rapport à la CEC confirme la présence des sels y compris le Calcium. Ce qui peut expliquer que les sols sont salés au niveau des horizons de surface.

Dans la parcelle irriguée, la teneur de Na^+ domine l'ensemble des cations, alors que dans le profil de la parcelle témoin, c'est la teneur du Ca^{++} qui domine. D'autre part, dans la zone irriguée, on constate que le Na^+ dans les horizons profonds du sol salé est très élevée.

La présence des sels neutres tels que Ca SO_4 est confirmée dans les profils. On note que le Sodium Adsorption Ratio (SAR) calculé à partir des résultats obtenus augmente avec la profondeur est varié de 12,5 en surface à 21,5 en profondeur dans le sol irrigué; alors que dans le sol témoin il varie de 5,5 à l'horizon de surface à 3,5 en profondeur. On conclut par l'idée de Mc NEAL et al 1966; in TESSIER et SALIM 1988, pour ce qui concerne les sels et leur effet sur le gonflement et sur la perméabilité du sol, c'est que dans les sols irrigués, la dissolution des sels ne provoque pas de changement important de volume total ni de conductivité hydraulique. Cela signifie qu'ESP est insuffisante pour que le phénomène de dispersion se produise.

III- EVALUATION DES EAUX D'IRRIGATION

III.1 METHODE D'EVALUATION DES EAUX:

L'excès de teneur en sel est le souci principal avec l'eau utilisée pour l'irrigation. La concentration élevée en sel dans l'eau affectera directement le rendement des récoltes et provoque la dégradation des sols et dans le cas d'un sol léger ou d'une nappe peu profonde provoque une pollution des eaux souterraines. La nécessité de prévoir les problèmes qui peuvent se développer en utilisant différentes eaux d'irrigation a permis de créer un système de classification de la qualité de l'eau qui est complètement différent des systèmes utilisés pour l'industrie, la vie aquatique, la santé, etc.

L'infiltration concerne la facilité avec laquelle l'eau pénètre dans le sol, alors que la vitesse de pénétration de l'eau est qualifiée de vitesse d'infiltration. La perméabilité concerne surtout la façon dont l'eau percole à travers le sol.

D'une manière générale, la vitesse d'infiltration croît avec la salinité et diminue lorsque la salinité décroît ou la teneur de sodium augmente par rapport au calcium et au magnésium (coefficient d'absorption du sodium). Il faut donc tenir compte des deux facteurs, salinité et SAR, pour évaluer les conséquences de la qualité de l'eau d'irrigation sur la vitesse d'infiltration (FAO, 1988).

Des résultats ont été proposés pour classer les eaux d'irrigation par rapport à leur qualité pour l'irrigation. Ce sont principalement :

US Salinity Laboratory, 1954. et AYERS and WESTCOT, 1976, tenant compte des conditions d'utilisation moyennes. D'autre part, d'autres classifications spécifiques basées sur une culture donnée dans une région spécifique par THORN and PETERSON, 1954. et CARTER, 1969. In FAO, (1988).

Pour le risque de salinité, voici le tableau de classification de l'eau d'irrigation proposée pour évaluer le risque de salinité (Tableau N°25).

Tableau N° 23 : Classification de l'eau d'irrigation basée sur la concentration totale en sels, selon différentes sources.

Classe de salinité	US Salinity Laboratory de Riverside (1954)	Thorn and Paterson (1954)	Carter (1969)	Ayers and West Cot (1976)
	CE (dS/m)	CE (dS/m)	CE (dS/m)	CE (d S/m)
C1	0.1-0.25	<0.25	<0.4	<0.75
C2	0.25-0.75	0.25-0.75	0.4-1.2	0.75-1
C3	0.75-2.25	0.75-2.25	1.2-2.25	1.5-3.0
C4	>2.25	2.5-4.0	2.25-4.0	>3.0
C5		4.0-6.0		

C1: satisfaisante pour toutes les cultures excepté les cultures très sensibles.

C2: Généralement satisfaisante bien que quelques cultures sensibles seront affectées.

C3: Satisfaisante pour la plupart des grandes cultures, mais des conditions de salinité vont se développer si le lessivage et le drainage ne sont pas adéquats.

C4: Normalement non recommandée sauf si des cultures tolérantes sont cultivées. Le lessivage et le drainage sont impératifs

Il est reconnu que l'interaction entre les propriétés physico-chimiques du sol et l'eau d'irrigation est un paramètre très important dans l'évaluation de la qualité des eaux pour l'irrigation. La teneur totale en sels est le seul important critère à l'évaluation de la

qualité de l'eau. Cette teneur peut être exprimée en termes de conductivité électrique en dS/m, ou TDS en ppm ou méq/l. (tableau N°26).

TABLEAU N°26. Montrant des valeurs limites du risque de la salinité

Risque	TDS (ppm ou mg/L)	CE en dS/m ou mmhos/cm à 25°C
Nul	<500	<0.75
Légers	500-1000	0.75-1.5
Modéré	1000-2000	1.5-3.00
Sévère	>2000	>3.0

L'eau de faible salinité (-0,2 d S /m) est corrosive et tend à enlever du sol les minéraux et les sels solubles en particulier le calcium réduisant leur influence stabilisatrice sur les agrégats et la structure du sol. Sans les sels et sans le calcium, le sol se disperse. La vitesse d'infiltration diminue, il en résulte l'apparition d'une pellicule sur le sol. AYERS et WESTCOT, 1988.

Une forte concentration en sodium dans l'eau d'irrigation provoque également la dispersion et une destruction de la structure du sol si la teneur de sodium est supérieure à celle du calcium (FAO, 1988).

REMARQUE

- Une eau avec un taux modéré de salinité peut être utilisée si une infiltration modérée est effectuée.
- Une eau contenant un haut degré de salinité (CEi supérieure à 1.5) et une grande quantité de sodium (SAR sup. à 6) ne devrait pas être utilisée pour l'irrigation.
- Si l'eau avec un très haut degré de salinité est utilisée : Le sol doit être perméable, le drainage doit être suffisant, l'eau doit être en excès pour fournir une meilleure lixiviation.

En général l'eau utilisée pour l'irrigation doit avoir un degré faible ou modéré de salinité (CE de 0.60 à 1.7Ds/m).

Pour l'évaluation du risque de sodicité, le SAR est l'indice le plus utile pour prévoir le ESP d'un sol résultant de l'irrigation SPOSITO et MATTIGAOD (1977) in USSSL,(1954); ont proposé la relation suivante :

$$SAR_c = 0,08 + 10 + 1.115 * SAR_p \quad (r^2 = 0.99)$$

Avec SARc : le vrai SAR ; corrigé pour les paires d'ions et SARp : le SAR pratique, non corrigé pour les paires d'ions.

Afin de prévoir les problèmes d'infiltration de l'eau, plusieurs méthodes ont été utilisées. La méthode RSC, du carbonate de sodium résiduel EATON, 1950; RICHARD, (1954).

La méthode la plus utilisée est celle du coefficient d'absorption du sodium (SAR) par RICHARDS (1954). L'équation donnée est:

$$SAR = \frac{Na}{\sqrt{Ca + Mg/2}}$$

Na: sodium exprimé en mé/l
 Ca : calcium exprimé en mé/l
 Mg: magnésium exprimé en mé/l

Le nouveau symbole utilisé pour cette méthode est le RNA_{adj} . (coefficient d'absorption du sodium ajusté) et non le SAR. Sauf que les deux écritures sont équivalentes. La méthode du SAR traite des problèmes d'infiltration dus à une teneur de sodium excessif par rapport au calcium et au magnésium. Elle ne prend pas en compte les modifications de teneur en calcium de l'eau du sol survenant après précipitation ou après une irrigation. Les modifications résultent de la dissolution dans l'eau du sol des minéraux, qui augmente la teneur en calcium ou de la précipitation à partir de l'eau du sol. L'équation du SAR n'explique pas ces changements. Néanmoins, la méthode reste comme un procédé d'évaluation valable pour la plupart des eaux rencontrées en agriculture irriguée.

La méthode du RNA_{adj} de SUAREZ, (1981) in FAO, 1984; est un procédé de calcul pour améliorer l'ancienne technique d'absorption de sodium, qui avec le Ca_x du tableau, offre un meilleur aperçu de transformation du calcium dans l'eau du sol lié à la dissolution à partir des carbonates et des silicates. Cette méthode permet de prévoir mieux les problèmes potentiels d'infiltration dus à une teneur forte en sodium ou faible en calcium dans les approvisionnements en eau d'irrigation, (SUAREZ, 1981; RHOADES, 1982 in FAO, 1984). L'équation permettant de calculer le RNA_{adj} de la surface du sol est semblable au précédent SAR

$$RNA_{adj} = Na / \sqrt{Ca_x + Mg}$$

Na sodium dans l'eau d'irrigation exprime en meq/l

Ca_x valeur modifiée du calcium représente le Ca dans l'eau d'irrigation, mais modifiée en fonction de la salinité de l'eau appliquée de son rapport HCO_3^- / Ca^{++} (HCO_3^- et Ca^{++} exprimés en meq/l) et de pression partielle de CO_2 estimée sur une épaisseur de sol de quelque mm en surface $PCO_2 = 0.007 \text{ atm}$

Mg magnésium dans l'eau d'irrigation en meq/l. La toute nouvelle méthode du RNA_{adj} de SUAREZ 1981 est la plus recommandée FAO, 1984, 1988; qui utilise son tableau.

Pour utiliser le tableau de Ca_x on détermine dans un premier temps le rapport HCO_3^- / Ca et CE_w de l'eau d'après l'analyse de l'eau, avec HCO_3^- et Ca exprimés en meq/l et la salinité de l'eau CE_w exprimée en déciSiemens par mètre. La valeur trouvée représente la teneur en meq/l de Ca qui doit rester en solution dans l'eau du sol à l'équilibre. C'est la qui est utilisée dans l'équation.

Le résultat obtenu RNA_{adj} remplace le SAR dans le tableau Pour mieux évaluer les risques trouver des difficultés d'infiltration avec une eau à l'utilisation çà l'irrigation.

D'autre part, La sodicité, qui est due à l'irrigation indique une augmentation du pH vers des valeurs basiques. Les réactions alcalines des sols sodiques et des sols salins sodiques sont dues à une forte teneur en carbonates (CO_3^{--}) et en bicarbonate (HCO_3^-) dans la solution du sol :

$$\text{Sodicité} = (HCO_3^-) + (CO_3^{--}) + (OH^- \text{ en excès par rapport à } H^+)$$

Ainsi la teneur du bicarbonate, si elle est élevée, augmente la valeur des SAR (environ supérieure à 3-4 meq/l ou supérieure à 180-25-40 mg/l; les ions carbonates combinés à Ca et au Mg précipiteront sous forme de carbonate de Ca ($CaCO_3$) ou carbonate de Mg ($MgCO_3$) dans des conditions de sécheresse. Lorsque la concentration de Ca et de Mg décroît, en comparaison avec les teneurs de Na, l'indice SAR devient plus important. Tout cela causera un effet d'alcalinisation et augmentera le pH. Si l'analyse d'eau indique un pH élevé, c'est un signe d'une teneur élevée en ions carbonates et bicarbonate. (Fig; N° 26).

TABLEAU N° 27

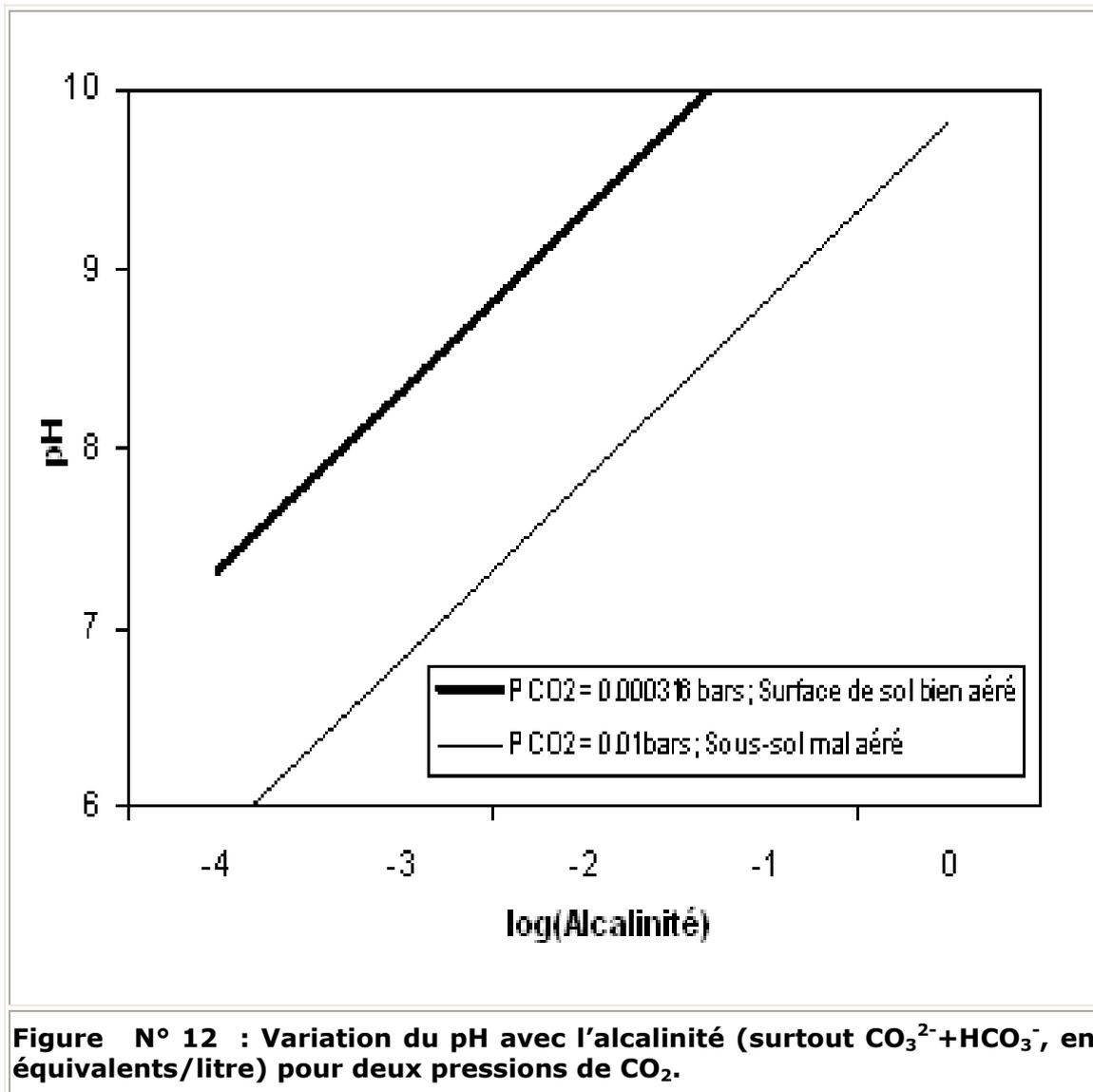
CONCENTRATION DU CALCIUM (C_{ax}) DANS L'EAU DU SOL A PROXIMITE DE LA SURFACE APRES IRRIGATION AVEC UNE EAU DONT ON CONNAIT LE RAPPORT HCO_3^-/Ca ET LA SALINITE (EC_w)^{1,2,3}

		Salinité de l'eau d'irrigation (EC_w) (dS/m)											
		0,1	0,2	0,3	0,5	0,7	1,0	1,5	2,0	3,0	4,0	6,0	8,0
Rapport HCO_3^-/Ca	0,05	13,20	13,61	13,92	14,40	14,79	15,26	15,91	16,43	17,28	17,97	19,07	19,94
	0,10	8,31	8,57	8,77	9,07	9,31	9,62	10,02	10,35	10,89	11,32	12,01	12,56
	0,15	6,34	6,54	6,69	6,92	7,11	7,34	7,65	7,90	8,31	8,64	9,17	9,58
	0,20	5,24	5,40	5,52	5,71	5,87	6,06	6,31	6,52	6,86	7,13	7,57	7,91
	0,25	4,51	4,65	4,76	4,92	5,06	5,22	5,44	5,62	5,91	6,15	6,52	6,82
	0,30	4,00	4,12	4,21	4,36	4,48	4,62	4,82	4,98	5,24	5,44	5,77	6,04
	0,35	3,61	3,72	3,80	3,94	4,04	4,17	4,35	4,49	4,72	4,91	5,21	5,45
	0,40	3,30	3,40	3,48	3,60	3,70	3,82	3,98	4,11	4,32	4,49	4,77	4,98
	0,45	3,05	3,14	3,22	3,33	3,42 ^t	3,53	3,68	3,80	4,00	4,15	4,41	4,61
	0,50	2,84	2,93	3,00	3,10	3,19	3,29	3,43	3,54	3,72	3,87	4,11	4,30
	0,75	2,17	2,24	2,29	2,37	2,43	2,51	2,62	2,70	2,84	2,95	3,14	3,28
	1,00	1,79	1,85	1,89	1,96	2,01	2,09	2,16	2,23	2,35	2,44	2,59	2,71
	1,25	1,54	1,59	1,63	1,68	1,73	1,78	1,86	1,92	2,02	2,10	2,23	2,33
	1,50	1,37	1,41	1,44	1,49	1,53	1,58	1,65	1,70	1,79	1,86	1,97	2,07
	1,75	1,23	1,27	1,30	1,35	1,38	1,43	1,49	1,54	1,62	1,68	1,78	1,86
	2,00	1,13	1,16	1,19	1,23	1,26	1,31	1,36	1,40	1,48	1,54	1,63	1,70
	2,25	1,04	1,08	1,10	1,14	1,17	1,21	1,26	1,30	1,37	1,42	1,51	1,58
	2,50	0,97	1,00	1,02	1,06	1,09	1,12	1,17	1,21	1,27	1,32	1,40	1,47
	3,00	0,85	0,89	0,91	0,94	0,96	1,00	1,04	1,07	1,13	1,17	1,24	1,30
	3,50	0,78	0,80	0,82	0,85	0,87	0,90	0,94	0,97	1,02	1,06	1,12	1,17
	4,00	0,71	0,73	0,75	0,78	0,80	0,82	0,86	0,88	0,93	0,97	1,03	1,07
	4,50	0,66	0,68	0,69	0,72	0,74	0,76	0,79	0,82	0,86	0,90	0,95	0,99
	5,00	0,61	0,63	0,65	0,67	0,69	0,71	0,74	0,76	0,80	0,83	0,88	0,93
	7,00	0,49	0,50	0,52	0,53	0,55	0,57	0,59	0,61	0,64	0,67	0,71	0,74
	10,00	0,39	0,40	0,41	0,42	0,43	0,45	0,47	0,48	0,51	0,53	0,56	0,58
	20,00	0,24	0,25	0,26	0,26	0,27	0,28	0,29	0,30	0,32	0,33	0,35	0,37
	30,00	0,18	0,19	0,20	0,20	0,21	0,21	0,22	0,23	0,24	0,25	0,27	0,28

¹ Source : Suarez (1981).

² Hypothèses considérées: le calcul du sol provient de la chaux (CO_2, Ca) et de silicates ; absence de précipitation avec le magnésium, et pression partielle de CO_2 (P_{CO_2}) à proximité de la surface du sol égale à 0.0007 atmosphères.

³ Ca_x , HCO_3^- , Ca sont exprimés en me/l ; EC_w en dS/m.



Le carbonate de Sodium Résiduel (RSC) se calcule grâce à l'équation suivante :

$$\text{RSC} = (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-) - (\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++})$$

C'est un moyen de calculer la teneur en sodium grâce au Mg et au Ca :

Si le RSC < 1.25, l'eau peut être utilisée pour l'irrigation.

Si le RSC > 1.25, l'eau n'est pas appropriée à l'irrigation, comme le montre le tableau ci-dessous N : 28.

TABLEAU N° 28. Risques des bicarbonates(HCO_3^-) pour l'eau d'irrigation méq/L

	Nul	Léger à Modéré	Sévère
(méq/L)	<1.5	1.5-7.5	>7.5
RSC	<1.25	1.25 to 2.5	>2.5

Dans le cas d'un risque d'alcalinisation ; on peut conclure que le sol sodique alcalin forme, si l'eau d'irrigation contient un excès de CO_3^{--} et HCO_3^- par rapport à Ca et Mg présents.

Cet excès est appelé le RSC ou alcalinité résiduelle en még/l. C'est un critère important pour classer les eaux d'irrigation, car il détermine le danger de l'alcalinisation.

Quand tous les Ca et Mg apportés par l'eau précipitent dans le sol sous forme de carbonates, l'excès de CO_3^{--} et HCO_3^- sera présents sous forme de carbonates et de bicarbonates de Na^+ et K^+

Un sol alcalin avec un pH supérieur à 8,5 ; ou sodicité est supérieure à 1.5 en még/l est toujours sodique car la présence de CO_3^{--} et HCO_3^- empêche la présence de concentration élevée de Ca et de Mg.

III.2 DONNEES HYDROCHIMIQUES DES EAUX D'IRRIGATION

Choix de l'échantillonnage : 1 Litre d'eau d'irrigation, en bouteille en plastique non conditionnée

Date de la prise : le 29^e du mois de mai à 11h à partir du robinet de la canalisation du système d'irrigation en période d'utilisation non loin du forage. Journée très chaude, température de l'air ambiant environ 30°C à l'ombre

Objectif : déterminer les paramètres suivants :

Les anions et les cations ainsi que les paramètres physico- chimiques de l'eau, pas d'addition de produit chimique lors de la prise de l'échantillon, La conservation au laboratoire, selon les conditions du laboratoire du département d'agronomie de l'Université de Batna.

Remarque :

La température et l'oxygène dissout dans l'eau de l'échantillon n'ont pas été mesuré ni sur le site , ni au laboratoire . L'eau utilisée, provient d'un forage de plus de 80m de profondeur, avec un débit de 12l/s , une fréquence d'arrosage en moyenne de 10 mm/h et une minéralisation selon les information recueillies en 1999 de 2.5g/l .

TABLEAU N° 29. L'analyse chimique de l'eau

pH	CE dS/m	RNa adj	SAR	RSC
7.3	4.22	7,26	8,71	Résultat négatif

LES CATIONS				LES ANIONS			LES UNITES
Ca++	Mg++	K+	Na+	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻⁻	Cl-	-----
13,4	20,83	2,25	36,04	6,82	31,47	35,14	még/l

L'évolution de la gravité des eaux d'irrigation est donnée dans le tableau 30.

Tableau : 30 . Evaluation de la qualité des eaux d'irrigation FAO,1980

Conductivité Electrique En dS/m	Concentration En g/l	US Salinity Laboratory	Evaluation russe	Evaluation de DURAND pour L'Algérie
$CE < 0.25$	<0.2	Faible salinité	Bonne qualité	Non saline
$0.25 < CE < 0.75$	0.2-0.5	Moyennement Salée		Salinité moyenne
$0.75 < CE < 2.25$	0.5-1.5	Fortement salée	Risque de salinisation	Forte salinité
$2.25 < CE < 5$	1.5- 3	Très fortement salée		Très forte salinité
$5 < CE < 20$	3 - 7	Salinité excessive	Ne pas être utilisée sans lessivage	Salinité excessive

III.3 PERMEABILITE DU SOL ET SODICITE :

Le Sodium absorbé par le sol a un effet négatif sur la propriété physique du sol. Cet effet s'observe dans les changements de la perméabilité des sols ; celle-ci est une fonction du carré du rayon (r) moyen des pores et toute adsorption de Na diminue la taille de ces derniers par gonflement des particules du sol et la dispersion des colloïdes (voir comportement du sol Chapitre irrigation) .pour l'évaluation des dangers de sodicité on considère le SAR .C'est le cas de la classification des eaux de l'US Salinity Laboratory ,1954.

La perméabilité d'un sol diminue (Fig. N°:13) par suite de nombreux facteurs en particulier ceux qui ont trait à la qualité de l'eau. Une eau fortement sodique modifie la structure, amenant les particules de sol plus fines à se disperser dans les pores du sol et à colmater les couches superficielles. L'infiltration c'est-à-dire la facilité avec laquelle l'eau pénètre dans le sol est influencée par les deux facteurs :

*salinité de l'eau (quantité totale de sel dans l'eau

*sa teneur en Na par rapport au Ca et Mg .

Une eau à forte salinité augmente l'infiltration, par contre une eau de faible salinité ou eau de teneur élevée de Na par rapport au Ca et au Mg diminue la vitesse d'infiltration. Cela fait apparaître des problèmes secondaires :

- formation de pellicules de surface
- état médiocre des cultures dans les dépressions humides
- développement de maladies et de vecteurs (moustiques) .

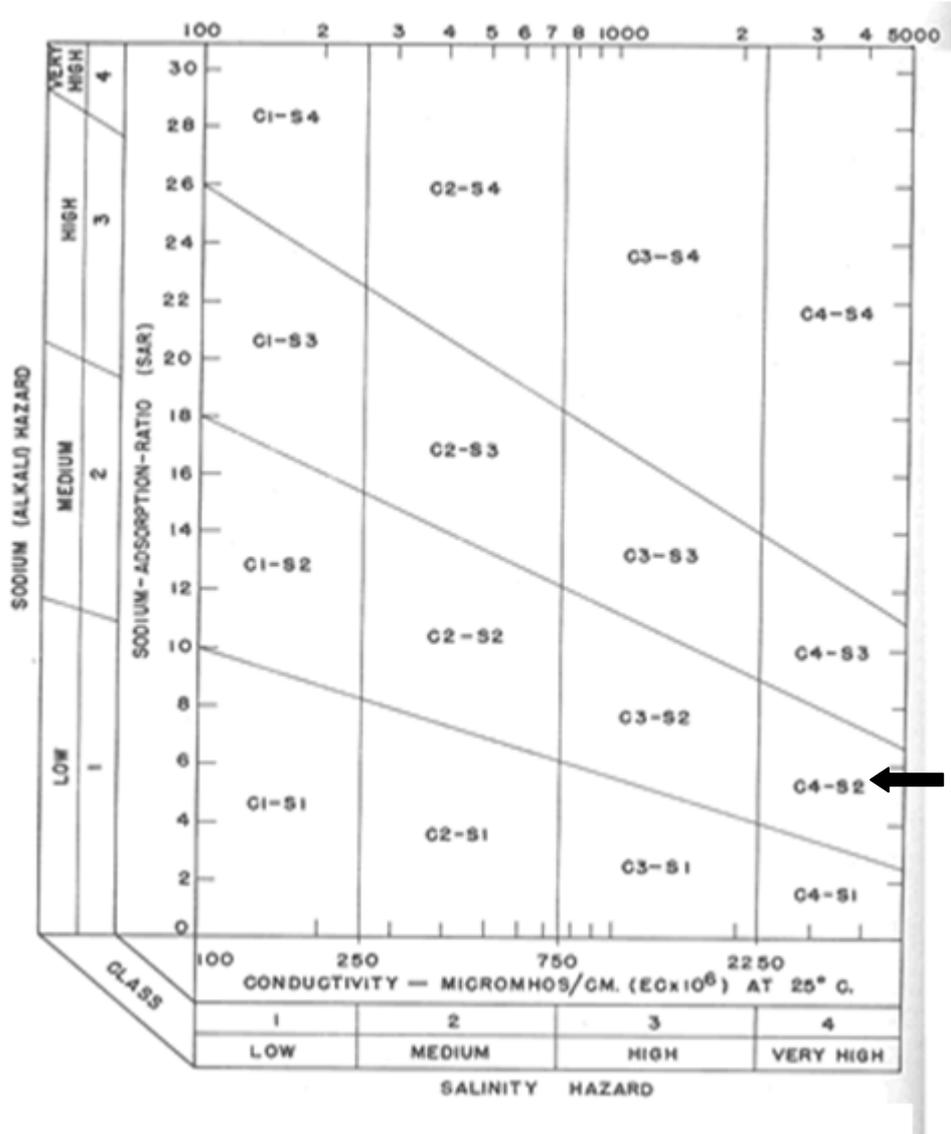


Figure N°: 13 Diagramme pour la classification des eaux d'irrigation (HAND BOOK 60) In FAO, 1984..

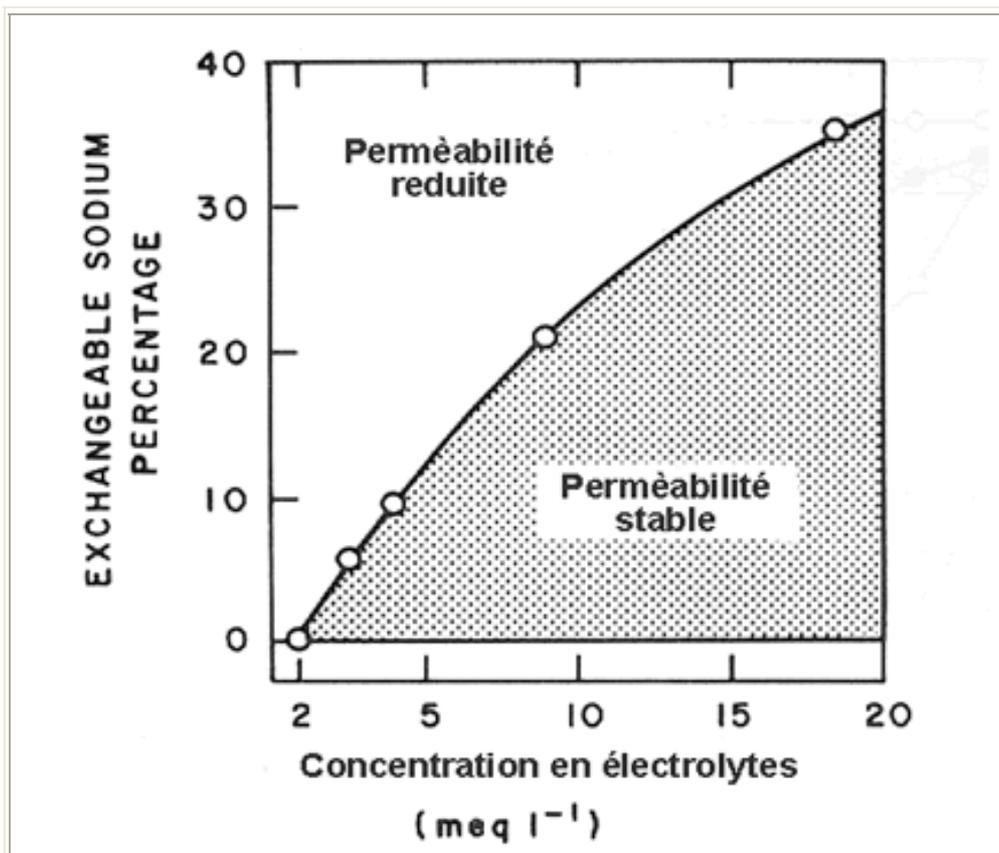
La perméabilité d'un sol diminue (Fig. N°:13) par suite de nombreux facteurs en particulier ceux qui ont trait à la qualité de l'eau. Une eau fortement sodique modifie la structure, amenant les particules de sol plus fines à se disperser dans les pores du sol et à colmater les couches superficielles. L'infiltration c'est-à-dire la facilité avec laquelle l'eau pénètre dans le sol est influencée par les deux facteurs :

- *salinité de l'eau (quantité totale de sel dans l'eau
- *sa teneur en Na par rapport au Ca et Mg .

Une eau à forte salinité augmente l'infiltration, par contre une eau de faible salinité ou eau de teneur élevée de Na par rapport au Ca et au Mg diminue la vitesse d'infiltration. Cela fait apparaître des problèmes secondaires :

- formation de pellicules de surface
- état médiocre des cultures dans les dépressions humides
- développement de maladies et de vecteurs (moustiques) .

La perméabilité, c'est-à-dire la façon dans l'eau percole à travers le sol. On considère comme infiltration faible une vitesse d'infiltration de 3mm /h, et qu'une infiltration est relativement élevée quand la vitesse d'infiltration est supérieure à 12mm/h. FAO, 1988. Pour évaluer correctement les conséquences de la qualité de l'eau sur la vitesse d'infiltration, il faut tenir compte de l'ensemble des deux facteurs : salinité (**CE**) et sodicité (**SAR**). (diagramme de classification des eaux d'irrigation) ont étudié l'effet de la concentration des électrolytes sur la perméabilité du sol et ont proposé le concept de la « concentration critique » à laquelle pour un ESP donné, la perméabilité est réduite de 10 à 15% .



Figure, N°:14 L'ESP en fonction de la concentration critique de l'eau d'irrigation en électrolytes. SOURCE/:US Salinity LABORATORY 1954.

La SAR et l'ESP (pourcentage de sodium échangeable) pour les sol:

$$ESP = 100(-0,0126 + 0,01475 SAR) / (1 + (-0,0126 + 0,01475 SAR))$$

$$ESP = 113,99$$

En principe l'abaque permet de déterminer la valeur du SAR de l'eau et l'estimation correspondante à la valeur de l'ESP du sol qui doit avoir un équilibre avec l'eau d'irrigation

Les données de cette figure peuvent être décrites par l'équation suivante :

$$X = 0.56 * (Na/Ca^{1/2}) + 0.6 \text{ avec } X \text{ la concentration critique en électrolytes}$$

La concentration en électrolytes de l'eau apportée doit être considérée comme un facteur important dans l'évaluation de la sodicité.

Des directives mettent l'accent sur l'influence de la qualité de l'eau d'irrigation sur la production des cultures, les conditions du sol, et les techniques culturales. (voir annexes)

CONCLUSION :

L'utilisation de l'équation SAR = 8,71 modifiée $RNa_{adj} = 7,26$. (FAO, 1984, 1988.) qui avec $Ca_x = 3,87$ de SUAREZ, 1981, permet de constater les résultats suivants sur le diagramme de classification des eaux montre que les eaux d'irrigation appartiennent à la classe C4 S2.

C4 est une conductivité électrique $CE = 4,22$ et de classe S2 correspondant à une valeur de $RNa_{adj} = 7,26$ qui montre que l'eau est faiblement sodique, utilisable pour une éventuelle irrigation. Des valeurs de SAR < 10 sont acceptables et peu d'action sur les propriétés physiques du sol tant que la salinité globale est suffisamment élevée (DAOUD ET HALITIM, 1994).

L'évaluation de la qualité des eaux utilisée pour l'irrigation à l'échelle proposée par (DURAND, 1958 in KHACHAI, 1999), ainsi que (VAN HOORN in FAO, 1971) pour les sols irrigués en Algérie, montre que la plupart des eaux Algériennes sont très salées et que pour cette eau soit utilisable, il faut que le taux de Na soit inférieur à 60%. Cette valeur représente le seuil maximum admissible pour l'usage agricole. Pour le cas des eaux d'irrigation du périmètre étudié; un coefficient de Na est déterminé à partir de la formule d'aptitude des eaux d'irrigation

$$\% Na = \left(\frac{Na + K}{Ca + Mg + Na + K} \right) * 100 = 38,29 / 72,52 * 100 = 52,79$$

Parmi les auteurs tels HACHICHA et al, SALIM et al, KADRI et GALLALI, 1987. cette classe C4 S2 de cette eau d'irrigation n'est possible que dans les terrains bien drainés avec une stricte surveillance de la salinité. Dans le cas contraire, les cultures irriguées sont exposées à une toxicité excessive AUBERT, 1976. Ce qui est visible dans le périmètre avec une manière de gérer le périmètre très négligente :

- aucun suivi dans les analyses des eaux d'irrigation
- pas de désherbage et pas de quantité suffisante d'eau d'irrigation
- pas de choix de cultures qui tolèrent la salinité élevée
- pas de travaux culturaux préférentiels
- personnel insuffisamment qualifié.

III.4 BILANS ANIONIQUES ET CATIONIQUES DES EAUX D'IRRIGATION

Le diagramme de PIPER fig, N°: 15 pour la classification des eaux naturelles (forage du périmètre de l'ITDAS) permet d'évaluer le bilan anionique et cationique de l'eau du forage utilisée pour l'irrigation du périmètre se traduit par une eau d'irrigation chlorurée sodique et sulfates riche en Ca^{++} pauvre en K^+ . Elle intervient défavorablement sur la pédogénèse des sols. Ainsi les eaux fortement chargées modifient le bilan hydrologique dans le mauvais sens. Les irrigations mal conduites avec ses eaux minéralisées favorisent l'extension des sels sur les surfaces. Cette eau peut induire des variations significatives sur le CE du sol, l'ESP la perméabilité et par suite sur les propriétés physiques, chimiques et biologiques.

. Cependant les rendements du périmètre s'avèrent d'une année à l'autre faibles c'est parce que il n'y a aucune action qui répond à la manière d'améliorer et conserver les sols. (DAOUD et HALITIM, 1994.)

Le faciès chimique de la nappe mi pliocène exploités dans la région d'EL-OUTAYA est de type chlorures sodique et sulfaté sodique dans l'ensemble post-Eocène inférieur et dans l'anti -Sénonien supérieur (CHABBAH, 1998.) in KHACHAI ,1999. Leur dissolution se traduit par une concentration d'éléments dissous ; salinité élevée et un pouvoir d'alcalinisation moyennes inférieures à 8.

La concentration ionique permet de mieux situer les risques de la toxicité par les ions Na^+ et Cl^- . La dégradation des eaux souter-raines (BOUKHARROUBA et al. 1992) confirme que la cause du problème est due à la combinaison des processus hydro chimique minéralisateurs de l'ensemble : Gypse -sels – calcaire. Les résultats établis La Direction de l'Hydraulique de la Wilaya de Biskra entre 1982-1999,obtenus à partir des analyses hydro chimiques des forages implantés dans la plaine ,montrent que les eaux de la nappe présentent un risque de la salinité élevé et excessif .

Malheureusement, la situation du climat aride fait que ces eaux souterraines d'irrigation seront exploitées dans la plaine d'EL-OUTAYA quelque soit les conséquences à court ou à long terme .La conductivité électrique qui augmente progressivement du Nord vers le Sud dans le même sens de l'écoulement des eaux de surfaces (AOUCHA et LOUNES, 1998.). Carte hydrologique de Biskra 1/2000000 ,1980.

Néanmoins, il a été constaté qu'une variabilité des éléments dans la solution est très apparente d'un forage à un autre (voir annexes) d'une part d'un moment à un autre pour un même forage (analyse des eaux du forage du périmètre de l'ITDAS 1999 et 2006. Les mesures des effets de l'alcalinité des eaux d'irrigation pour une valeur < 1.25 de carbonate de sodium. Cette valeur caractérise une eau utilisable pour l'irrigation.

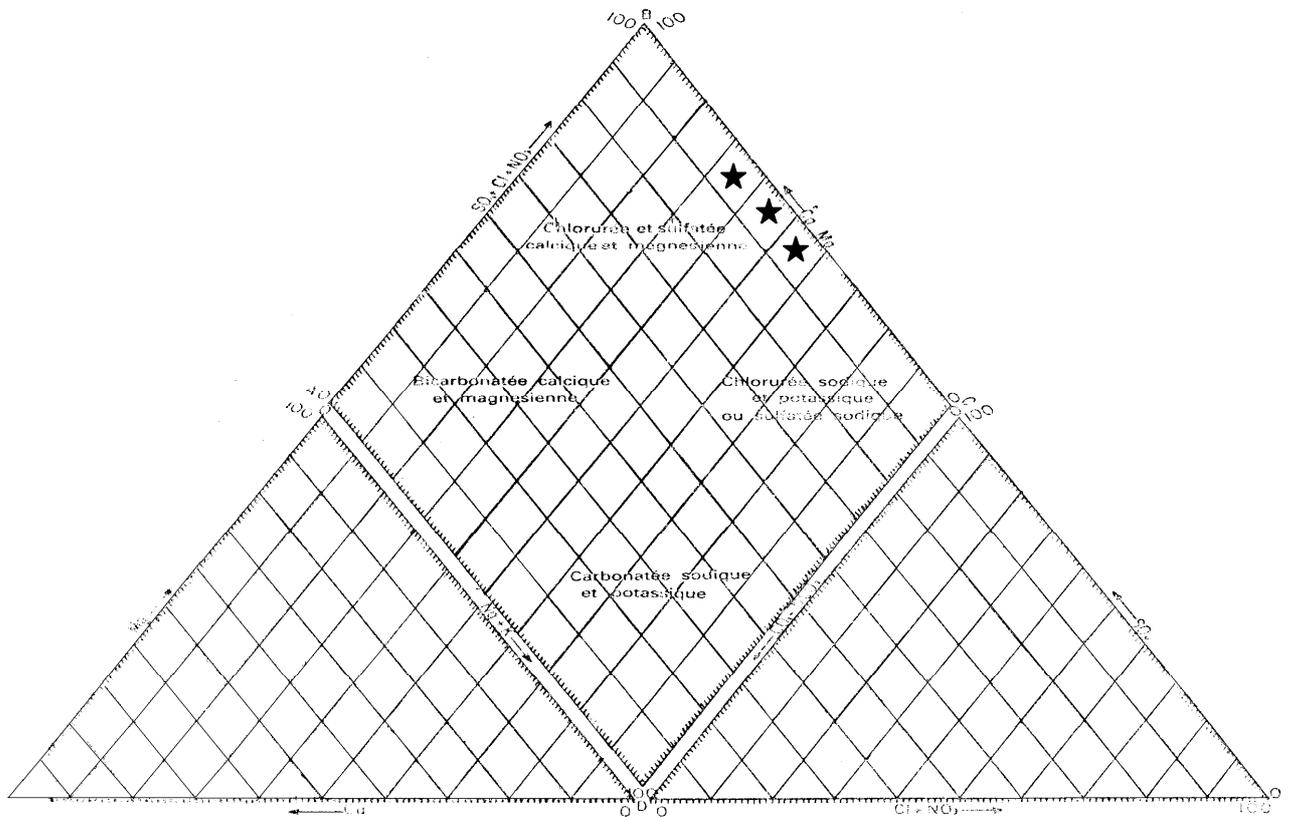


Diagramme de PIPER des eaux du puits du périmètre irrigué de l'ITDAS dans la plaine d'EL-OUTAYA (W.BISKRA) eau souterraine de la nappe phréatique.

FIGURE , N° 15 Diagramme de PIPER des eaux

II.B- EFFET DE LA SALINITE DES EAUX D'IRRIGATION SUR LA NUTRITION MINERALE DES PLANTES CULTIVEES :

Selon MEZNI et al 2004; dans les milieux riches en chlorures de Na les ions Na^+ perturbent l'absorption des cations K^+ et Ca^{++} alors que l'accumulation excessive du chlore diminue l'absorption des anions indispensables à la croissance et au développement des végétaux notamment les nitrates NO_3^- et les sulfates SO_4^{--} . Plusieurs études ont montré que les plantes adaptées aux stress salin utilisent un ou plusieurs mécanismes pour atténuer l'effet toxique du Na^+ et Cl^- ; ce sont

- la réabsorption de Na^+ par les cellules de transfert
 - la compartimentation vacuolaire de Na^+ dans les tissus foliaires
 - la dilution du Na^+ par la matière des feuilles en pleine croissance
 - l'aptitude des plantes à limiter le transfert du Na^+ dans les feuilles
- * la synthèse des solutions organiques (la proline, la glycine, la bétaine, les sucres solubles).

Les résultats obtenus par MAZNI et al, montrent que des quantités non négligeables de Na^+ et Cl^- au niveau des feuilles et des tiges des plantes sensibles aux sels et confirment l'accumulation excessive des deux ions Na^+ - Cl^- aux traitements les plus stressants atteignant des niveaux toxiques dans la masse foliaire. Ce qui entraîne une réduction sévère de la croissance et un dessèchement voir la mort des plantes. Par contre, certaines plantes ayant une certaine affinité pour K^+ au niveau des feuilles qu'au niveau des tiges font atténuer l'effet des ions Na^+ et Cl^- . Il y a une sélectivité K^+ par rapport au Na^+ très marquée (lentille). Ce rapport est considéré comme critère de tolérance au sel. Dans cette étude, il a été montré l'importance de l'utilisation des eaux saumâtres pour l'irrigation (le cas de Tunisie).

Une solution probable, l'agriculture bio saline ; qui constitue un choix meilleur pour l'utilisation rentable des terres touchées par la salinité car il s'agit d'une technologie qui nécessite peu d'intrants, facile à comprendre et à adapter par les agriculteurs et n'exigeant ni de matériel étranger ni de ressources techniques. Les principales caractéristiques de cette technologie est le développement du système agricole basé sur des cultures qui tolèrent la salinité et/ou la sécheresse, ou encore l'engorgement que ce soit des graminées fourragères, des arbustes ou des arbres destinées à la consommation, à l'alimentation animal ou à la production des combustibles (Sources : Centre International d'Agriculture Bio saline ICBA).

II.B-1 IRRIGATION PAR LES EAUX SALEES ;

Dans les zones arides d'Algérie, la réussite du développement de l'agriculture par méthode d'irrigation est loin d'être prise au sérieux ; le manque de confiance en soi de l'agriculteur, la sourde oreille à la vulgarisation et la sensibilisation par les scientifiques, constitue une espérance sans espoir quand à l'amélioration de l'agriculture de ces régions. Un climat torride qui fait remonter la nappe et une irrigation non contrôlée se traduisent par augmentation de la salinité. La qualité des sols dépend de la qualité des eaux d'irrigation (FAO 1980, 1984). L'irrigation à l'eau salée au sein du périmètre en absence de lessivage et de drainage à laisser apparaître le phénomène d'hydromorphie (Voir analyse des profils du sol de la parcelle du périmètre de L'ITDAS).

Par une étude faite par MASSOUMI, 1975. sur l'amélioration d'un sol salé à alcali par des eaux salées réalisée au laboratoire, utilisant des solutions salines ayant différentes concentrations en sel et en SAR variées les résultats obtenus montrent que l'on peut utiliser les eaux salées selon les cinq stades successifs pour améliorer les sols alcalins

*Ca et Mg de l'eau percolée

Le premier stade de percolation Ca et Mg de l'eau apportée sont absorbés par les colloïdes du sol au fur et mesure que l'eau s'infiltré dans le sol.

Le deuxième stade représenté par la lixiviation avec une eau de concentration saline faible plus faible dans les suivantes, d'où la quantité de Ca diminue suivant la quantité de l'eau percolée.

***Variation de Na soluble**

Sa mesure dans l'eau percolée montre que la concentration de cet élément diminue à chaque stade de lessivage suivant la quantité de l'eau percolée et se fixe à certain niveau.

***Variations de Na échangeable**

Ses variations sont fonction des variations de SAR de l'eau d'irrigation (USDA, 1984.) quand le SAR diminue le Na échangeable diminue jusqu'à l'équilibre.

Cette méthode donne appui aux travaux dans la méthode de dessalement et désodication des terres salsodiques par utilisation d'eau fortement salée au départ et de salure de plus en plus faible; cité par (MASSOUMI ,1975).

II .B-2 EFFET DE LA SALINITE DE L'EAU D'IRRIGATION

SUR LA SALINITE DU SOL:

On obtient la valeur de la salinité du sol tolérée par les cultures mesurée sur un extrait de sol saturé, pour une culture considérée et un rendement correspondant acceptable. A cet effet, il serait préférable d'employer la valeur de la salinité de l'eau qui correspond à un rendement maximum.FAO, 1988.

La hauteur totale d'eau qui doit être appliquée annuellement pour faire face à la fois à la demande de la culture et au x besoins de lessivage peut être calculée d'après l'équation suivante:

$$AW=ET/1-LR$$

AW: hauteur d'eau appliquée (mm/an)

ET : besoins en eau de la culture (mm/an)

LR ou LF: besoins de lessivage exprimée sous forme de fraction (fraction de lessivage).

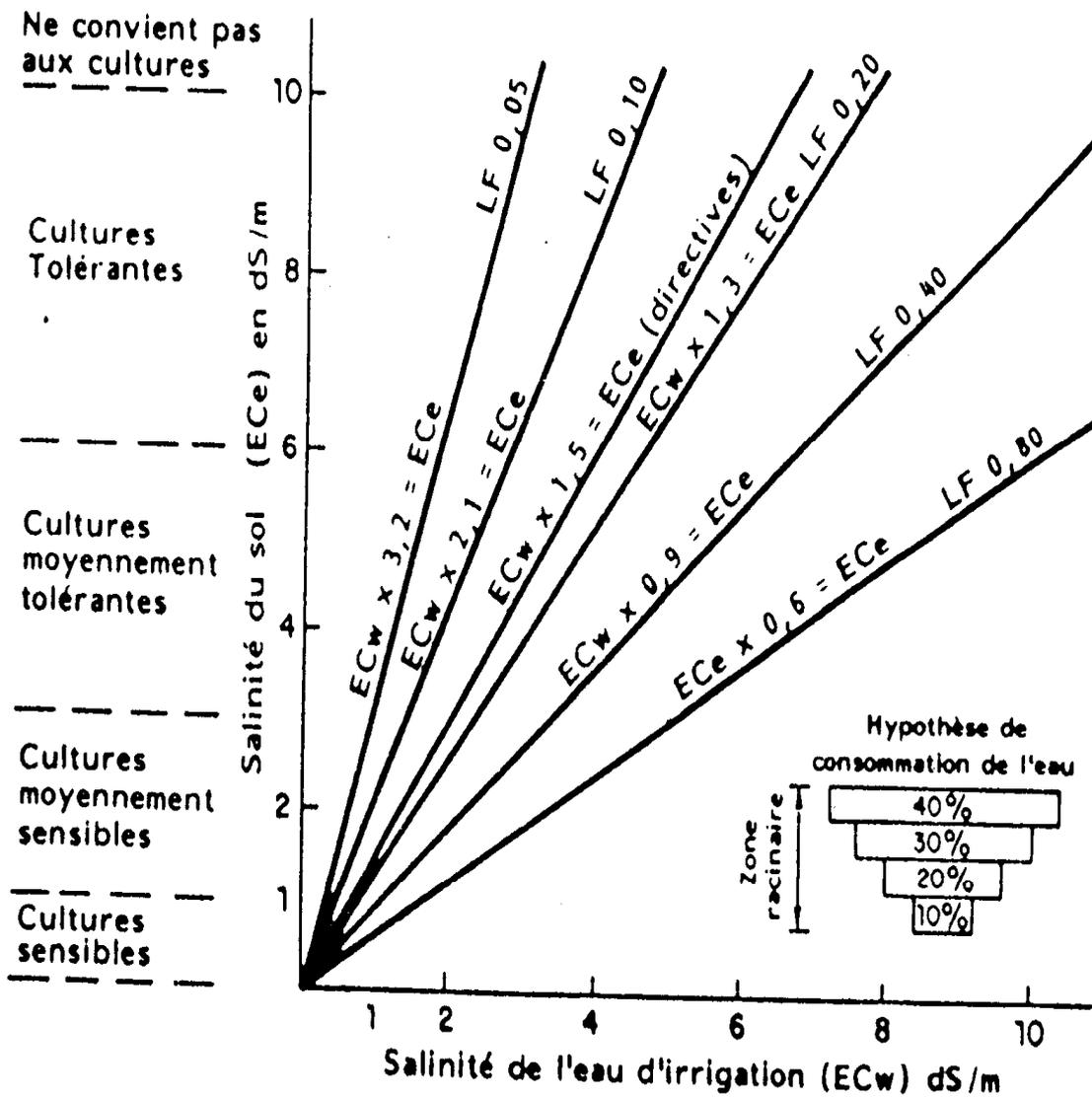
II.B-3 CONCLUSION

La région d'étude se caractérise par un climat aride dont le bilan hydrique est déficitaire favorisant l'accumulation des sels important. L'aridité du climat, la formation des salifères, la topographie plane font que la plaine d'EL OUTAYA soit occupée par des sols salés.

D'après les études géologiques, les phénomènes de dissolution des roches sont à l'origine de cette salinité. La porosité des roches sédimentaires, un type de sol gypseux et calcaire-gypseux au sud de la plaine et un horizon riche en argile , Na+.

L'irrigation non contrôlée avec des eaux salées favorise l'extension des superficies salées. Elle se manifeste par des variations très significatives de la CE du sol, de l'ESP, de la perméabilité. Une des opérations pour la conservation des eaux et des sols consiste à suivre la qualité des sols et des eaux sous irrigation.

L'aménagement hydro agricole et la mise en fonction du barrage de la Fontaine des Gazelles pourrait permettre d'améliorer les eaux d'irrigation et donc protéger les sols contre la salinisation et augmenter ainsi la production agricole.



Effet de la salinité de l'eau d'irrigation (EC_w) sur la salinité du sol (EC_e) dans la zone des racines pour différentes fractions de lessivage

FIGURE N°:16 .Relation salinité des l'eau et salinité du sol ;cultures tolérantes.

III. ETUDE DU COMPORTEMENT PHYSIQUE DU SOL :

III.1: INTRODUCTION :

La structure du sol résulte de la manière dont sont associés les constituants élémentaires. Ils peuvent être simplement des particules primaires comme ils peuvent être complexes, résultant de l'agglomération de particules primaires.

L'étude de la structure peut être faite sous divers aspects :

- on peut mesurer la porosité, ou mesurer la cohésion qui varie en fonction assez directe de la porosité et qui peut se traduire par la notion d'ameublissement.
- on peut aussi considérer aussi les formes des éléments constituants Les Agrégats.

L'examen du profil pédologique ou cultural au cours fait apparaître des modifications de la composition granulométrique et minéralogique des constituants et leur arrangement dans l'espace. La réorganisation structurale des particules du sol dans les agrégats et l'empilement des agrégats dans le sol laissent apparaître une quantité de vides: c'est la porosité totale du sol. Celle-ci influence les propriétés physiques du sol et par suite son fonctionnement hydrique.

La porosité est donc fonction de l'unité de volume du sol qui n'est pas occupée par la matière solide. La porosité est divisée en macroporosité ou porosité non capillaire, et microporosité ou porosité capillaire.

*La macroporosité est constituée par des lacunes les plus grandes qui sont occupées par l'air quand le sol est ressuyé. Leur importance dépend de la structure du sol, de son degré de fissuration et partiellement de la texture.

*La microporosité correspond au volume des pores plus fins utilisés pour le stockage de l'eau. Elle dépend de la structure, surtout la texture et de l'activité biologique. La porosité est donc le volume des espaces lacunaires remplis d'eau et d'air, exprimées en % du volume total de la terre. Elle est représentée par la différence $V - v$, où :

- V est le volume apparent d'un certain poids de terre séchée prélevée sur le terrain et contenant encore tous ses pores.

- v est le volume réel de tous les éléments contenus dans le même poids de la terre après suppression de tous les pores.

Une porosité élevée est une condition favorable à la végétation : elle facilite le développement des racines, assure la conservation des eaux et favorise les échanges entre le végétal et le sol en permettant la diffusion de l'air et de l'eau. La porosité favorise la nutrition végétale.

Porosité efficace et le coefficient d'emmagasinement:

La *porosité efficace* est le rapport du volume d'eau gravitaire au volume total de la roche saturée en eau:

$$\text{porosité efficace (\%)} = \frac{\text{volume eau gravitaire}}{\text{volume total}}$$

Exemple: un échantillon de craie de 1 000 cm³, prélevé dans un sol, libère par égouttage 20 cm³ d'eau: sa porosité efficace est de 2%. BEAUCHAMP, 2002.

TABLEAU :N° 32. Porosité efficace et perméabilité moyenne pour les principaux types de sols BEAUCHAMP, 2002

POROSITE EFFICACE (%)	TYPES DE SOLS	PERMEABILITE K (m/s)
25	Graviers	$3 \cdot 10^{-1}$
15	Sables	$6 \cdot 10^{-4}$
2	Limons	$3 \cdot 10^{-8}$
0.1	Argiles	$5 \cdot 10^{-10}$

La teneur en eau volumique est la quantité d'eau totale contenu dans un sol rapportée au volume de ce sol. Elle est égale à la porosité du sol. La valeur obtenue ne correspond pas à la quantité d'eau effectivement disponible puisque l'eau de rétention est comptabilisée. La porosité efficace dépend des caractéristiques texturales de l'aquifère qui sont: le diamètre des grains, l'arrangement des grains et leur état de surface. Elle diminue avec le diamètre des grains et lorsque la granulométrie n'est pas homogène: en effet les plus petits grains se logent entre les gros grains et diminuent ainsi les espaces vides. L'arrangement des grains influent également sur la proportion des espaces vides et donc sur la porosité. L'arrangement cubique offre 47,6% d'espaces vides alors que l'arrangement rhomboédrique n'en offre que 25,9%.

La profondeur et la pression litho statique associée produisent des arrangements plus compacts qui diminuent la porosité. La surface des grains enfin influe sur la porosité efficace qui croît avec la surface.

Le *coefficient d'emmagasinement* d'un sol est déterminé à partir de la quantité d'eau libérée pour une perte de charge donnée, c'est à dire une baisse de pression. Dans un sol, la perte, ou le gain, d'une certaine quantité d'eau se traduit par une variation de la charge hydraulique. Celle-ci est mesurée à l'aide de piézomètres. Pour une nappe libre, c'est la gravité qui provoque l'écoulement de l'eau. Pour une nappe captive, l'expulsion d'une petite quantité d'eau provoque une grande variation de pression et donc une forte perte de charge. D'une façon générale, pour une même différence de charge, la quantité d'eau libérée est beaucoup plus grande dans une nappe libre.,

La cohésion d'un corps résulte de la résistance des liaisons qui unissent ses constituants ;on la mesure en déterminant la force nécessaire pour provoquer la rupture .Pour mesurer les forces de cohésion d'un sol ,on doit calculer la résistance opposée à la traction d'un matériel donné ,ou on utilisant la sonde dynamométrique qui mesure les forces de pénétration dans le sol. Pour un même taux d'humidité, la cohésion est minimum pour les sables et croît avec le taux d'argile. La cohésion est maximum pour l'argile -Na et minimum pour l'argile-Ca. Elle est nulle pour un sable. Tout agent qui augmente la cohésion accroît la stabilité de la structure. Ainsi l'apport des colloïdes dans un sol sableux augmentera la structure par la formation d'agrégats.

La notion d'ameublissement ou adhésivité définit l'aptitude d'un corps à se déplacer relativement à un autre. La connaissance de cette propriété permet de travailler le sol dans l'intervalle d'humidité favorable à l'action du gel, soit des alternatives d'humectation de dessiccation.

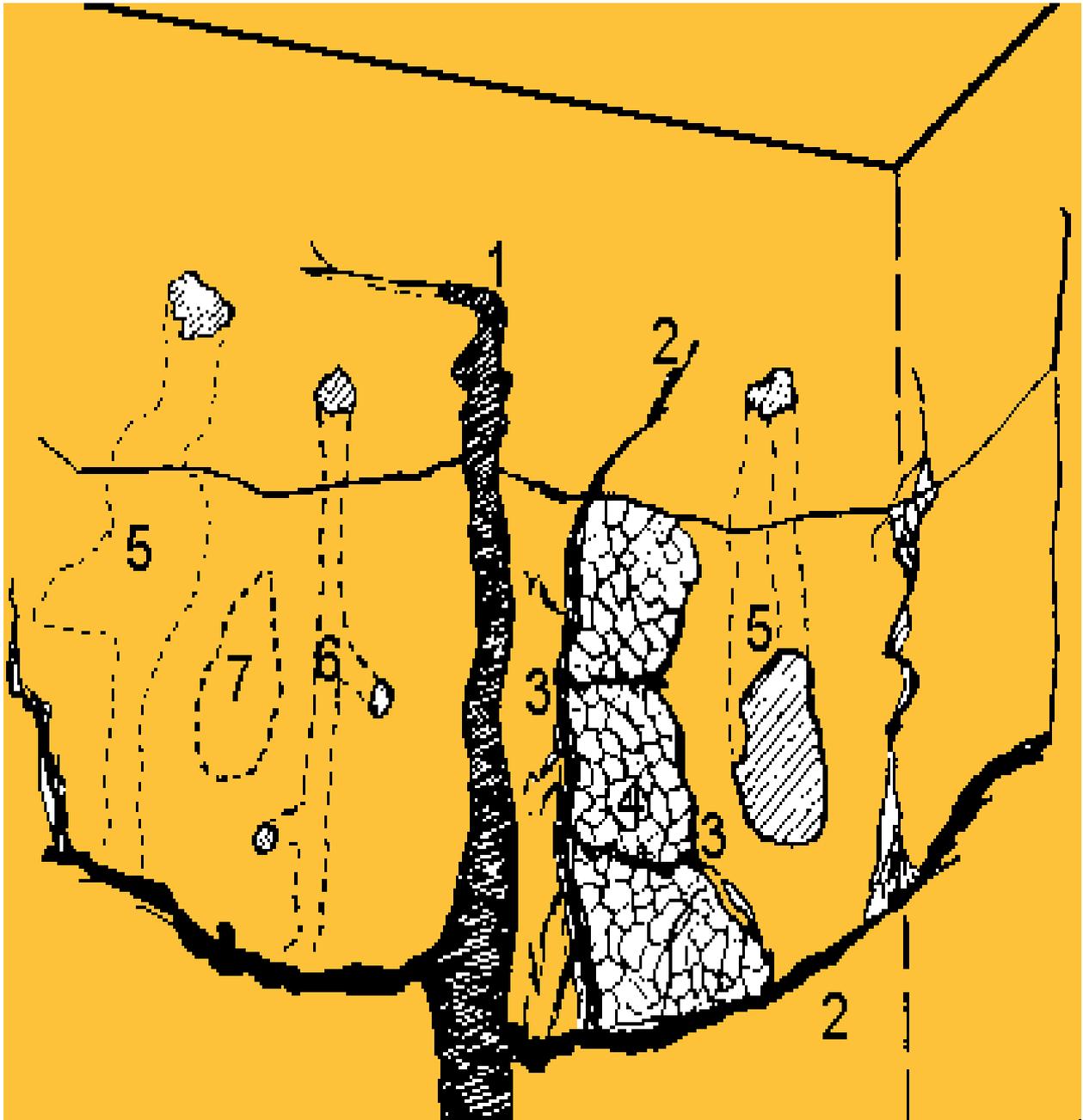


FIGURE N°: 17 . POROSITE DU SOL D'APRÈS GAUCHER. 1968; in BEAUCHAMP, 2002

- 1) grosse crevasse (sur structure)
- 2) crevasse 2è ordre (agrégat)
- 3) fissures fines
- 4) canalicules de faible diamètre
- 5) grosses lacunes
- 6) lacune tubulaire (ver)
- 7) lacune aveugle

III.2) CARACTERISTIQUES STRUCTURALES D'UN SOL :

Les données de base du sol devraient de préférence être connues: les résultats d'une étude de sol, la classification selon un des systèmes acceptés (USDA,1954), les propriétés chimiques et physiques de base (distribution de la taille des particules, pH, teneur en matière organique, etc.) Si des études de bilan hydrique sont prévues, des caractéristiques comme les courbes pF et les courbes K-psi sont importantes. Pour la recherche sur le travail du sol, les limites de plasticité sont importantes afin de savoir comment le sol réagira au travail du sol sous différentes valeurs de taux d'humidité. Afin de déterminer les effets du travail du sol, l'état du sol peut être mesuré avant et après l'opération. (KLUTE, 1986.).

1) La porosité :

Elle est donc l'ensemble des vides qui représentent le siège du stockage (Micropores) et la circulation de l'eau (macro pores) et conditionnent le transfert des solutés L'ensemble des vides est soumis aux pressions de la circulation de l'eau, se traduit par des changements de la structure. Selon DU CHAUFFOUR, 1977 ; la porosité (n) est le rapport du volume des vides contenus dans l'échantillon de sol au volume total de l'échantillon .Elle fournit des indications sur les propriétés physiques du sol :

$$n (\%) = V_v / V_t$$

ou n % porosité totale
V_v volumes des vides
V_t volume total de l'échant

Donc les variables à retenir pour caractériser l'espace poral sont : la masse volumique, la porosité totale, les indices des vides qui qualifient l'importance du volume poral.

Couplé à des mesures de teneur en eau, elle permet d'établir le bilan en volumes des trois phases : solide, liquide et gazeuse qui occupe le volume de sol.

D'autre part, elle est liée aux propriétés mécaniques et de transfert. Les pores fournissent une indication de transfert gazeux et une estimation de variation de conductivité hydraulique. L'importance de l'analyse de la porosité développée par la station des sciences de sol d'AVIGNON était de séparer l'influence :

*des facteurs anthropiques (travail du sol, action de compactage)

* la constitution du sol et sa teneur en eau.

L'influence de la teneur en eau résulte des phénomènes de retrait et de gonflement, ce qui entraîne une modification du volume poral.

D'après GAUTIER la classification du système poral est en fonction de la nature des pores :

- La porosité texturale ou d'assemblage de particules constitutives du sol du fait de leur formes et de leur rigidité ménageant le volume des pores.
- La porosité structurale ou fissurale qui dépend du t(travail du sol , des facteurs climatiques (dessèchement, humectation ,gel),organismes vivants génèrent le vide des pores supplémentaires .Ce sont les pores qui délimitent les éléments structuraux et qui s'observent du profil cultural .
- La porosité biologique représentée par l'ensemble des galeries et d'enracinement favorisant l'écoulement des eaux et de l'air.

2) L'indice des vides : (e)

C'est le rapport des volume des vides (occupés par de l'eau et de l'air) au volume des plein de l'échantillon c'est à dire au volume des grains du sol proprement dits. C'est une autre expression de la porosité.

On utilisant les même notations, il est exprimé par :

$$e = V_v / (V - V_v)$$

La valeur de la porosité oscille généralement entre 0.30 et 0.60 ; soit 30% pour un sol compact et plus de 70% des sols à horizons humifères des régions types tropicales et de type kaolinite, voir 80% dans la tourbe (SOLTNER ,1984) in KHACHAI 1999.

La mesure de la porosité caractérise le sol tel qu'il est : (n) représente le volume de la terre pour l'écoulement des fluides .Par contre (e) caractérise les propriétés du matériau, gonflement ou rétraction.

En mécanique des sols, la porosité (n) et la compacité (c) sont complémentaires

$(c+n) = 1$. On désigne ces valeurs en pourcentage en les rapportant à 100%avec :

$$C = \frac{d_a}{d_r}$$

$$e = \frac{n}{1-n} = \frac{V_v}{V_t}$$

3)La limite de la porosité:

La porosité totale ne donne pas des renseignements sur la distribution des pores en effet on distingue deux types de porosités :

La porosité totale : ensembles des vides fermés et ouverts

La porosité apparente : quantité des vides ouverts

Pour HENIN, 1976; ce sont les espaces qui vont être le siège du stockage et de la circulation des fluides (espaces lacunaires, voir schémas ci-dessus) . La variation de la porosité totale dépend de plusieurs facteurs : les propriétés chimiques, mécaniques, et biologiques qui sont exercés sur le sol au cours de son évolution. HILLEL ,1984 in KHACHAI 1999.

4)La teneur en eau dans le sol et le sous sol

La teneur en eau est fonction de la porosité et de la perméabilité du sol. Le volume maximal d'eau qu'un sol peut retenir est la capacité de champs (CC), ou capacité de rétention du sol, qui dépend essentiellement de la granulométrie du sol. IL faut retenir que près de la surface ,le sol n'est pas saturé ,les espaces vides contenant de l'eau et de l'air, l'eau est soumis aux forces de gravité et de capillarité. L'eau contenue dans le sol est retenue avec une énergie, appelée énergie de rétention de l'eau qui correspond « au potentiel capillaire » , exprimée sous forme d'une pression en centimètre d'eau ou en atmosphère. A certaine profondeur, la teneur en eau n'augmente plus , le sol est saturé. Ace niveau tous les pores du sol sont remplis d'eau .Cette zone saturée forme une nappe ou les forces de gravité sont prédominant.

L'humidité ou la teneur en eau relative exprime le rapport du poids de l'eau contenue dans un échantillon au poids des grains de sol proprement dits (poids des pleins).C'est la quantité d'eau dans un sol ; elle est mesurée par rapport à la quantité de terre sèche contenue dans le sol. Elle est exprimée en % (g H₂O /100g de terre sèche).

Connaître l'humidité d'un sol peut servir lorsque l'on établit une horaire d'irrigation, pour savoir à partir de quel moment il faut irriguer. Le principe de la méthode consiste à sécher l'échantillon de terre à l'étuve à 105° C jusqu'à un poids constant .La différence de poids avant et après séchage correspond à la quantité de l'eau. Toute fois l'humidité contenue dans le sol n'est pas évaporée toute (eau dite solide), elle se calcule de la manière suivante :

$$W_s = \frac{M_w \text{ (poids d'eau)}}{M_{ss} \text{ (poids des grains de sol)}} \times 100\%$$

D'autre part, on utilise la notation p F. C'est le log du potentiel capillaire exprimé en centimètre d'eau. Suivant le degré de dessèchement du sol, l'eau correspond à des états différents et donc à des p F différents. La capacité de champs (CC) est faible dans les sols très pauvres en argile (3 à 5% pour les sols ayant de 85 à 90% de sables).

Elle augmente avec le taux d'éléments fins (25 à 30% pour les sols contenant de 40 à 50% d'éléments compris entre 0- 20μ). Elle est d'autant plus élevée que le sol contienne plus de matière organique. Egalement, il semble qu'elle augmente avec la stabilité de la structure du sol.

L'eau apportée sur le sol, s'infiltré d'autant plus vite que la porosité non capillaire est élevée. La vitesse d'infiltration, perméabilité (K) du sol (voir chapitre stabilité structurale), dépend essentiellement de la structure du sol. Elle est bonne (de l'ordre de 10 à 25 cm/h) lorsque la structure est stable et faible (moins de 2cm/h) ou nulle

dans les sols instables. Dans ce dernier cas, le sol se sature totalement : c'est ce qu'on appelle phénomène de l'engorgement.

La vitesse de filtration de l'eau dans le sol peut être grossièrement évaluée sur le terrain par diverses méthodes dont (Méthode de MÜNTZ, infiltration sous la charge constante de l'eau apportée dans un cylindre métallique enfoncé dans le sol. (Voir chapitre perméabilité).

La distribution en profondeur de taux d'humidité du sol détermine le profil hydrique, son évolution dans le temps renseigne sur les qualités d'eau utilisée par les végétaux ou sur l'absorption des précipitations ou de l'eau d'irrigation.

D'après mémento de l'agriculture, La quantité de l'eau à apporter pour amener une épaisseur donnée (e) en centimètre de sol à la capacité de champs ; peut être fait de la manière suivante : Soit H_1 pourcentage % d'humidité du sol avant l'irrigation

H_2 valeur de la capacité de champs
da la densité apparente du sol

La hauteur de l'eau à apporter sera :

$$Q = (e \cdot da / 10) \cdot (H_2 - H_1)$$

Ceci permet d'apprécier la quantité d'eau disparue du sol entre deux irrigations consécutives.

_5) Le degré de saturation : (Sr)

C'est le rapport du volume occupé par l'eau dans un échantillon donné au volume total des vides du même échantillon. Soient e_{eau} , l'indice des vides occupé par l'eau et e_{air} , l'indice des vides occupé par l'air. On aura d'après la formule des indices des vides :

$$e = e_{eau} + e_{air} = V_v / (V - V_v)$$

Dans ce cas : $S_r = E_{EAU} / e$

Or S_r s'exprime en pourcentage on aura donc : $S_r = 100 \cdot (E_{EAU} / e)$

Lorsque le sol est saturé d'eau, cela signifie que tous les vides sont occupés par l'eau et donc $S_r = 100$.

D'autre part cet indice est appelé « saturation » exprime le volume d'eau présent dans le sol (V_w) par rapport au volume des pores (V_p) :

$$S_r = V_w / V_p = V_w / (V_a + V_w)$$

6) La densité :

* Le poids spécifique d'un sol ou densité réelle (d_r) :

C'est le poids sec par unité de volume des grains solides.

Les vides ne sont pas pris en compte ; la valeur de la densité réelle des sols varie de 2.4 à 2.75 g/cm³.

$$d_r = \frac{\text{Poids de terre séchée (à } 105^\circ\text{C)}}{\text{Volume de la partie solide de la terre}} \quad (\text{ en g/cm}^3)$$

Il faut connaître la densité réelle pour les projets d'irrigation et de drainage et aussi pour calculer la porosité totale.

Il serait de même pour la densité apparente, pour calculer la capacité de rétention en multipliant l'humidité équivalente par la densité apparente.

• La densité apparente

La densité apparente (d_a) est le poids des grains solides par le volume de terre en place (son volume apparent, dont une partie est occupé par les grains solides, l'autre partie par les pores).

$$d_a = \frac{\text{Poids de la terre}}{\text{Volume de la terre en place}} = \frac{\text{Masses de terre}}{V_{\text{grains}} + V_{\text{pores}}} \quad \text{en g/cm}^3$$

TABLEAU N°30 Densité apparentes des différents horizons

PROFILS	PROFIL I			PROFIL II			
Echantillons	H1	H2	H3	H1	H2	H3	H4
Densité Apparente	1.24	1.32	1.45	1.40	1.52	1.71	1.58

Celle-ci peut être mesurée directement en utilisant des échantillons non perturbés. On utilise généralement des anneaux (cylindres) d'environ 100 cm³ (le diamètre et la hauteur des anneaux atteignent approximativement 50 mm). Le poids d'un échantillon de 100 cm³ de sol (séché dans un four) donne la "densité apparente sèche", généralement exprimée en g cm³. Quand le sol est fraîchement ameubli par le travail du sol, on ne peut pas prendre d'échantillons non perturbés car le sol meuble serait compacté par l'insertion de l'anneau dans le sol. Des mesures avec profil mètres pourraient être appliquées dans ce cas. On distingue trois densités : la densité de sol humide (**dh**) ; la densité du sol sec (**ds**) ; la densité de la terre immergée (**di**) : (**dh**) représente le poids l'unité de volume du sol, y compris l'eau inclus (**ds**) représente le poids de l'unité de volume du sol sec, après que l'eau contenue ait été entièrement chassée par étuvage.

(**di**) représente le poids de l'unité de volume du sol placé dans une nappe d'eau, compte tenu de la poussée d'Archimède

Remarque : on peut établir des relations entre toutes les grandeurs qu'on vient de définir.

TABLEAU N° :34 Caractéristiques de quelques sols en place (d'après TARZAGHI et PELETIER BEAUCHAMP, 2002 .

LES SOLS	porosité %	indices des vides (volume des vides/vol. Grains)	teneur en eau %	densité sèche	densité humide
sable homogène	46 - 34	0.85 - 0.51	32 - 19	1.43 - 1.75	1.89 - 2.09
sable hétérogène	40 - 30	0.67 - 0.43	25 - 16	1.59 - 1.86	2.16 - 1.77
argile	55 - 37	1.2 - 0.6	45 - 22		1.77 - 2.07

07) DONNEES DES CARACTERISTIQUES STRUCTURALES DU SOL

Les essais effectués pour déterminer la densité apparente des différents échantillons correspondants aux horizons des deux profils :

Profil I du sol non irrigué et non cultivé

Profil II du sol irrigué et cultivé mais en jachère non travaillée touchée par des fuites des eaux d'irrigation, ont permis d'obtenir les résultats suivants en appliquant la formule suivante

$$\text{Densité Apparente} = \frac{\text{Poids motte Sèche (P1)}}{\text{Volume motte Sèche}} = \frac{\text{Pds motte sèche (P1)}}{\text{P3} - \frac{(\text{P2} - \text{P1})}{0.89}}$$

Remarque:

P1 : poids de la motte sèche

P2 : poids de la motte sèche + paraffine

P3 : poids de motte sèche + paraffine immergée dans l'eau

$$d_a = \frac{\text{Pds motte sèche}}{\text{Volume de motte sèche}} \quad \text{à partir du quelle on peut calculer les réserves utile du sol}$$

$$R.U = (CC - PF) * d_a * V \text{ du sol exploité par les racines.}$$

8) CALCUL DE LA POROSITE

D'une manière générale on calcule la porosité totale à partir de la densité apparente (d_a) et de la densité réelle (d_r)

$$d_a = \frac{\text{Pds terre}}{V \text{ grains} + V \text{ pores}} \quad ; \quad d_r = \frac{\text{Pds terre}}{V \text{ grains}} \quad \text{d'ou}$$

$$d_a/d_r = \frac{V \text{ grains}}{V \text{ grains} + V \text{ pores}} = \frac{V \text{ grains}}{V \text{ total}}$$

C'est à dire égale à la fraction du volume de terre occupé par les grains. Et donc le % du volume occupé par les grains = $d_a/d_r * 100\%$

(n) pour certains P, la porosité = % du volume de terre occupé par les pores = $100 - d_a/d_r * 100\%$

$$\text{ou} \quad n = \frac{d_r - d_a}{d_r} * 100\%$$

TABLEAU N°:35: DENSITE APPARENTE, DENSITE REELLE, ET POROSITE TOTALE DES PROFILS I ET II

HORIZONS	DENSITE APPARENTE (Da)	DENSITE REELLE (Dr)	POROSITE TOTALE (%)
PI H 1	1.24	2.51	50.59
PI H 2	1.32	2.55	48.23
PI H 3	1.45	2.49	41.76
PII H1	1.40	2.62	46.56
PII H2	1.52	2.59	41.31
PII H3	1.68	2.68	38 ;89

Commentaire :

- La densité apparente augmente de l'horizon 1 à 3 pour les profils I et II, elle est légèrement supérieure en PII qu'en PI.
- La densité réelle légèrement supérieure en PII pour les horizons 1 et 2 mais ne montre pas une relation très claire avec le type d'horizon.
- Porosité diminue en allant de l'horizon 1 à 3 pour les profils PI et PII ; les valeurs par horizon sont plus importantes en PI.

Ce qui explique en partant de la surface du sol vers la profondeur la Da augmente alors que la porosité (P) diminue.

IV - La mécanique des sols

IV.1: Historique

La mécanique des sols a pour objet l'étude des propriétés physiques qui déterminent le comportement mécanique des roches. Son nom fait intervenir le terme de "sol" avec un sens tout différent de celui des naturalistes. En effet, la mécanique des sols est née aux besoins des architectes; lorsqu'il a fallu entreprendre la construction de grandes immeubles ou d'ouvrages d'arts importants; et donc, chercher la qualité des sols qu'il fallait pour les établir.

Par conséquent, les techniciens appellent ces types de sols "terrains de fondation". Le mot sol désigne seulement "matériau", celui-ci étant soit en place soit extrait et traité pour être traité ailleurs (au laboratoire), AVENARD, 195.

L'actuelle mécanique des sols, appelé aussi géotechnique est en fait une branche de la résistance des matériaux. Le matériau étudié étant les différents sols rencontrés sur la surface de la terre. Autrefois, ce qu'on appelle "mécanique des terrains" n'est qu'une partie de la mécanique des sols appliquée à l'étude du matériau "sol" tel qu'on le trouve en place; c'est-à-dire ni traité, ni extrait. (AVENARD et TRICART 1950).

Les propriétés des terrains auxquelles la mécanique des sols s'intéresse sont très particulières, car cette branche des sciences de l'ingénieur est avant tout pragmatique. Elle a pour objet de définir la résistance à la pression afin de se prémunir contre les affaissements, la stabilité pour éviter les glissements ou les éboulements, le tassement, et le cisaillement, la perméabilité pour déterminer les conditions de drainage.

Le problème qui se pose est le suivant : quels sont les facteurs qui font que le matériau en apparence puisse évoluer soit par ravinement, soit par solifluxion. Le problème étant fort complexe ne peut être résolu que par les seules observations de terrain. Il faut donc analyser les processus et en définir les caractéristiques mécaniques de formation affectées.

Ces phénomènes sont propres aux formations argileuses et en rapport avec les modifications des propriétés mécaniques de ces roches en fonction des variations de leur teneur en humidité. Les ravinements sont liés à un coefficient de ruissellement élevé. Ils se développent dans la mesure où l'eau des averses ne s'infiltré pas et s'écoule presque toute à la surface, ce qui abaisse le seuil de surface à partir duquel les filets d'eau se concentrent suffisamment pour inciser la roche et creuser un ravineau qui, ensuite, contribue à son tour à concentrer le ruissellement et ainsi se développe par autocatalyse. En les réduisant à un schéma, on peut dire que le volume qui ruisselle (q) est proportionnel à la différence entre l'intensité de l'averse (hauteur de l'eau recueillie pendant l'unité de temps, soit i) et la vitesse de filtration des couches supérieures du terrain (u) ou :

$$q = f(i - u)$$

Or, la vitesse de filtration est une caractéristique connue en mécanique des sols. Elle se détermine expérimentalement (voir chapitre coefficient de perméabilité).

Plus la perméabilité est faible, plus le ruissellement a de chances d'être important. En contrepartie, la quantité d'eau qui s'infiltré est d'autant plus faible. Or, c'est cette quantité d'eau qui, se mélangeant aux argiles, modifie leurs propriétés mécaniques, les rendant successivement, au fur et à mesure qu'elle s'accroît, plastiques, puis liquides, et diminuant leur cohésion. C'est sous l'effet de ces modifications que se déclenchent la solifluxion en loupes, et coulées boueuses, les glissements par paquets (voir photo ci-dessous) .

Nous aboutissons donc à la loi suivante: *Ruissellement et solifluxion sont deux phénomènes antinomiques, variant, en sens inverse en fonction de la perméabilité.* Lorsque la perméabilité est faible, le ruissellement est favorisé. Au contraire, la solifluxion exige une perméabilité minimum pour fonctionner. (CAILLEUX et TRICART, 1950).

Les glissements se caractérisent par des coulées boueuses (CAILLEUX et TRICART ,1950), impliquent une rupture du matériau, du fait d'un effort de traction supérieur à sa cohésion.

En mécanique des sols, on parle d'un effet de *cisaillement*. La rupture provient du fait qu'en profondeur, une couche d'argile s'est suffisamment gorgée d'eau pour devenir liquide et s'est alors mise à couler sur la pente, sous les couches superficielles restées cohérentes. Ces dernières entraînées se sont déchirées



Figure N°18 : RAVINEMENT DÛ AU RUISSELLEMENT ET A L'IMPORTANCE DE LA PENTE A QUELQUES METRES DU PERIMETRE DE L'ITDAS EL OUTAYA BISKRA.

Le phénomène peut s'expliquer de deux manières: d'une part la résistance, plus ou moins grande des couches superficielles à la rupture (résistance au cisaillement), d'autre part, l'aptitude des couches subsuperficielles à se transformer en boue liquide, capable de s'écouler en profondeur sous l'effet de la sollicitation de la charge hydraulique. Le passage à l'état liquide est fonction de la teneur en eau et varie suivant les argiles. Il est défini, en mécanique des sols, par la *limite de liquidité*. Il est à noter, d'ailleurs, que lorsque la teneur en eau avoisine la limite de liquidité, la résistance au cisaillement des argiles est très diminuée. Il faut, que la perméabilité soit élevée pour que des quantités d'eau suffisantes pénètrent dans le sol pour assurer le franchissement de la limite de liquidité. Celui-ci est facilité par l'existence d'un substratum imperméable qui bloque l'infiltration des eaux ayant franchi les couches superficielles (CAILLEUX et TRICART, 1960).

Il a été constaté qu'en période de sécheresse se forment des fissures profondes au niveau du sol, ce qui permet à l'eau des pluies violentes et abondantes ou d'irrigation intense de s'infiltrer à presque toute jusqu'à la base des fissures, aptes à faire franchir,

en profondeur, la limite de liquidité. Il est donc intéressant de déterminer expérimentalement l'aptitude des terrains à la fissuration sous l'effet de la dessiccation, c'est-à-dire le coefficient de retrait.

Dans les argiles, le mécanisme ne se produit que lorsque la teneur en eau est suffisante (GUERRIF, 1988. CAQUOUT, KERISELJ, 1956. RIVIERE, 1977. In BENSAAD, 1993).⁴

Une argile sèche n'est pas plastique, une argile trop mouillée est liquide, c'est pourquoi on parle de limite de plasticité caractérisée comme la limite de liquidité par une certaine teneur en eau inférieure à celle qui caractérise la limite de liquidité, (AVENARD et JACART, 1960).

IV.2 : COMPORTEMENT MECANIQUE DU SOL:

Le comportement mécanique d'un sol, défini par sa texture et son état structural, varie en grande partie avec son humidité, son état physique final et donc en fonction de la quantité d'eau contenue dans le sol. Une approche analytique permet de connaître les relations qui existent entre son humidité et ses propriétés mécaniques.

Les notions fondamentales de mécanique des sols auxquelles les problèmes morphogénétiques sont réductibles sont : la perméabilité, le coefficient de retrait, les limites de plasticité et de liquidité et la résistance au cisaillement. Les définitions qui ont été données par les ingénieurs et en exposant les méthodes qui permettent d'établir les valeurs numériques qui caractérisent les divers terrains.

1) LA COHESION :

Par définition, la cohésion d'un sol est la résistance aux contraintes tangentielles lorsque la contrainte normale qui le sollicite est nulle. (NUYENS et al, 1968). Lorsque deux grains sont mis en contact et que des contraintes extérieures les pressent l'un contre l'autre, des forces d'adhérence apparaissent. La cohésion est une caractéristique des sables humides et des terrains argileux; elle n'est pas constante (MARCEL et REINBERT, 1989.). Elle varie suivant l'environnement et la pression de consolidation (RUNACHER, 1970. in HUSSINE, 1996.).

La cohésion d'un matériau est la force d'attraction propre au matériau qu'il faut d'ailleurs diviser en cohésion vraie et cohésion apparente. La cohésion vraie dépend des phénomènes d'attraction moléculaire qui se manifestent, entre les particules. Ces phénomènes n'existent que, si les grains sont petits et présentent ainsi une grande surface spécifique. La cohésion apparente ou d'humidité résulte d'une tension superficielle de l'eau se trouvant dans les petits espaces laissés entre les grains. La Cohésion totale est la somme des deux. (AVENARD et TRICART, 1960).

D'autre part, la cohésion fait que les particules du sol soient liées entre elles. Elle détermine la ténacité, une résistance offerte par le sol à la pénétration des outils. (JEAN et ELIARD, 1979 in AFFEISSA, 2000).

Pour (CEDRA, 1993); la ténacité dépend de l'humidité de la terre. Les résultats des contraintes exercées par les pièces travaillantes dépendent de la cohésion du sol et de la tendance à adhérer aux pièces travaillantes. (KHABAB, 1998 in AFFEISSA, 2000).

Angle de frottement interne :

L'angle de frottement interne est l'angle que ferait la tension entre deux grains d'un matériau avec la normale, au petit élément de surface de contact entre ces deux grains, si la cohésion n'existait pas. Autrement dit, c'est l'angle à partir duquel il y aurait glissement entre les deux grains. La tension normale sert à rapprocher les grains les uns des autres, la tension tangentielle est celle qui est compensée par la force de frottement; c'est-à-dire par la résistance qui s'établit au contact des deux grains, pour les empêcher de glisser l'un sur l'autre, Il est donc évident que la tension tangentielle ne peut exister que dans la phase solide.

2) LA CONSOLIDATION :

Grâce à l'essai oedométrique qui est destiné à déterminer les déformations que le sol subit en fonction d'une contrainte de compression donnée appliquée sur celui-ci. Pour mieux comprendre, il faut exposer la notion de la consolidation dont la théorie est due à TERZAGHI. Lorsque le sol est soumis à une charge de compression. Au début la charge appliquée sera entièrement supportée par l'eau interstitielle qui est considérée comme incompressible vis à vis du terrain. Puis l'eau sera chassée du sol petit à petit. L'eau ne peut plus supporter qu'une fraction de la charge dont le complément sera supporté sur les grains du sol. Il y aura en même temps diminution de volume de sol d'une quantité sensiblement égale à celle de l'eau chassée et donc il y a tassement. A certain moment, on arrive à un état d'équilibre ; la pression se répartit entre les grains de sol et l'eau contenue. Cet équilibre est fonction du sol et aussi de la charge appliquée. A une augmentation de la charge correspond un nouvel état d'équilibre et se traduit par une plus grande quantité d'eau chassée et un plus faible volume du sol. On dit que l'état d'équilibre atteint correspond à la « consolidation » du sol.

Théorie de TERZAGHI: Les grains de l'échantillon du sol saturé sont en contact sur une longueur l et que la longueur totale de l'échantillon est L . La force P appliquée à l'échantillon se décompose en deux forces : dont une force P' est appliquée aux grains, et une pression interstitielle u appliquée à l'eau on a :

$$P = P' + (L-l) * u$$

Si L est considéré comme l'unité, l'équation s'écrit $P/L = P'/L + (1-l/L)*u$

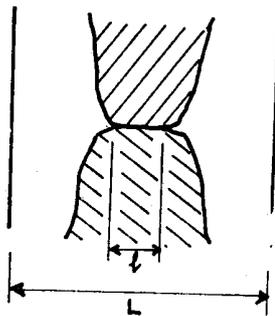


Figure N°:19. Schéma de l'Etat d'équilibre du sol ou Consolidation

On aura les données appliquées par la loi de TERZAGHI

$T = P/L$ est appelée contrainte moyenne s'exerçant sur le sol

$T' = P'/L$ est appelée contrainte inter granulaire ou contrainte effective

u est la pression interstitielle appliquée à l'eau

En général, dans un sol, le rapport l/L est faible et peut être négligé devant 1.

On peut alors écrire la loi approchée :

$$T = T' + u$$

Cette relation, découverte par TERZAGHI est très importante. Le principe est le suivant:

L'appareil utilisé est l'oedomètre, composé d'un cylindre creux. A l'intérieur et au fond, on dispose une première couche cylindrique de pierre poreuse, ensuite, on place l'échantillon de sol prélevé.

A la partie supérieure, on place une deuxième couche de pierre poreuse. Des ouvertures d'évacuation d'eau sont prévues dans le cylindre creux. On applique une charge répartie uniformément d'intensité T .

3) PRESSION DE CONSOLIDATION –INDICE DE COMPRESSION

Ces deux paramètres permettent le tracé d'un diagramme comportant, en ordonnées l'indice des vides mesurés en fin de consolidation, et en abscisse la pression de fin de consolidation. On obtient un diagramme qui est tracé point par point où chaque couple de coordonnées correspond à une pression de consolidation donnée. La courbe obtenue se compose de deux parties : AB légèrement rectiligne à pente douce et CD à

peu près rectiligne mais à pente plus forte. Les deux droites sont raccordées entre B et C où la valeur relative au changement de pente des deux droites, est dite « pression de consolidation ».

La pente de la droite CD est appelée « indice de compression ». C'est une valeur très importante, car, pour un même sol l'indice est constant quelque soit la valeur de la pression de consolidation. C'est une caractéristique de compressibilité du sol, sa connaissance pourra permettre le calcul des tassements sous charges données. Diagramme représentant des indices des vides par rapport à la pression mesurés en fin de consolidation.

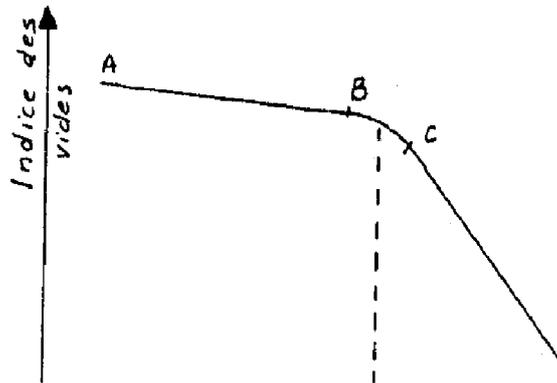


FIGURE N° 20 Diagramme représentant des indices des vides par rapport à la pression de consolidation.

REMARQUE : Un sol cohérent contient les éléments fins qui retiennent l'eau et collent plus ou moins les grains plus gros, l'ensemble forme une sorte de pâte cohérente, difficile à dissocier en grains élémentaires. Le type même du sol cohérent est l'argile : plastique et collante.

4) CONDITIONS DE L'ESSAI DE COMPRESSION SIMPLE

a) L'échantillon devrait être entièrement saturé, sinon la compression de l'air dans les vides du sol conduit à la baisse de l'indice des vides du sol et par conséquent une augmentation de la résistance.

b) Le sol ne devrait pas être fissuré ou défectueux, cela signifie que l'échantillon de sol doit être intact.

c) Le cisaillement devrait être assez rapide jusqu'à la rupture ; on ne mesure que des contraintes totales et les conditions de l'essai doivent être identiques à l'ensemble de la masse de sol. Dans le cas où la rupture prend beaucoup de temps avant d'apparaître, l'évaporation et surtout l'assèchement des extrémités de l'échantillon font augmenter la pression de confinement et la résistance du sol devient assez élevée. L'essai devrait durer entre 5 et 15 min.

5) LES FACTEURS INFLUENCANTS LA COHESION

a) INFLUENCE DE LA TEXTURE :

(ANONYME ,1994 . DUTHIL ,1973 . HENIN ,1977) . ont montré que la cohésion est influencée par la composition granulométrique. Elle augmente avec le taux d'argile :

- une terre sableuse se laisse travailler facilement
- une terre argileuse colle aux outils et s'oppose à leur action

b) INFLUENCE DE LA TENEUR EN EAU :

Selon les mêmes auteurs énoncés ci-dessus, s'accordent qu'une augmentation de l'humidité du sol entraîne une décroissance de la cohésion et une croissance de l'adhérence.

c) INFLUENCE DU LIQUIDE INTERSTITIEL :

Les essais effectués par (ANONYME, 1974. RUNACHEN, 1970). Cité in (HUSSINE, 1996). sur des matériaux différents montrent que les flocculants augmentent la cohésion et les dispersants la réduisent.

6) LE TASSEMENT ET LE COMPACTAGE:

La résistance d'un sol dépend considérablement de sa compacité, donc de sa densité; plus un sol est dense et compacte, plus il sera résistant. La résistance d'un sol dépend aussi de sa teneur en eau. En effet, l'eau contenue dans un sol lubrifie les grains, et leur permet de glisser plus facilement les uns sur les autres. Donc, une certaine teneur en eau facilite l'arrangement relatif des particules, par conséquent son compactage.

D'après (MOREL, 1996); le tassement est un phénomène naturel pour lequel aucune contrainte n'est imposée au sol. La compacité correspond à un état structural qui résulte d'une pression extérieure sur le sol (MOREL, 1996). On apprécie mieux le tassement que le sol peut subir grâce à l'essai oedométrique. Au laboratoire, le tassement est conditionné par trois phases:

- La première phase dite "de compression initiale" qui correspond à un tassement instantané sous la charge transmise, et qui est due à la compressibilité des bulles d'air contenu dans le sol.
- La seconde phase dite de "consolidation primaire", qui correspond à la consolidation proprement dite, qui fait que l'eau interstitielle est chassée des vides du sol. Ainsi le sol subit une diminution de volume à peu près égale au volume d'eau expulsé.
- La troisième phase, dite "de consolidation secondaire", qui correspond à un tassement des grains de sol proprement dits, qui s'arrangent entre eux de façon à occuper un volume réduit.

Le compactage est le résultat de l'action mécanique des engins et des animaux.

Le tassement et le compactage présentent des conséquences sur la structure du sol: augmentation de la densité apparente, la diminution de la porosité à l'air et de la perméabilité à l'eau et la formation de la semelle de labour MOREL, (1996)

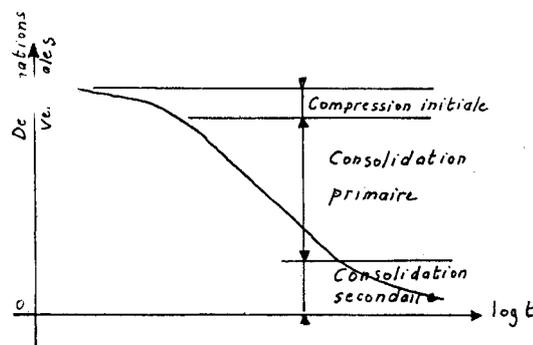


FIGURE N° 21 Courbe de tassement du sol.

7) LE DEGRE D'ADHERENCE OU LA CONSISTANCE :

L'adhérence est un ensemble de forces d'attraction qui s'exercent entre deux corps matériels et qui les maintiennent en contact. Celles-ci se différencient des forces de cohésion qui maintiennent l'ensemble des particules solides ou liquides.

L'adhérence entre deux corps est à l'origine des forces de frottement qui s'opposent à un mouvement de glissement des deux particules l'une sur l'autre. Ces forces dépendent de la couche superficielle (oxydation des particules). Selon (JEAN et ELIARD, 1979 in AFFEISSA, 2000). C'est la faculté qu'a le sol de coller aux pièces travaillantes. Les fragments de terre adhérents les uns aux autres grâce à la tension de la solution du sol (HENIN et al 1969.). Le phénomène d'adhérence peut avoir entre le sol et la face métallique de l'outil (DALLEINE, 1961).

Le taux d'humidité qui correspond au maximum du risque de séchage est appelé le point d'adhésivité. Si la faculté de travail du sol dépend de la texture ; elle dépend du

tassement du sol et surtout de l'humidité. La cohésion et l'adhérence varient en sens inverse avec l'humidité, (ELIARD, 1979; VILAIN, 1987; HENIN, 1969). La capillarité résulte de l'équilibre entre les forces de cohésion et de l'adhérence. Ainsi, pour former un labour à grosses mottes, il faut que le sol soit assez humide, alors que pour briser les mottes, le sol doit être assez sec. (SOLTENER, 1986).

On classe les forces de frottements en deux groupes : les frottements solides et les frottements visqueux. Lorsqu'il s'agit d'un frottement solide, on considère la force de frottement comme indépendante de la vitesse du corps ; si le corps est soumis à des frottements visqueux, la force de frottement est proportionnelle à la vitesse du corps et le frottement visqueux .

8) COHERENCE, ADHERENCE ET HUMIDITE DU SOL

Tant que la terre est sèche elle est cohérente elle se décolle bien de l'outil. A partir d'une certaine humidité la terre colle à l'objet ; c'est le point d'adhésivité. Quand la terre reste collée à l'outil, les résistances à la traction sont accrues, alors la terre frotte sur une surface rugueuse ; la terre reste collée au lieu de glisser sur un film liquide .

La description du comportement du sol aux diverses humidités permet de définir les conditions de travail. Les figures de la planche reproduisant l'allure de la variation de la cohésion et de l'adhérence en fonction de l'humidité permettent de constater que la cohésion décroît quand l'humidité augmente et au contraire, l'adhérence, très faible à l'état sec, augmente avec l'humidité, passe par un maximum : point d'adhésivité puis décroît à nouveau quand l'humidité augmente.

Il en résulte que chaque fois qu'il faut travailler la terre fine il faudra choisir une humidité de façon que l'adhérence soit très faible sans pour autant que la cohésion soit élevée. Au contraire, si l'on veut faire un labour moulé, c'est-à-dire que les bandes de terre conservent leur section et à la base, les espaces restent propres dans le cas de labour sans rasette. Il faut choisir une terre aussi plastique que possible sans pour autant s'approcher excessivement du point d'adhésivité.

Les trois figures montrent la grande variation possible dans la position relative des courbes de cohésion et d'adhérence en fonction de la texture.

Les courbes de cette planche sont difficiles à établir. Il est plus aisé, en pratique, de raisonner à partir des indices d'ATTERBERG. Le tableau établi par PERIGAUD 1964, montre qu'on peut tirer des informations précieuses pour prévoir le comportement des terres.

IV.3: REACTION DU SOL:

Les travaux de (HENIN et al 1969) ; sont de grande importance pour le travail du sol. Reliant l'humidité, la cohésion et l'adhésivité; HENIN a établi des zones d'humidité d'intervention des outils aratoires. L'efficacité est en relation avec la consistance et la L'analyse des courbes de (HENIN et al 1969); (Fig. N°:16) associées aux limites d'ATTERBERG dégage trois consistances permettant le travail du sol avec les outils divers et à différentes périodes de l'année.

1-La consistance dure, due à la forte cohésion. Le phénomène de retrait est important, surtout en sol argileux, sous l'effet de la dessiccation. L'état est favorable aux façons profondes de l'été. Il y a écartement du sol et formation des grosses mottes avec très peu de terre fine.

2-La consistance friable allant de la limite de retrait W_R jusqu'à la limite inférieure de plasticité W_{IP} pour une humidité voisine de 20% pour un sol argileux. C'est un état favorable au labour émietté et la préparation du lit de semence.

3-La consistance plastique allant jusqu'à la limite de liquidité (limite supérieure de plasticité, LSP;) et donne un labour mouillé avec très peu de terre fine. L'influence de la granulométrie reste l'élément essentiel. En effet, pour une même humidité W_0 , le sol argileux se comporte différemment du sol limoneux et du sol sableux. Toujours selon (HENIN et al 1969); le argileux se trouve friable, le sol limoneux à l'état plastique, le sol sableux à l'état liquide. Cela est dû au fait que la cohésion de l'argile conserve mieux l'accroissement de l'humidité.

A de très faibles humidités, les sols limoneux et les sols sableux se travaillent mieux et facilement que les sols argileux dont la rupture est plus difficile.

IV.4 COMPORTEMENT MECANIQUE DU SOL

IV.4-1: INTRODUCTION:

Les théories classiques de la résistance de matériaux tendent à prévoir le comportement des milieux poreux. Elles envisagent les phénomènes de déformation réversible (élastique), de déformation irréversible (déformation plastique, et rupture). Les équations mises en cause tiennent compte des grandeurs telles que:

Le module d'élasticité de YOUNG,
l'angle de frottement interne,

la cohésion dont la mesure est indispensable, REMY, 1971.

On a recours à des propriétés simples en relation avec ces paramètres, qui sont faciles à mesurer tout en considérant les variations de leurs mesures. Ainsi, les limites d'ATTERBERG facile à réaliser sont d'un très grand intérêt pour caractériser la cohésion des matériaux.

Des relations semblent être satisfaisantes ont été dégagées quant à la variation de la cohésion en fonction de l'humidité. Divers types de déformations ont été utilisées pour mettre en évidence ce phénomène (REMY, 1971). On parle des déformations de type de traction (WILLIAM, 1959)

de compression simple (RICHARD,1953; GERARD, 1965; REMY,1966), de compression triaxiale et torsion (KYVELLOS,1956),de pénétration en place (DEMELON, et HENIN,1966) au laboratoire , (MAERTENS,1964).

Ces phénomènes sont interprétés comme des changements dans la nature des milieux occupés par l'eau interstitielle. Des relations plus générales peuvent caractériser des variations de la cohésion, en fonction de l'humidité d'une part et de la nature du sol d'autre part.

Ainsi BJERRUM, 1951;conclut in REMY, 1971;la relation suivante:

$$C^d = 7 (LL-H/ LL-10)^5$$

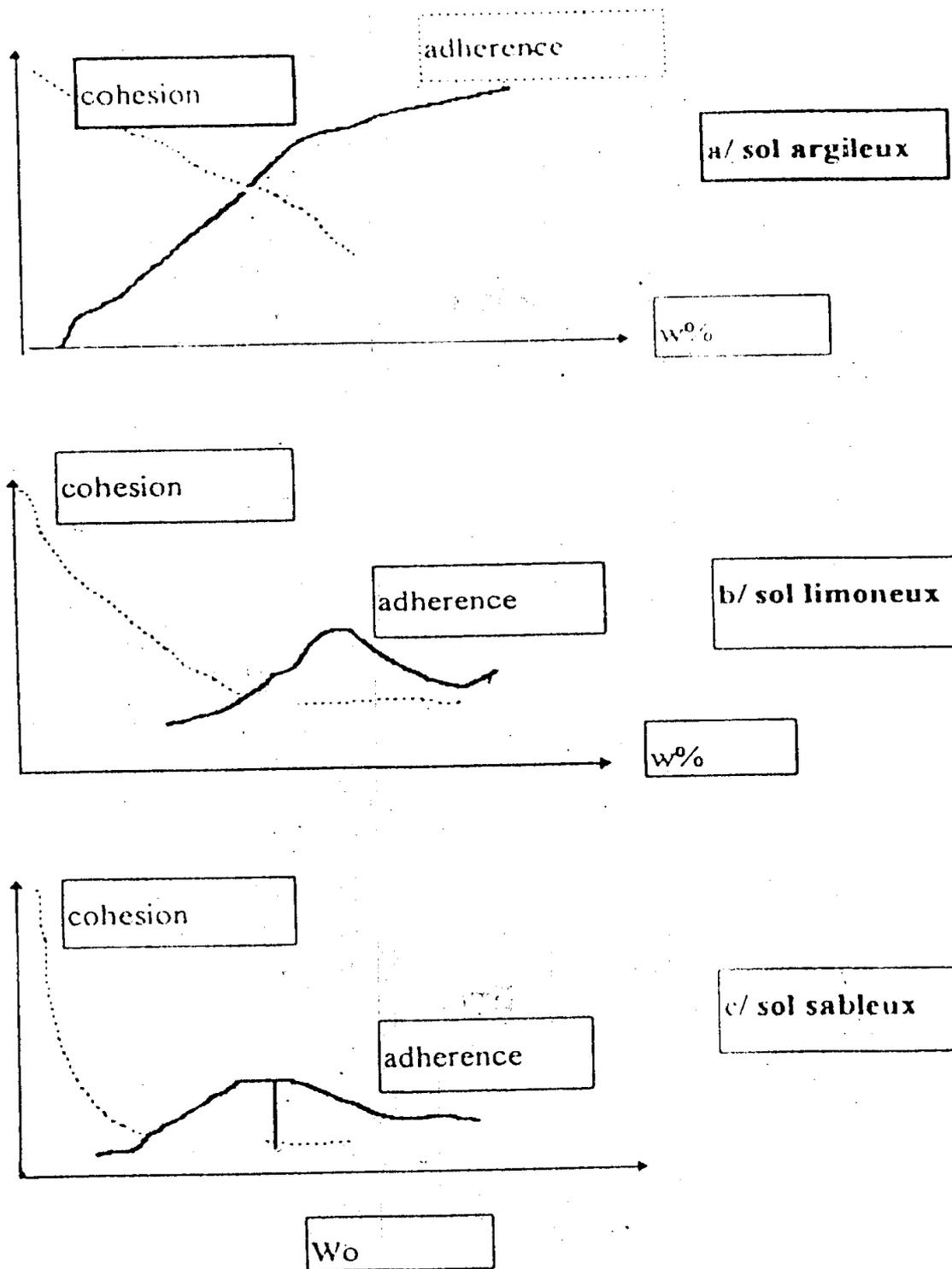
C^d : cohésion drainée en kg/cm^{-2} , elle est mesurée lorsque l'eau peut circuler librement .Elle correspond à la déformation lente où l'eau n'exerce aucune pression interstitielle

LL : limite de liquidité

H : humidité du sol.

Du point de vue signification physique des limites d'ATTERBERG, la limite de liquidité en théorie à la teneur en eau pour laquelle le sol possède une cohésion identique au liquide interstitiel.

La limite de plasticité est atteinte par perte d'eau au moment où l'eau interstitielle ne joue plus de rôle lubrifiant. Les grains ne peuvent plus glisser de façon continue les uns par rapport aux autres. Ils sont trop rapprochés.



Courbe de HENIN 1969.

FIGURE N°: 22.
RELATION COHESION, ADHERENCE et HUMIDITE DUSOL

TABLEAU N° :36. CAQUOT et KERISEL, 1956; in REMY, 1971 donne les exemples de relations entre la porosité, la cohésion et la teneur en eau.

Type de sol	Limite de plasticité		Limite de liquidité	
	%en eau	Porosité	%en eau	porosité
N° 1	25	0,40	35	0,48
N° 2	27	0,42	47	0,56
N° 3	30	0,45	70	0,65
N° 4	35	0,48	95	0,75

Selon REMY, 1971; lorsqu'au cours de la manipulation, nous faisons passer le sol de la limite de liquidité à la limite de plasticité, nous ne faisons que rapprocher les grains en chassons l'eau.

Dans ce cas, les forces capillaires ne seront plus les seules responsables de l'augmentation de la cohésion.

Sur le plan mécanique, il y a changement de la résistance de déformation. Si l'on adopte l'équation de COULOMB; $T = \delta \text{ tg } \varphi$. T: contrainte tangentielle de cisaillement, δ : contrainte normale

Φ : angle caractéristique de la droite, appelé "angle de frottement interne" du sol.

Les seules variations de la cohésion (C) ne suffisent pas à appliquer le changement du comportement. Il y a modification de l'angle de frottement (φ) qui augmente au fur et mesure que les surfaces de contacts augmentent au cours de la dessiccation.

$$F = C + P \text{ tg } \varphi$$

F : contrainte de rupture ou cisaillement, **P** : contrainte latérale, **C** :cohésion, φ :angle de frottement interne.

REMARQUE: pour les limites d'ATTERBERG; il existe une grande différence de comportement entre le sol en place et un sol délayé et malaxé comme dans les tests d'ATTERBERG où la résistance mécanique est plus faible.

IV.4-1 : LES LIMITES D'ATTERBERG :

Le passage de l'état solide à l'état plastique et de l'état plastique à l'état liquide se manifeste progressivement à mesure que l'humidité croît.

a) LA PLASTISITE D'UN SOL

La plasticité d'un sol dépend, non pas de gros éléments qu'il contient, mais de ses seuls éléments fins. L'analyse granulométrique ne permet pas d'apprécier cette caractéristique, c'est pourquoi on a recours à la méthode préconisée par ATTERBERG ; qui consiste à définir les trois limites correspondant aux trois états dans lesquels peut se présenter un sol « liquide (LL), plastique LP ou solide LR ».

La détermination de ces limites se fait seulement sur ls éléments fins passant au tamis à mailles carrées de 0.2mm ; pour la France 0.5mm, taille, module AFNOR n°27 et 0.42mm pour les USA. Mais pour mieux apprécier les caractéristiques d'ensemble, il faut tenir compte de la proportion des gros éléments et des éléments fins contenus dans l'échantillon

b) DEFINITIONS EXPERIMENTALES DES LIMITES D'ATTERBERG

Le mortier préparé pour les essais à partir des éléments fins du sol à une consistance différente selon son degré d'humidification.

b 1) la limite de liquidité (LL ou WL) :

si le mortier est très humidifié, il se comporte comme une bouillie sans aucune consistance. La limite de liquidité est définie comme étant la teneur en eau par rapport au poids de sol sec qui rend le sol liquide.

On la détermine à l'aide de l'appareil de CASAGRANDE, qui est constituée par une coupelle métallique reliée à un châssis par l'intermédiaire d'un excentrique. En tournant la manivelle, l'excentrique soulève la coupelle, et la laisse retomber d'une hauteur de 1cm, en chute libre, sur le bâti. Dans la coupelle, et sur la moitié de sa surface est disposée une couche du mortier à étudier dans laquelle on pratique un sillon à l'aide d'un instrument en V. La limite de liquidité se définit comme étant la teneur en eau pour laquelle les deux lèvres de la fissure se joignent sur une longueur de 1cm lorsqu'on fait subir à la coupelle une série de 25 chocs.

b.2) La limite de plasticité:

elle se définit comme étant la teneur en eau pour laquelle le mortier devient plastique, c'est à dire il peut se pétrir davantage avant de perdre toute cohérence.

Expérimentalement, la limite de plasticité est la teneur en eau qui permet de pétrir le sol sans le disloquer, en boudin de 3cm de diamètre. Le processus à déterminer la limite de plasticité appliqué est le suivant :

1) On prend le reste de l'échantillon ayant servi à déterminer la limite de liquidité, on le dessèche, on l'étale sur le marbre à l'aide d'une spatule

2) Des qu'il est possible, on forme une boulette et on la roule entre la pomme de la main et le marbre

3) De la même façon, on forme un rouleau qu'on l'émince progressivement tout en lui conserve un diamètre à peu près égal à sur toute la longueur

4) Lorsque le diamètre atteint 3 cm, il doit se casser en petits morceaux

5) S'il ne se brise pas recommence les points 2 et 3 jusqu'à ce qu'il se brise

6) On détermine le % en eau

7) On recommence 2 fois les points de 1 à 6

8) La limite inférieure de plasticité (LIP) est la moyenne des 3 essais % en eau obtenue.

D'une manière générale et simple, la méthode suivit au laboratoire est :

1) Limite de liquidité: le sol est mélangé à une quantité d'eau. La pâte obtenue est placée dans une coupelle de 100 mm de diamètre environ. On trace sur la pâte lissée une rainure normalisée avec un outil spécial. A l'aide d'une came, on fait subir une série de chocs à la coupelle. On observe en fin d'expérience le contact des deux lèvres de la rainure. La limite de liquidité est la teneur en eau en % qui correspond à une fermeture en 25chocs.

la limite de liquidité est la teneur en eau au-dessus de laquelle le sol s'écoule comme un liquide sous l'influence de son propre poids. Le sol n'a plus aucune cohésion, il se déforme facilement, mais ne se rompt plus par glissement. Un sol à l'état liquide est gorgé d'eau ; chaque grain qui le compose, entouré de son eau adsorbée est isolé des autres par de l'eau interstitielle libre ; il n'y a aucun effet de capillarité. La liquidité se mesure dans un appareil mis au point par CASSAGRANDE : une coupelle qui peut recevoir des chocs réguliers grâce à un mécanisme et une spatule spéciale. C'est la teneur en eau en % du poids du matériau sec pour laquelle les deux moitiés d'un gâteau de sol, placé dans la coupelle et divisé en deux parties égales par une rainure arrivent à se joindre sur une longueur déterminée sous l'influence d'un nombre déterminé de chocs imprimés à la coupelle. On donne un certain nombre de chocs, jusqu'à ce que les deux lèvres de la rainure se rejoignent à leur base sur une longueur de 1 cm, et l'on détermine la teneur en eau de la pâte qui correspond à ce nombre de chocs. La limite de liquidité est, par définition, la teneur en eau qui correspond à la fermeture de 25 chocs (CAILLEUX et TRICART,1960 in AVENARD et TRICARD,1964).

2) Limite de plasticité: on mélange l'échantillon avec des quantités variables d'eau; on façonne avec la pâte un rouleau de 3 mm de diamètre pour une centaine de mm de longueur.

En réalité, la limite de plasticité est la teneur en eau au-dessous de laquelle les pellicules d'eau entourant les grains n'ont la propriété d'eau libre. Un sol à l'état plastique contient donc suffisamment d'eau libre interstitielle pour que les films d'eau adsorbés autour de chaque grain se rejoignent et lubrifient les contacts entre les grains ; les tensions capillaires sont très sensibles. Il n'y a pas d'appareillage spécial pour mesurer la limite de plasticité : c'est la teneur en eau exprimée en % du poids du matériau sec du boudin de sol qui se brise en petits tronçons au moment où son diamètre atteint **3 mm.**(AVENARD et TRICARD,1964).

3) limite de retrait (L R ou W_s): C'est la teneur en eau pour laquelle le sol se fissure et perd sa cohérence par manque d'eau. On la définit comme étant la teneur en eau juste suffisante pour remplir les pores du sol lorsque celui-ci est à son volume minimal. La limite de retrait est donc la variation de volume d'un échantillon en fonction de sa teneur en eau. On constate en effet que lorsque la teneur en eau décroît, le volume décroît linéairement, puis brusquement cesse de décroître, alors que la dessiccation se poursuit. Le contraire se produit en humidifiant.

La définition de la limite de retrait s'énonce comme suit: c'est la teneur en eau à partir de laquelle le volume de l'échantillon cesse de diminuer quand la teneur en eau décroît ou commence à augmenter quand la teneur en eau croît. (PELTIER, 1959). L'état solide est donc caractérisé par très peu d'eau. Lorsqu'il n'y a plus beaucoup d'eau adsorbée, les grains sont près les uns des autres, ils entrent en contact, les frottements internes font disparaître la plasticité et les effets de capillarité augmentent. Lorsque tous les grains ne sont pas encore en contact, la dessiccation peut produire encore une diminution de volume : c'est l'état solide avec retrait. Lorsqu'il y a contact parfait, entre les grains, on atteint la limite de retrait, au-dessous de laquelle il y a un état solide sans retrait (AVENARD et TRICART ,1964).

c) UTILISATION DES LIMITES D'ATTERBERG

Outre LL et LP ,une caractéristique très intéressante sera l'indice de plasticité IP qui se définit comme étant la différence entre LL et LP :

$$IP = LL-LP$$

L'indice de plasticité permet de bien caractériser un sol de point de vue mécanique. Un IP grand correspond un sol très argileux ; au contraire un IP faible caractérise un sol peu argileux ;dont la classification suivante :

IP>20 sols très argileux,

IP> 10 sols argileux

IP< 4 sols faible % d'argile

IP =0 sols exempts d'argile.

REMARQUE : LL, LP, et IP varient dans le même sens et donc une seule de ces valeurs peut permettre de situer un sol. On obtient une droite dite « droite de CASAGRANDE », si on porte LL en abscisse et IP en ordonnée, l'équation peut s'écrire :

$$IP =a LL -b$$

a et b étant des constantes (a varie entre 0.7 et 0.8 et b entre 0.13 et 0.17).

*** Intérêt des limites d'ATTERBERG:**

Les limites d'ATTABERG en mécanique des sols servent essentiellement à caractériser un sol du point de vue physique et peuvent préciser la dénomination et la classification des sols. D'un point de vue géomorphologique, on utilise ces limites dans un sens un peu différent, assez rarement employé par les ingénieurs: en comparant la teneur en eau d'un sol à l'état naturel avec les limites d'ATTERBERG. Un sol dont les limites de plasticité et même de liquidité sont faibles franchit plus facilement lors des pluies et peut solifluer alors qu'un sol dont les limites sont élevées doit recevoir et emmagasiner une quantité d'eau plus importante pour se comporter de la même manière. La connaissance de ces limites permet d'expliquer de nombreux cas de solifluxion ou de les prévoir sur des pentes importantes où des aménagements.

Dans un ordre d'idée, on peut confronter les limites d'ATTERBERG à d'autres propriétés du sol, et plus particulièrement avec la perméabilité. Certains sols dont les limites d'ATTABERG sont peu élevées ne solifluent pas parce que leur perméabilité est extrêmement faible, l'eau n'ayant pas le temps de s'infiltrer et d'atteindre ces valeurs, le sol n'a pu se détremper. Les limites d'ATTERBERG aussi s'appliquent aux phénomènes périglaciaires. Lors du dégel, l'eau du **sol**, parfois concentrée en amas de glace, fond rapidement de haut en bas, tandis qu'une couche de sol gelé persiste en profondeur. Celle-ci étant imperméable, il peut ainsi se produire de fortes concentrations d'eau dans les horizons superficiels, qui font que les limites de liquidité ou de plasticité sont dépassées. La solifluxion rencontre alors des conditions idéales.

Dans les pays à pergélisol, elles persistent tout l'été, puisque la couche imperméable profonde est permanente. Ainsi s'explique-t-on que la solifluxion puisse affecter, lors du dégel, des formations qui en sont indemnes lors des autres saisons.

De même, la limite de retrait a son intérêt, certaines argiles se craquelant l'été, laissant passer l'eau lors des premières pluies suivant la période de sécheresse, alors qu'en d'autres conditions elles sont imperméables, il peut se produire le long de ces fentes des accumulations locales où la teneur en eau dépasse les limites de liquidité ou de plasticité.

1) LA CONSISTANCE :

D'après (VALENTIN, 1976), le terme consistance d'un sol est relatif au degré d'adhérence entre les particules de ce sol et la résistance offerte aux forces qui tendent à déformer ou à rompre l'agrégat. Elle traduit la cohésion et la résistance à la pression des unités structurales (DUCHAUFFOUR, 1988). La consistance d'un sol est représentée par l'équation :

$$C = \frac{LL-W}{LL-IP} = \frac{LL-W}{IP}$$

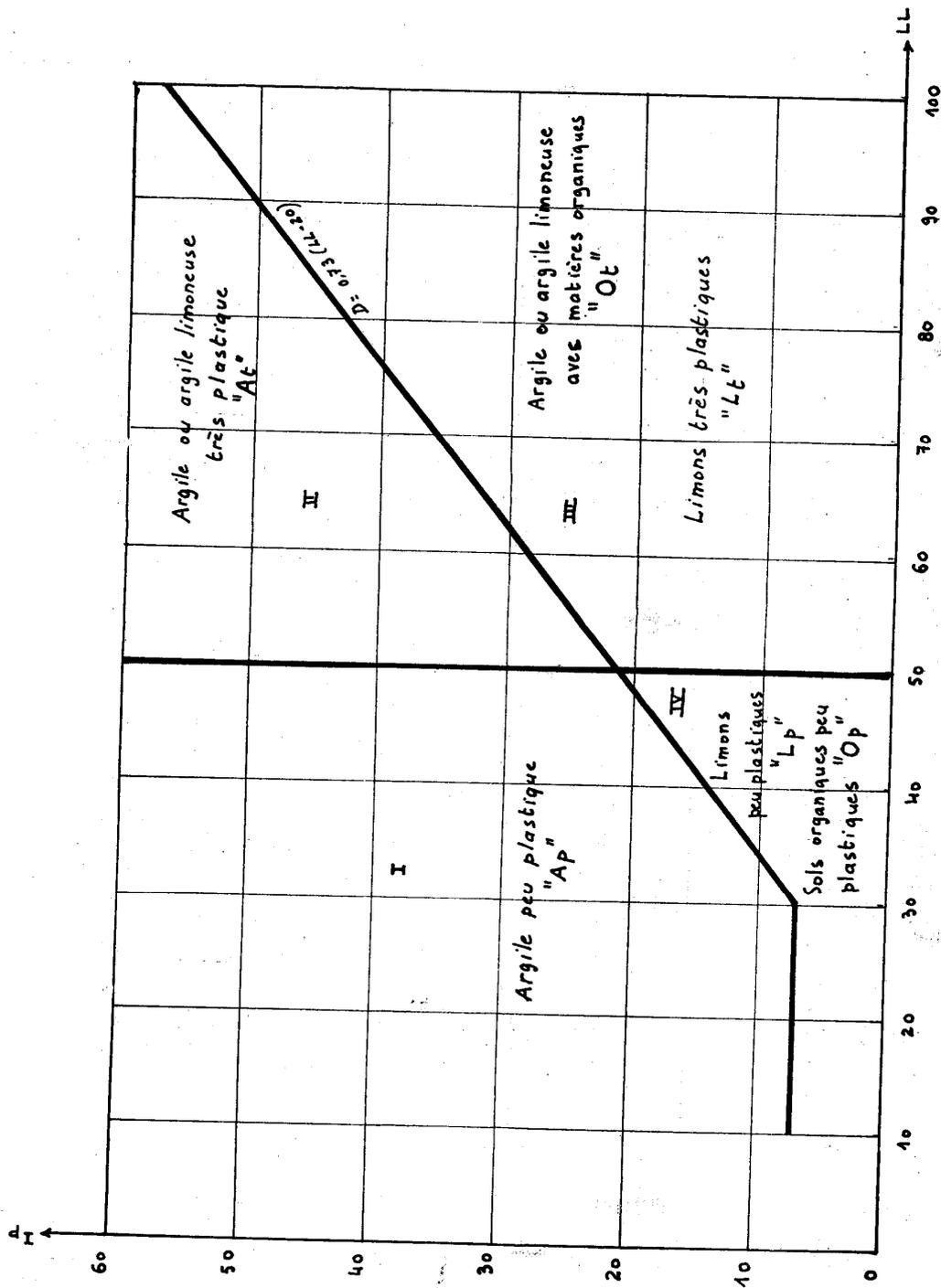
La consistance offre une grande importance car elle conditionne l'enracinement (par l'obstacle qu'elle oppose aux racines) DUCHAUFFOUR, 1988; et les possibilités de travail du sol qui nécessite un état du sol ni trop plastique ni trop cohérent DUCHAUFFOUR, 1988; REMY, 1971.

*CLASSIFICATION DES SOLS:

Pour classer les sols, on utilise le diagramme de plasticité dit de CASAGRANDE Fig;N° . On considère deux axes de coordonnées. Sur celui des abscisses, on reporte la valeur de la limite de liquidité du sol.

Sur l'axe des ordonnées, on porte son indice de plasticité. On définit quatre régions du plan en traçant deux droites:

- a) Une droite parallèle à l'axe des ordonnées et d'abscisse (LL) égale à 50;
- b) Une droite brisée d'équation $0,73(LL-20)$ limitée à $LL=30$ et prolongée par une horizontale au-dessous de cette valeur. Suivant la position, sur le graphe, du point représentatif du sol étudié, on qualifiera celui-ci, et on lui affectera le symbole comme le montre le diagramme de CASAGRANDE.



Classification des sols fins. Diagramme de CASAGRANDE.

FIGURE N°:24. CLASSIFICATION DES SOLS.
Diagramme de CASAGRANDE.

***CALCUL DES LIMITES D'ATTERBERG**

a) ETUDE DES LIMITES DE LIQUIDITE DES ECHANTILLONS H1, H2, H3 DU PROFIL I ET DES ECHANTILLONS, H1, H2, H3, H4, DU PROFIL II

Les essais effectués sur les échantillons H1, H2, H3 du profil I du sol non irrigué et non cultivé et sur les échantillons H1 H2 H3 H4 du sol de la parcelle cultivée et irriguée en jachère non travaillée ont donnés les résultats suivants :

TABLEAU X RECAPITULATIFS N°: 37 et 38. DES LIMITE D'ATTERBERG
PROFIL I ET II; RESULTATS DU LABORATOIRE RAPPORTES AU FRACTION DES MATERIAUX FINS

PROFIL I :

Echantillon	LL %	LP%	IP
HORIZON 1	46%	28%	18%
HORIZON 2	36%	29%	17%
HORIZON 3	45%	32%	13%

PROFIL II

Echantillons	LL%	LP%	IP%
HORIZON I	52%	29%	23%
HORIZON II	37%	22%	15%
HORIZON III	43.5%	26%	15%

11: INTERPRETATION DES VALEURS DES LIMITES DE LIQUIDITE

D'après les résultats obtenus, on constate que les échantillons du profil I ont des limites de liquidité qui varient entre 36% et 46%. En conséquence, on peut représenter une limite de liquidité moyenne du profil I égale à 42%. Cette variation des limites constatée, malgré la dominance du sable 48% (SF+SG) en surface avec tendance à la diminution en profondeur pour les sables grossiers élevée est liée essentiellement à la texture du sol.

La présence d'un important taux de calcaire en présence d'un taux d'argile important de 20% à 29% semble être les éléments essentiels d'une telle valeur des limites de liquidité. D'autre part, le cation Na^+ échangeable par ses valeurs faibles pour avoir un effet positif sur la valeur élevée des limites de liquidité (SWALEFETY et al in BENARICHA 1982. reporté in MADJERB, 1999)

Les argiles, vue leur structure feuilletée sont connues par leur capacité de rétention assez importante et permettent de donner des valeurs des limites de liquidité très élevées.

Les résultats du tableau ci-dessus du profil II montre que les limites de liquidité sont très élevées d'une moyenne égale 44%, caractéristique des sols très argileux à teneur de M.O relativement faible qui serait probablement l'influence d'un climat aride à et très élevés. Par conséquent, la minéralisation serait rapide. Néanmoins, le taux de M.O est relativement significatif, et varie entre 0.6 et 0.9%.

On remarque que le taux de calcaire est toujours élevé, comme il a été expliqué ci-dessus, il s'agit d'un même sol probablement de type calcaire argileux (de 39 à 42%). Le gypse étant toujours à faible teneur (il varie de 2.1% à 3.5%) .

12: LES LIMITES DE PLASTICITE

Leur valeur nous renseigne sur le comportement du sol. Elles sont en bonne liaison avec le pourcentage des éléments fins en particulier les éléments argileux toujours redouté par le constructeur. Comme les limites d'ATTERBERG varient dans le même sens et donc une de ces valeurs peut permettre de situer un sol. Entre ces limites, LL et LP se situe l'indice de plasticité caractéristique intéressante, permet de bien situer un sol.

13: INDICE DE PLASTICITE :

ATTERBERG a classé les sols d'après leur plasticité de la manière, suivante :

IP < 7 pour une faible plasticité,

IP > 17 Pour une plasticité élevée.

Alors que BRUMUSTER a donné la classification suivante :

IP > 20 sol très argileux, plasticité élevée à très élevée

IP > 10 sols argileux, plasticité moyenne

IP < 4 sols à faible % d'argile à plasticité faible

IP = 0 sols exempts d'argiles

REMARQUE :

Il n'y a de limites d'ATTERBERG et donc d'indice de plasticité que pour des sols contenant des éléments fins de plasticité (< à 20 μ).

Cependant le calcul des limites d'ATTERBERG selon la méthode appliquée par COMBEAU, appuyé par les travaux de RUSSEL, WEHR et BAVER, qui ont étudié les variations des limites d'ATTERBERG, compte tenu du travail de PERIGAUD, 1964; qui a fait intervenir le point d'adhésivité, et a mis en évidence l'intérêt de l'étude comparative de ces limites et de la capacité au champs CC pour différents types de sols, en particulier les sols hydro morphes afin d'apprécier les possibilités de travail du sol.

L'idée semble être importante d'appliquer une telle méthode, puisqu'il s'agit de l'utilisation d'un matériel de laboratoire peut être fiable et peu sensible, et afin de réduire l'erreur due à la manipulation du matériel d'une part et la sensibilité des outils d'autre part. La méthode est la suivante : application des TDAS, qui ont des caractéristiques de sol hydromorphe, formules en tenant compte des résultats des analyses granulométriques pour les sols du périmètre de l'ITDAS.

Les calculs des limites d'ATTERBERG ont été obtenus pour la teneur en éléments fins (A+L) et en pourcentage de carbone (C) ainsi que pour les pF au limites ,pF LL et pF LP. Pour chacun des échantillons (Horizons des profils I et II). Les résultats obtenus sont les suivants :

a) Rôle de la granulométrie :

Les formules appliquées au sol hydromorphe dans ce cas sont :

$$L.L = 0.56 (A+L) + 4.2 \quad \text{avec } r = 0.926$$

$$L.P = 0.23 (A+L) + 5.2 \quad \text{avec } r = 0.895$$

$$I.P = 0.36 (A+L) + 1 \quad \text{avec } r = 0.884$$

Il faut comprendre par ces formules que l'évolution des LL et LP est liée à une augmentation ou à une diminution du pourcentage des éléments fins.

b) Rôle du potentiel capillaire

D'autre part, la relation entre les limites d'ATTERBERG et le potentiel capillaire a été signalée par PERIGAUD, et a démontré que les limites d'ATTERBERG dépendent du type du sol aussi bien pour les horizons de surface que des horizons de profondeur. La tentation de vérifier ce fait exprime les résultats en mesurant en pF et non en teneur en eau, en appliquant les formules suivantes pour les sols hydromorphe.

$$P F L.L = 0.0097 (A+L) + 2.73 \quad \text{avec } r = 0.8$$

$$P F L.P = 0.0159 (A+L) + 2.46 \quad \text{avec } r = 0.660$$

Selon les données obtenues par PERIGAUD, le pF LP varie dans une gamme plus large que celui du pF LL :

$$p F L.L \quad \text{varie entre } 1.9 \text{ et } 2.3$$

$$p F L.P \quad \text{varie entre } 3.2 \text{ et } 3.9$$

Il faut signaler que la loi de la variation du pF de la capacité au champ s'exprime par la relation : $p.F C.C = 0.038 (A+L) + 1$.

Le passage de l'état solide à l'état plastique pour un potentiel capillaire est autant plus élevé qu'ils sont plus argileux. Par analogie, le résultat au point p.F CC doit être rapproché sur les sols de même type, provenant de la même région, si l'on applique la formule citée ci-dessus. Ce qui est de même pour le cas des horizons d'un profil donné au niveau d'une parcelle.

Il faut rappeler que le p.F est une fonction logarithmique de l'humidité exprimée en atmosphère. L'humidité au point pF est d'autant plus élevée que la valeur du pF est plus basse ; Le p.F permanent est égal 4.2 ; pour l'humidité équivalente proche au pF C.C = 3

Ainsi les calculs des pF C.C des deux profils sont ; le sol non travaillé et non irrigué égal à 3.058 alors que celui du sol cultivé et irrigué est égal à 3.894.

TABLEAU N°39. RESULTATS DES LIMITES LL, LP ET IP ET AUX POINTS pF LL ET pF LP, (pF L.P- pF L.L) POUR LE PROFIL I.

HORIZONS	LL	LP	IP	pF LL	pF LP	pFLP-pFLL
H1	27.16	14.53	15.76	3.1277	3.1119	0.0558
H2	27.16	14.53	15.76	3.1277	3.1119	0.0558
H3	36.00	17.85	20.8	3.2635	3.3450	0.0710

TABLEAU N° 40. RESULTATS OBTENUS PAR DES CALCULS DES LIMITES HORIZONS H1 H2 H3 DU PROFIL I D'ATTERBERG TENANT COMPTE DES POURCENTAGE DU CARBONE AUX NIVEAUX DES HORIZONS H1, H2, H3 DU PROFIL I

HORIZONS	LL	LP	IP
H1	31.5	15.6	16.9
H2	36.7	15.8	21.9
H3	38.8	18.6	20.2

E) Rôle du carbone et son influence sur les limites d'ATTERBERG :

BAVER avait observé que les limites L.L et L.P des horizons superficiels sont toujours plus élevés que celles des horizons sous jacents et avait déduit que la matière organique tend à faire augmenter les limites mécaniques du sol. D'autre part ; pour une même teneur d'argiles+ limons fins, les valeurs de L.L et L.P sont plus élevées dans les sols riches en M.O que dans les sols pauvres.

Comme le montre les résultats des tableaux représentant les résultats de ces limites, obtenus en appliquant les formules suivantes tenant compte des teneurs du carbone au niveau des différents horizons des profils considérés:

$$\begin{aligned} L.L &= 0.56 (A+L) + 2.91 (\%C) + 6.3 & r &= 0.893 \\ L.P &= 0.23 (A+L) + 2.4 (\%C) + 4.7 & r &= 0.870 \\ I.P &= 0.32 (A+L) + 3.0 & r &= 0.877 \end{aligned}$$

Ainsi le facteur M.O joue un rôle très significatif et positif pour les deux limites et est moins lié aux limites mécaniques que le facteur granulométrique. La différence entre ces limites sous l'influence de la matière organique est légèrement faible.

REMARQUE :

Une augmentation de 1% de taux de M.O (%C), se traduit par une élévation en teneur en eau de 2.9% pour L.L et de 2.5% pour L.P. Alors qu'une augmentation de 1% de (A+L) entraîne une élévation de 0.56 pour la L.L et de 0.23 pour la L.P.

D'autre part, l'indice de plasticité a tendance à augmenter surtout avec le pourcentage des éléments fins (A+LF) ; tandis qu'il n'y a pas de résultats significatifs par rapport à la teneur de carbone (COMBEAU et al, 1965)

TABLEAU N°:41.
 DES RESULTATS DES LIMITES L.L, L.P ET I.P ET AUX POINTS pF L.L, pF L.P, ET (pF L.P- pF L.L) POUR LE PROFIL II.

HORIZONS	LL	LP	IP	pF LL	pF LP	pFLP- pFLL
H1	39.48	19.69	19.79	3.3411	3.4617	0.1206
H2	40.6	20.5	20.1	3.3605	3.4935	0.133
H3	43.6	29.8	13.8	3.3896	3.5412	0.1516

TABLEAU N° 42:
 RESULTATS OBTENUS PAR DES CALCULS DES LIMITES D'ATTERBERG TENANT COMPTE DES POURCENTAGE DU CARBONE AUX NIVEAUX DES HORIZONS H1 H2 H3 ETH4 DU PROFIL II

HORIZONS	LL	LP	IP
H1	44.19	21.43	22.76
H2	45.31	21.89	23.42
H3	44.56	21.23	23.76

TABLEAUX N° : 43 et 44 RECAPITULATION ET COMPARAISON DES LIMITES D'ATTERBERG EN FONCTION DES DIFFERENTS FACTEURS DU SOL : PROFILS I et II

- (A) FACTEUR ELEMENTS FINS : (Argile+Limon) .
- (B) FACTEUR : LIMITE D'ATTERBERG AU POINT DE FLETRISSEMENT pF Selon COMBEAU, 1964.
- (C) FACTEUR : MATIERE ORGANIQUE (C).

Profil		Limite de liquidité (LL)			Limite de plasticité (LP)			Indice de plasticité (IP)		
		A	B	C	A	B	C	A	B	C
I	H1	46	27.16	31.50	28	14.50	10.90	18	12.60	20.16
	H2	36	27.16	32.90	29	14.50	15.27	17	12.66	17.03
	H3	45	35	38.55	32	17.9	18.59	13	17.50	19.96
	Moy.	42.33	29.77	34.39	29.66	15.63	15.12	16	14.30	19.19

Profil		Limite de liquidité (LL)			Limite de plasticité (LP)			Indice de plasticité (IP)		
		A	B	C	A	B	C	A	B	C
II	H1	52	39.48	44.90	29	19.69	21.43	23	19.79	22.76
	H2	37	40.60	45.30	22	20.50	21.89	15	20.10	23.63
	H3	43.50	40.50	44.61	26	20.20	21.20	17.50	20.30	23.40
	Moy.	44	40.50	44.90	25.66	20.13	21.50	18.50	20.13	23.26

- Les limites d'Atterberg semblent dépendre d'une part de la granulométrie au niveau de chaque échantillon, les valeurs des limites de liquidité et de plasticité et celles de l'indice de plasticité diminuent légèrement au niveau des deux profils cela est dû à la compacité du sol suivant la profondeur des horizons du sol.

- Le taux de matière organique joue également un rôle sur les deux limites dont il élève la valeur, mais ses variations ne semblent pas affecter l'indice de plasticité. Où l'on observe une légère augmentation d'une différence égale à 2.

Il faut remarquer que le pourcentage des éléments fins (argile) combiné avec des limons fins ne déterminent pas une teneur d'une humidité réelle car les limons n'ont pas les propriétés des argiles.

- Le potentiel capillaire correspondant aux limites d'Atterberg varie selon les échantillons L'un des facteurs importants de variation, en particulier pour la limite de liquidité, est la teneur en éléments fins (argiles) : lorsque ce taux augmente, le pF de la limite de liquidité s'abaisse, au niveau du profil I . Par contre, les valeurs de pF correspondant au niveau du profil II sont plus élevées et semblent être influencés par la teneur de la matière organique. L'indice de plasticité est plus élevé du sol travaillé 20.13 en moyenne que dans le sol non travaillé, 14.30 en moyenne..

En définitive, l'effet de la matière organique consiste donc, à accroître les teneurs en eau correspondant à l'apparition de l'état plastique, puis de l'état liquide.

IV.5 - ETUDE DE LA STABILITE STRUCTURALE DES SOLS

1- INTRODUCTION

L'influence des phénomènes d'humectation et de dessiccation sur la structure sont les plus importants. D'après l'étude expérimentale du phénomène (HAINES, 1923), ils produisent des gonflements et des retraites et induisent des fissurations. Si les constituants de la structure adhèrent les uns aux autres au moment où le sol se dessèche, il se produit des tensions provoquant la rupture de matériau. Un réseau de fissures en surface et en profondeur, crée des formes lamellaires, cubiques ou prismatiques. Les éléments structuraux sont angulaires. Si le sol est constitué d'agrégats indépendants, ces derniers glissent les uns sur les autres lors des phénomènes de gonflement et de retrait ; il y a formation d'éléments arrondis.

De nombreuses études ont été redites sur le comportement du sol dont on cite : DERDOUR, 1981, influence de la teneur de Na^+ sur le comportement des sols BOULAIN, 1957; étude des sols de la plaine du CHELIF, EMERSON, 1967; a classification of soil, HADDADJ, 1970; influence des méthodes culturales sur la structure, LE BISSONNAIS et LE SOUDER, 1995; mesurer la stabilité des sols et sensibilité à la battance, La nature et l'intensité du comportement des sols HEDDADJ 1970. DERDOUR, 1981. DAOUD, 1983. SAIDI, 1992. Dépendent de nombreux facteurs :

Les conditions climatiques, la couverture du sol, les propriétés des matériaux constitutifs et les conditions hydriques MONNIER et al 1973. BOIFFIN, 1984, LE SOUDER, 1990. FIES, et PANIMI, 1995. In SAIDI, 1999. La salinité qui existe dans une grande partie de la plaine accentue la dégradation de la structure du sol, BAALA, 2005; KHACHAI, 1999. Une des manifestations les plus caractéristiques de cette évolution est la battance qui résulte de la désagrégation des mottes de terre LE BISSONNAIS, 1990; BOUFFIN, 1984, et du détachement et transports des particules .

SAIDI et al 1999 ; dans une étude sur la sensibilité de la surface des sols des plaines de Chélif, qui consiste à mettre en œuvre plusieurs tests de stabilité structurale, pour identifier les sols les plus sensibles à la battance, ont démontré que les tests préconisés par LE BISSONNAIS et les tests d'EMERSON conduisaient à des résultats pratiquement semblables appliqués aux caractères physico-chimiques des échantillons .

2- METHODES DE MESURE DE LA STABILITE STRUCTURALES DES SOLS

Plusieurs méthodes ont été adoptées, ayant en commun la mise en contact des matériaux étudiés avec un large excès d'eau, en suite l'évaluation par tamisage du résultat de division des agrégats de différents diamètres et une classification selon leur aptitude à la dégradation (LE BISSONNAIS et LE SOUDER, 1995) .

a) METHODE UTILISEE, celle de HENIN et al 1958 :

Avec cette méthode, on détermine la stabilité des agrégats après qu'ils ont subi un traitement à l'éthanol, au benzène, et à l'eau appréciant la cohésion, la mouillabilité, à l'effet direct de l'eau sur la stabilité. Ces appréciations s'obtiennent par la mesure de la quantité d'agrégats de dimension $>$ à $200\mu\text{m}$ recueilli par tamisages et par comparaison de cette quantité d'agrégats à celle d'argile (A) et de (L) dispersé dans les mêmes conditions. Les résultats sont présentés sous forme de taux d'agrégats stables obtenus à l'issue des différents tests de tamisage sous l'eau (Aga, Agb, Age). L'évaluation de la sensibilité par cette est représentée par un indice d'instabilité Is tenant également compte des sables grossiers Sg.

$$I_s = \frac{(\text{Particules inférieures à } 20\mu) \text{ max}}{\frac{\text{Age} + \text{Aga} + \text{Agb}}{3} - 0.9 * S_g}$$

b) METHODE EMERSON 1967:

Elle se base sur la classification d'EMERSON 1967, descriptive dans son aspect et qui demande peu de matériel. Des agrégats de 3 à 5 cm de diamètre séchés à l'air sont introduits dans l'eau distillée ; des notes seront prises sur le comportement des agrégats. Le sol, qui ne se disperse pas dans cette étape sera soumis à une humidité correspondant à la capacité au champ puis testé une deuxième fois. Ce test permet d'avoir une classification ordonnée en fonction du degré de stabilité regroupés en 3 classes ; stabilité faible, stabilité moyenne, et stabilité élevée.

Remarque : Les sols ne contenant pas du gypse, ni de carbonates sont classés par simple observation de dispersion ou de floculation.

c) METHODE LE BISSONNAIS 1988, 1995, 1996.

Elle a pour caractéristiques fondamentales de limiter les actions mécaniques autres que celle de l'eau permettant ainsi une meilleure condition de désagrégation. Elle se réalise par trois tests principaux où chacun correspond à des conditions d'interaction eau/sol. L'éclatement est reproduit par la mise en contact d'un lot d'agrégats avec un volume assez important d'eau qui sera suivi d'un tamisage à 100 μm dans l'éthanol afin de fixer le premier état de désagrégation atteint par les fragments.

Le refus du tamis est ensuite séché, sera soumis à un second test où les agrégats sont mis en contact avec l'alcool afin de minimiser le mécanisme de désagrégation par éclatement ; ensuite, ils sont soumis à des contacts mécaniques d'agitation et de tamisage. La microfissuration par éclatement partiel se fait au cours du troisième test ; les agrégats sont placés sur un spontex humide et par effet de l'humification par capillarités. Ces tests permettent à travers l'indice d'instabilité de définir 6 classes distribuées la manière suivante :

% DE PARTICULES < 100 μm
 % D'AGRÉGATS > 100 μm
 % DE PARTICULES INTERMÉDIAIRES

3- LES DETERMINANTS DE LA STABILITE STRUCTURALE :

Les principales caractéristiques du sol qui influencent la stabilité structurale sont d'une manière générale la matière organique, la conductivité électrique, l'effet de la composition granulométrique et des teneurs en calcaire et le sodium échangeable (ESP) (SAIDI et al, 1999).

* La matière organique est le paramètre le plus déterminant dans la stabilité structurale y compris pour les sols les plus salés (CE = 10.22 dS /m % de M.O élevée, 2.4% traduisent une bonne stabilité structurale CHENU, 1989.) et ralentit la vitesse d'humification des agrégats et donc réduit l'éclatement (JOUANY et al, 1992. LE BISSONNAIS et ARROUAYS, 1997 in SAIDI et al, 1999).

* Influence de la salinité est importante ; certains sols de faible à très faible salinité peuvent présenter une mauvaise stabilité alors que d'autres qui ont une salinité élevée ne sont pas les plus fragiles (SAIDI et al, 1999). D'autre part, (SIGALA et al, 1988) ; ont mené des tests de comportement des sols salés ou non salés vis à vis de l'eau :

- le test de stabilité texturale ou de stabilité d'agrégats où l'on parle d'indice de fractionnement, il est plus élevé pour les échantillons sodiques et donc l'instabilité structurale est plus importante.

- Le test de stabilité des mottes où l'on remarque que les mottes à indice des vides structural égal à 0, sont moins sensibles à la dégradation de la structure, par suite la hauteur de chute de l'eau est considéré le facteur déterminant de l'instabilité structurales des sols.
 - Le test d'arrosage de « lits de mottes » l'évolution de la structure du matériau, de sa dispersivité, du colmatage par cause du gonflement, ou le transfert dans l'épaisseur de lits de mottes entraînant les fermetures des pores et par suite formation de flaquage.
- *L'origine géographique des échantillons est déterminante.

a) MANIFESTATION DE LA DEGRADATION DE LA STRUCTURE

- EFFET DE LA BATTANCE

Il s'agit de la destruction sous l'action de la pluie, du relief de la surface du sol, et de la constitution de dépôts en croûtes dans les creux. Ainsi, le comportement du sol dépend de l'intensité de la pluie dont l'énergie des gouttes de pluies dépend de leur dimension (MIHIRA, 1952). A la vitesse de la goutte s'ajoute l'effet de la masse d'eau. L'effet de battance est assez facile à reconnaître sur le terrain ; si les mottes ne sont pas entièrement détruites, elles apparaissent burinées et prennent les formes mamelonnées.

Les dépôts accumulés sèchent en croûtes dures finement stratifiées. Seulement, l'effet de battance ne se produit qu'en sol nu.

• PRISE DE MASSE A L'EXCES DE L'EAU

Quand la pluie tombe, en plus de la dégradation de la surface du sol, les mottes à l'intérieur du profil se ressoudent et les fissures disparaissent. Il y a entraînement en profondeur des éléments fins et le gonflement des mottes les amène au contact les unes aux autres ; elles se collent.

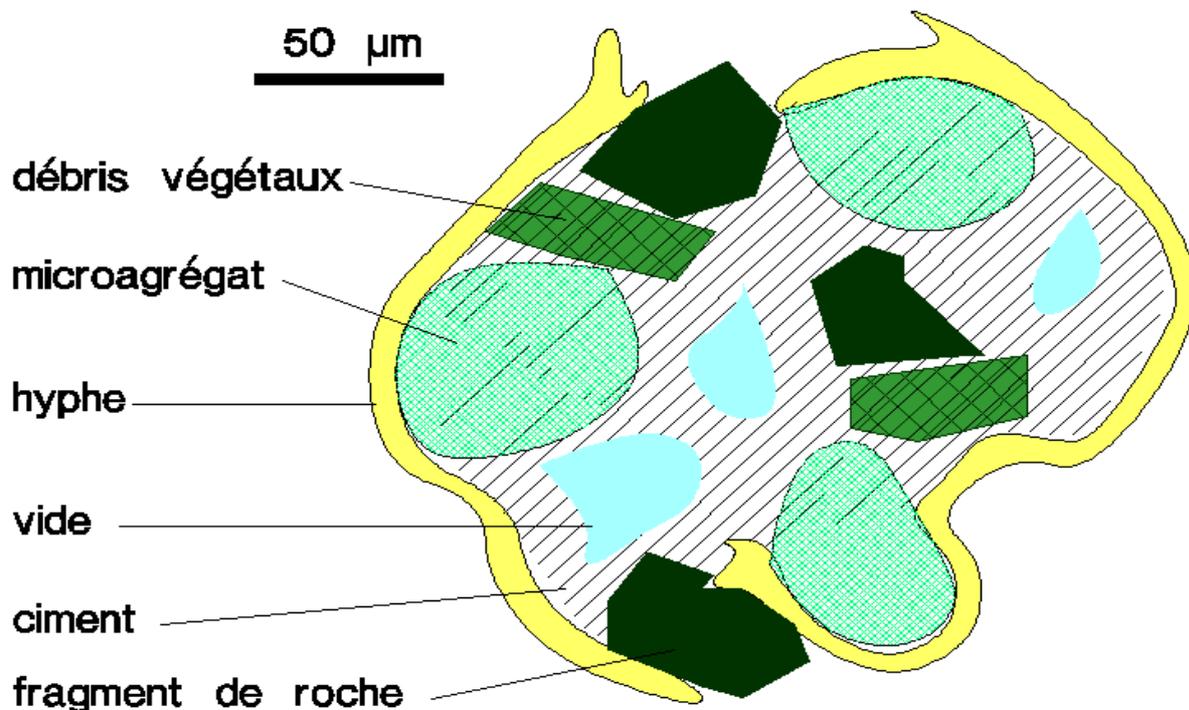


FIGURE N°25 .DETAIL D'UNE STRUCTURE D'UN MACRO- AGREGAT (l'agrégat ; base de la structure, JEAN et ELIARD,1979 IN EFFEISSA,2000.)

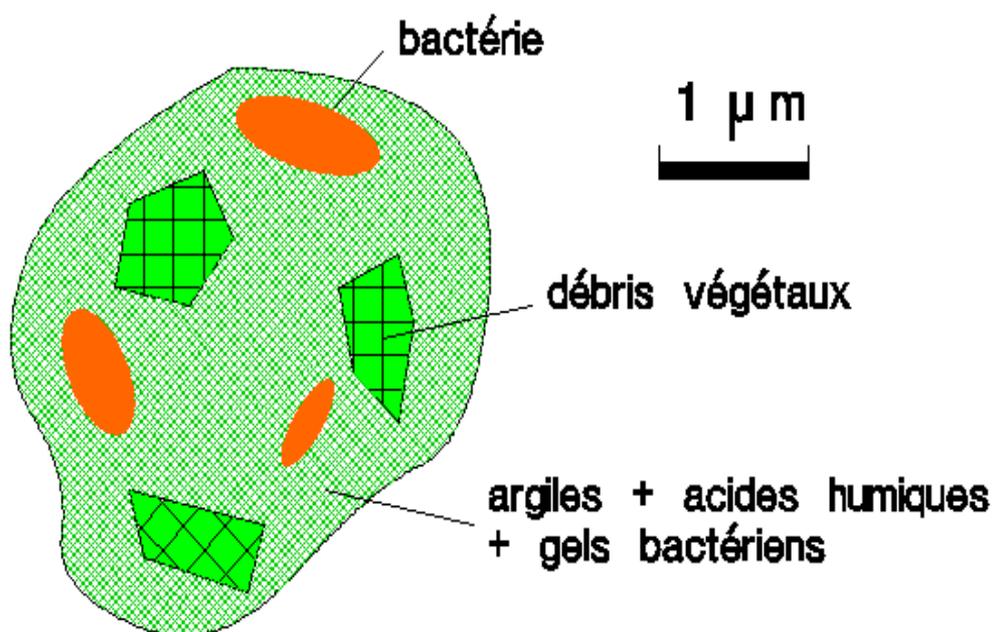


FIGURE N°:26.DETAIL D'UN MICRO-AGREGAT SOURCE : cours de sédimentologie BEAUCHAMP, 2002.

La structure est l'organisation du sol. Elle est conditionnée par les colloïdes : argiles, substances humiques hydroxydes. Les argiles favorisent la fragmentation du sol en produisant des fentes de retrait à la dessiccation. Elles peuvent enrober les autres particules et colmater les pores. Elles peuvent fixer des composés organiques par adsorption sur leurs feuillets par l'intermédiaire des oxyhydroxydes d'Al et de Fer qui forment un revêtement pelliculaire. Ces complexes organo-minéraux (ou argilo-humiques) sont agglomérés en agrégats incorporant des filaments mycéliens et des bactéries à polysaccharides. HENIN, 1969,1976;CEDRA, 1993 in AFFEISSA, 2000.

- DESTRUCTION DES AGREGATS PAR ECLATEMENT:

Ce phénomène repose sur les mécanismes de la capillarité. Lorsque l'eau de pluie ou d'irrigation pénètre dans les capillarités du sol, il y a compression de l'air qui s'y trouve, d'où phénomène d'éclatement. La destruction des agrégats est d'autant plus intense qu'ils sont mouillés dans une atmosphère plus comprimée. La stabilité des agrégats se présente par la relation :

$$\text{Stabilité} = \text{cohésion de l'état humide} - \text{pression interne de l'air}$$

Si l'air joue un rôle, on doit obtenir une plus grande stabilité en mouillant les échantillons sous vide qu'en le mouillant sous air. Comme le montre le tableau ci-dessous tableau N° 45

TABLEAU N°45. .Mouillabilité et stabilité des agrégats; HENIN et HUTTER,1964 .

NATURE DE LA TERRE	AGREGATS STABLES ≥0.2mm en %	AGREGATS STABLES ≥0.2mm en %
	MOUILLE SOUS AIR	MOUILLE SOUS VIDES
Limon rouge	18	76
Terre argile calcaire	50	71
Terre sodique	02	09

On constate que dans tous les cas, un accroissement sensible de la stabilité, même pour les terres les plus stables et les moins stables. D'autre part, dans les sols, la plupart des matières organiques sont peut mouillables tant qu'elles ne sont pas sodiques. La présence de la matière organique (traitement aux acides gras tels qu'à l'acide oléique ou à l'huile de lin) engendre des surfaces d'agrégats huilées est donc très peu mouillables.

- RESISTANCE DES MOTTES A L'ACTION DE L'EAU

Le procédé le plus direct décrit par HENIN, 1996; consiste à disposer des mottes de terre sur un tamis à mailles de 1 à 2 mm et à faire tomber des gouttes d'eau sur l'échantillon à l'aide d'une burette placée à une certaine hauteur. On mesure alors le volume ou le nombre de gouttes d'eau nécessaires pour que la motte de terre passe à travers le tamis.

Cette technique semble avoir été imaginée par VILENSKY (1934) qui a mis ainsi en évidence l'accroissement de stabilité des mottes de terre pétries dans certaines conditions d'humidité. Plus récemment, LOW (1954) a appliqué cette méthode pour mettre en évidence l'action d'une prairie temporaire sur la stabilité de la structure comme le montre le TABLEAU 41 suivant:

TABLEAU N°46 Action de type de végétation sur la stabilité structurale.

	Nbre moyen de gouttes permettant la destruction des agrégats de 4 à 5 mm	Agrégats par tamisage après imbibition capillaires	Agrégats par tamisage après immersion direct
Rotation comprenant un herbage de prairie	26,4	67,7	5,4
Rotation comprenant jachère et culture	19,3	64	2,23

Le nombre de gouttes d'eau nécessaire pour détruire les agglomérats met bien en évidence la stabilité plus grande de la terre ayant porté une prairie temporaire en est de même pour l'analyse d'agrégats par immersion directe dans l'eau. Alors que l'humectation préalable atténue largement les différences. Là encore, l'intérêt de cette méthode réside strictement dans une comparaison d'échantillons d'un même matériau soumis à des traitements différents. On peut se demander. En effet, quelle est l'influence de la dimension des mottes. et plus encore comment comparer cette résistance et la taille des particules résultant de la dislocation des mottes.

Or, il y a une grande différence entre recueillir simplement des agrégats de plus petite taille et voir se constituer une suspension dans le liquide de traitement. C'est donc un test complexe auquel, jusqu'à présent, on n'a pas su donner un sens général. EMERSON 1967 a imaginé une série de tests de comportement dont l'efficacité a été établie en partant d'une série d'échantillons d'argile, montmorillonite, illite, kaolinite, saturés par différents cations.

Les fragments de terre sèche sont brutalement immergés dans un excès d'eau. Ils peuvent alors se déliter ou non. Ceux qui se délitent peuvent présenter une dispersion, être peu dispersés ou ne pas se disperser. Les terres fournissant des agglomérats qui ne se dispersent pas sont alors pétries à une humidité égale à la capacité de rétention. Les pâtons agités dans l'eau peuvent également subir une dispersion ou non. Parmi les terres ne se dispersant pas. L'auteur sépare celles qui contiennent des carbonates ou des sulfates de calcium de celles qui n'en contiennent pas. Pour ces dernières, on prépare une suspension à raison d'une partie de terre pour 5 parties d'eau. Après agitation et abandon au repos pendant 5 minutes, les terres sont classées suivant qu'elles flocculent ou ne flocculent pas. L'on obtient le TABLEAU suivant d'après HENIN, 1996.

COMPORTEMENT DES AGGLOMERATIONS IMMERGEES

Délitement			Pas de délitement	
Dispersion (1)	peu de Dispersion (2)	pas de dispersion	gonflement (7)	pas de gonflement (8)
		Terre pétrie en CC Le pàton au contact d'un Excès d'eau		
	Dispersion (3)	pas de dispersion		
		Terre ne Contenant Pas de carbonates Ou de sulfates de Ca	terre contenant Des carbonates ou Sulfate de Ca (4)	
		Dispersion (5)	floculation (6)	

Il faut noter que les comportements sont évalués visuellement. Le classement de 1 à 8 correspond à la sensibilité des terres à l'action de l'eau. La classe 1 étant la moins stable et la classe 8 la plus stable. L'auteur indique que ce procédé a permis de prévoir le comportement des terrains dans certaines conditions, par exemple la stabilité des barrages en terre. Une méthode de même nature, mais moins élaborée, a été imaginée par SEKERA (1943), in HENIN, (1996).

- DESTRUCTION DES AGREGATS PAR GONFLEMENT:

D'après HAINES, 1923; l'abandon d'un échantillon de terre argileuse, pétri à l'état humide, à une lente dessiccation, a permis d'observer une variation de volume égale à la quantité d'eau perdue au début, ensuite cette variation de volume devint inférieure à la quantité d'eau. L'air occupe les volumes des vides dans l'échantillon. A la fin, le sol perd de l'eau sans changer de volume.

On répétant l'expérience, on ré humectant avec précaution de nouveau HAINES constate l'évolution de gonflement après une nouvelle dessiccation lente, qui a permis d'observer une nouvelle suite de variations du volume de l'échantillon du sol.

- RELATION GONFLEMENT-DISPERSION

Selon SCHLOESIN, 1881 in HENIN, (1996); si l'on prend divers échantillons d'une même terre et qu'on fixe des cations échangeables de diverses natures, on constate, après dessiccation puis agitation dans l'eau, que la proportion de particules de petite taille (<20 µ) qui restent en suspension, augmente. C'est ce que montre le tableau N°45

TABLEAU : 47. Corrélacion entre la nature du cation échangeable et le délitement des agglomérats terreux (HENIN, 1996):

Ion fixe par lessivage du sol avec une solution normale de cations	Li	Na	K	Mg	Ca	Cu	Al	Fe ³⁺
Eléments en suspension Inférieurs à 20 µ (en valeur Relative)	100	95	77	75	72	60.5	59	31

Cette série correspond à un gonflement décroissant des agglomérats dans l'eau, les terres ayant fixé Li gonflant beaucoup plus que les terres ayant fixé Fe³⁺. D'une façon générale, les agglomérats deviennent de moins en moins stables en fonction des cations fixés suivant l'ordre : Ba. Ca. Mg. K. Na. C'est une série bien classique en ce qui concerne les propriétés des colloïdes.

D'autre part, CONCARET (1967) in HENIN, (1996) a montré que si, au lieu de mouiller les agrégats par l'eau, on les humecte avec des solutions salines de concentrations croissantes, le gonflement diminue, et le pourcentage d'agrégats recueillis sur le tamis augmente, ce qui serait en accord avec l'hypothèse de la destruction des agglomérats par gonflement. Cependant, si l'on compare maintenant entre elles une série de terres ayant fixé les mêmes cations échangeables, mais renfermant des quantités variables de colloïdes argileux ou humiques, la proportion d'agrégats recueillis sur les tamis a tendance à croître dans le même sens que le gonflement (HENIN et HUTTER 1964).

TABLEAU N°48. Relation indice de gonflement /%d'agrégats stables. D'après HENIN et HUTTER(1964); HENIN, (1996).

Indice de gonflement	4.2	3.5	2.5	1.71	1.52	1.38
Agrégats stables en %	88.8	8.8	77.6	4.7	6.2	1.7

En général, plus la terre a tendance à gonfler et plus elle est stable. Mais si on fait varier les cations échangeables fixés, le phénomène est plus complexe. La terre, qui fixe du sodium devient plus instable, mais en même temps elle devient gonflante. Le gonflement n'est pas la cause de l'instabilité. Certains auteurs attribuent la dégradation de la structure au décollement des parties mouillées à l'extérieur de la motte par rapport aux parties sèches du gonflement ; ce qui est inexacte selon HENIN et HUTTER, (1964).

Quand les phénomènes de gonflement et de retrait se produisent, ils induisent des fissurations. Si les constituants de la structure adhèrent les uns aux autres au moment où le sol se dessèche, il se produit des tensions provoquant la rupture du matériau. Ainsi, la succession de l'humectation et la dessiccation peut réaliser la fissuration fine même de gros éléments structuraux

- DESTRUCTION DES AGREGATS PAR DISPERSION:

En présence de sodium, on a dispersion de l'argile au sens physico-chimique du mot. Les colloïdes ne sont plus floculés dès qu'il y a suffisamment d'eau dans le milieu. Cette dispersion provoque une dislocation des agrégats initiaux, évolution qui conduit à la libération des particules élémentaires plus fines. L'état physique devient très défavorable (les sols salés riches en limon et en argile des plaines du Cheliff) SAIDI, et al 1999 . Le tableau 49: compare le comportement de terres ayant fixé deux types différents de cations :

TABLEAU N° 49. Comportement des terres fixant différents types de cations . (HENIN et HUTTER, (1964).

	% D'AGRÉGATS STABLE AYANT FIXE	% D'AGRÉGATS STABLES AYANT FIXE
NATURE DE LA TERRE	Ca ou H	Na
<i>Horizon profond du sol limono- argileux</i>	33.5	2.5
<i>Sol limoneux riche en M.O</i>	37.5	2.0

L'accumulation des ions Na⁺ donne une structure qui tend à se dégrader au cours de la filtration. Les agrégats renfermant des cations Na⁺ présente le pourcentage d'agrégats le plus faible et donc une structure la moins stable. Au contraire, la présence de Ca⁺⁺ et de matière organique permet à la structure de se maintenir. Le tableau ci-dessus montre que les agrégats renfermant des cations de Ca⁺⁺ présente un pourcentage d'agrégats plus élevé quelque soit le type de sol.

Mais la simple mesure de la vitesse de filtration dans des conditions standard, sur des parcelles, conduit à mettre en évidence différents états physiques du sol. HENIN, 1996.

CONCLUSION:

QUIRK et SCHOFIELD (1955) in HENIN,(1996); ont étudié l'influence de la concentration des solutions salines sur le maintien de la perméabilité d'échantillons de terres ayant fixé des cations de diverses natures. Ils constatent qu'au-dessous d'une certaine concentration, la vitesse de filtration diminue rapidement avec le temps. Ils évaluent des seuils de concentration correspondant aux valeurs suivantes:

2.5. 10 ⁻¹ M	Na Cl
6.6. 10 ⁻² M	KCl
3. 0. 10 ⁻⁴ M	CaCl ₂
1.0. 10 ⁻³ M	MgCl ₂

Ces mesures mettent en évidence l'influence des électrolytes dissous sur le maintien de la structure. Ces données permettent de définir les conditions dans lesquelles on peut lessiver un sol renfermant du Cl⁻ Na⁺ sans risquer sa dispersion ; à mesure que le chlorure de sodium sera entraîné, la structure ne pourra être maintenue que si la solution renferme des ions Ca⁺⁺.

b) TESTS SPECIFIQUES

Pour élaboration des tests spécifiques, on va essayer de mesurer le pourcentage d'agrégats restants après humectation de la terre. Pour essayer de s'approcher des mécanismes les échantillons subiront des prétraitements destinés à révéler l'influence de la mouillabilité et de la résistance à la pression de l'air.

Les résultats des mesures obtenus seront combinés d'une façon standard pour donner un indice d'instabilité **Is**. Cet indice est cependant insuffisant dans de nombreux cas ; on fera alors appel à la vitesse de percolation qui donne l'indice de perméabilité **Ks** et alors, on peut combiner ces deux indices pour obtenir un indice qui cerne au mieux les phénomènes.

4) METHODE EXPERIMENTIALE POUR LE CALCUL DE L'INDICE D'INSTABILITÉ PRETRAITEMENTS DU MATERIAU :

L'expérience montre qu'on supprime presque totalement les processus d'éclatement en mouillant la terre avec l'alcool éthylique. Son action étant insuffisante pour provoquer la destruction des particules, mais en mouillant la terre, il chasse l'air. Ce qui nous permet de se rapprocher de la situation « sous vide ». Ainsi, pour mettre en évidence l'action du phénomène d'éclatement fera le prétraitement à l'alcool que l'on compare au témoin sans prétraitement (prétraitement à l'eau).

L'alcool permet d'obtenir beaucoup d'agrégats stables dans tous les cas autres que celui des terres sodiques

Le benzène est un liquide incapable de se fixer sur les particules minérales si la terre ne renfermant pas des matières organiques et sera violemment fractionnée par l'eau, par contre les matières organiques le fixent et deviennent moins mouillables. Ce qui donne après traitement du benzène plus d'agrégats stables qu'après traitement à l'alcool.

La terre sodique humifère donne beaucoup plus d'agrégats stables au benzène, car il le protège de la dispersion qui se produit à l'alcool. C'est l'aptitude de la terre à maintenir son état d'agrégation lors d'une agression par l'eau. Le principe est d'évaluer la stabilité intrinsèque des horizons testés séparément de leur état structural.

Comme il est convenu, l'utilisation de la méthode d'évaluation repose sur la mise en œuvre d'une série de tests (HENIN ET MONNIER, 1956.) dont les résultats sont combinés dans un indice unique : $\log_{10} I_s = \log_{10} I_s \cdot 10$.

La technique mise en œuvre est la suivante : la terre séchée à l'air est forcée à la main à travers un tamis de 2mm à mailles carrés . Trois prises d'essai subissent des traitements distincts avant d'être soumises à une action brutale de l'eau :

- * un prétraitement à l'alcool,
- * un prétraitement au benzène,
- * et sans prétraitement (considéré comme témoin).

Les agrégats qui ont résisté sont récupérés après tamisage sous l'eau sur un tamis de 0.2mm : c'est « l'analyse d'agrégats » .Lorsque l'eau entre brutalement dans les pores remplis d'air, certains volumes d'air se trouvent emprisonnés et comprimés. Les agrégats se désagrègent sous l'action de cette pression interne ; le taux d'agrégats stables à l'eau sans prétraitement est noté A_{ge} .

Le prétraitement à l'alcool permet d'éliminer l'air contenu à l'intérieur des agrégats sans occasionner d'éclatement. Le taux d'agrégats stables après prétraitement à l'alcool (A_{ga}) et dont l'eau s'est limité à provoquer la baisse de la cohésion liée à l'état humide.

Le prétraitement au benzène a deux conséquences :

- l'air est remplacé par un liquide incompressible et non miscible à l'eau.
- La fixation du benzène sur des matières organiques hydrophobes augmente ce caractère hydrophobe.

Ce test privé lie le rôle de la mouillabilité des parois des pores par rapport à la désagrégation des agrégats. Le taux d'agrégats stables après prétraitement au benzène (A_{gb}) est un indicateur très sensible quant au rôle protecteur des matières organiques. Pour pouvoir établir les causes d'une instabilité structurale d'une terre donnée, il est toujours intéressant de considérer ces trois valeurs A_{ge} , A_{ga} , A_{gb} .

Comme il a été mentionné antérieurement, la combinaison de ces trois valeurs en une seule a été proposée afin de pouvoir classer les différents sols et de les comparer entre eux.

HENIN et MONNIER (1956); HENIN, 1996; ont retenu l'expression suivante :

$$I_s = \frac{(\text{Particules inférieures à } 20\mu) \text{ max}}{A_{ge} + A_{ga} + A_{gb} - 0.9 \cdot S_g} \cdot 10$$

permet pas une différenciation de leur comportement. Par exemple l'indice 1, ne peut Cet indice permet un classement de terre, mais dans certains cas celui-ci ne rend compte du comportement des terres chaulées, ainsi que le montrent les travaux de (HENIN 1948) .Il fallait alors imaginer un test complémentaire permettant de mettre en évidence l'action des électrolytes présents dans le milieu, et en particulier du carbonate de calcium. Les "particules < 20µm max" sont exprimées en pourcentage, mesurées à l'issue du prétraitement le plus dispersant.

La correction de la moyenne des taux d'agrégats stables par 0.9.SG a pour but de ne conserver au dénominateur que de véritables agrégats. Les auteurs de la méthode variaient les valeurs obtenues entre 0.1 pour la terre humifères calcaires à plus de 100 pour les terres sodiques très instables. HENIN, ROBICHET et JONGERIUS (1955) ont essayé d'évaluer la teneur en particules fines restant en suspension, en fonction de la quantité de terre introduite dans le milieu. Le tableau N°48.....Les tests d'agrégats stables ont permet de donner les résultats représentés sur le tableau N°49

TABLEAU N°: 50. Les classes de stabilité structurale d'après log 10 Is (Henin et al 1969).

Stabilité	Log10 Is	Evolution structurale probable
Très stable	<1	-Aucune manifestation désagrégation -Effet durable de sous soulages et labours profonds réalisées en conditions sèches.
Stable	1.0- 1.3	-Battance peu probable et peu intense -Prise en masse hivernale rare -Sensibilité à l'érosion faible même sur pentes fortes
Stabilité médiocre	1.3- 1.7	-Battance fréquente et accentuée en condition pluvieuse -Prise en masse lors d'excédent hydrique prolongé -Erosion en rigole sur pentes fortes (<3%)
Instable	1.7 -2.0	-Battance et prise en masse fréquentes en conditions climatiques normales -Erosion fréquente sur pente moyenne.
Très instable	>2	-Battance et prise de masse généralisée -Imperméabilité totale en fin d'hiver -Erosion sur pentes très faibles

TABLEAU N°:51; RESULTATS TESTS SPECIFIQUES DES AGREGATS STABLES SELON LES PRETRAITEMENTS ; HORIZONS DES PROFIL I ET II

HORIZONS	PIH1	PIH2	PIH3	PIIH1	PIIH2	PIIH3
Is	3.20	3.10	2.60	1.25	1.28	3.36

CONCLUSION

La stabilité de la structure semble être une caractéristique essentielle de l'état physique des sols. Dans les horizons cultivés, elle est en fonction de la quantité et de la forme de la matière organique présente. Elle est liée à l'activité biologique du sol. Elle est fonction des différents cations fixés sur le complexe absorbant (Ca-Na). La mise en place d'une culture entraîne une baisse de stabilité si elle ne s'accompagne pas de restitution de la matière organique.

Les sols instables sont en général asphyxiants en période humide. Les sols dont le complexe d'absorption est riche sodium (Na⁺), ont une très mauvaise stabilité de structures.

Ainsi, l'indice d'instabilité Is traduit plus ou moins une grande sensibilité des sols à l'action de l'eau. Cet indice augmente lorsque la stabilité de la structure diminue, peut varier entre des valeurs proches de 0 pour les sols très stables (0-0.5) pour les horizons superficiels des sols riches en M.O, et des valeurs supérieures à 5 voir > à 10, pour les sols à très mauvaise stabilité (sols à alcali). On peut combiner l'indice d'instabilité structurale de HENIN avec diverses caractéristiques physiques du sol (vitesse d'infiltration, teneur en eau utile, (RU du sol), limites d'ATTERBERG).

4) RELATION ENTRE LES LIMITES D'ATTERBERG ET LA STABILITE DU SOL:

La stabilité de la structure du sol évaluée par le test de HENIN et al, 1958; tient compte de différentes composantes sur la résistance à la désagrégation. La plus importante est la cohésion du matériau. L'éclatement des agrégats terreux sous l'influence de l'eau est représenté par la relation de (YODER in REMY, 1967)

$$S = C - 2T_1 \cos \alpha / r$$

- S: la stabilité du sol
- C: la cohésion à saturation d'eau
- T: la tension superficielle du liquide
- r: le rayon de capillaires

Sur le plan cohésion et consistance, pour les sols forestiers, on observe des stabilités de structure assez importantes. L'indice d'instabilité I_s est supérieur à taux d'argile et de matière organique égal, à celui des sols cultivés.

La notion de complémentarité entre l'argile et la matière organique revêt une très grande importance PERIGAUD, (1964); BAVER et al, 1932 in HENIN, 1996; COMBEAU, 1964. Un sol possédant 20% d'argile et 1,8% de matière organique aurait la même stabilité structurale qu'un sol contenant 15% d'argile et 2,5% de matière organique. Ainsi le pourcentage de la matière organique à entretenir dans un sol serait d'autant plus élevé qu'il contient moins d'argiles DERDOUR et AGERS,(1992).

L'indice d'instabilité de la structure est en relation avec les limites d'ATTERBERG. (REMY, 1971).

Il existe une complémentarité d'action de l'argile et de la matière organique, mais l'activité biologique tend à s'opposer à cette complémentarité. En sol cultivé, les techniques d'entretien organique ont pour but de remettre la possibilité de cette complémentarité.

L'agriculteur a l'habitude de répartir des apports de matière organique quelque soit la nature des terres. La politique de l'agriculture devrait être orientée par les considérations suivantes:

Selon REMY, 1971; l'expérience indique que des bonnes conditions culturales sont obtenus pour une certaine stabilité structurale du sol.

L'exemple, selon REMY, 1971; pour une stabilité de 1,2 la teneur en argile donnée est de 13% qui correspond à une teneur en matière organique de 2,5%. Pour un sol plus lourd, 25% d'argile correspond à un taux de matière organique théoriquement de 1%.

Par ses travaux de recherche, REMY, 1971; a pu montrer qu'il est possible de caractériser un travail du sol d'une manière indépendante du type de sol. Chaque type d'outil pourrait présenter un type de "diagramme de rendement " en fonction de la cohésion; sauf que cette propriété n'est valable que pour un sol cohérent. HEBERT, 1957; KUIPERS, 1957 in REMY, 1971.

Les limites d'ATTERBERG permettent donc souvent en l'absence des données précises d'aborder les problèmes de travail du sol avec objectivité. En matière d'expérimentation sur le travail du sol, il conviendrait de connaître au moins les limites de liquidité et l'humidité à chaque intervention testé pour expliquer les différences de rendement obtenu.

REMARQUE:

Selon REMY, 1971, les facteurs de variation des limites d'ATTERBERG à montrer que les résultats obtenus sur des matériaux dépourvus de matière organique, ne s'accordent pas avec ceux de COMBEAU, 1964, en étudiant les coefficients de régression pour la variable (argile + limon) est inférieur à celui trouvé par REMY, 1971 pour l'argile seule. Les limons, comme il a été démontré par REMY, ont une action ou nulle ou opposée à celle de l'argile.

6) INFLUENCE DE LA MATIERE ORGANIQUE EN RELATION AVEC LA TEXTURE SUR LES LIMITES D'ATTERBERG:

- La matière organique augmente la limite de liquidité: l'accroissement des limites de liquidité pour 1% de M.O est de plus en plus faible au fur et à mesure que le pourcentage de la matière organique augmente au point de ne plus modifier cette limite dans les sols très argileux ou très calcaires.
- La matière organique semble réduire légèrement les propriétés physiques de l'argile; la plasticité spécifique de l'argile $IP/A \times 100$ diminue lorsque le pourcentage de l'argile augmente.

IV.6- ETUDE DE LA PERMEABILITE DES SOLS

1-TEST DE PERCOLATION

Les tests précédents permettant de calculer l'indice d'instabilité sont généralement incapables de faire apparaître analytiquement les différences de comportement d'un sol, bien que sur le champ ses différences soient évidentes. HENIN, 1948. Il existe des tests permettant de mettre cet effet en évidence notamment le test d'auto floculation en milieu concentré et les mesures de la vitesse de percolation (vitesse de filtration de l'eau saturante). C'est cette seconde méthode qui est à choisir car la méthode citée précédemment avait déjà été employée par HENIN et TURC (1949). Par FRIPIAT et D'HOORE (1948) avec certaines modifications. Elle présente deux inconvénients majeurs:

- les résultats sont très dépendants de la date de prélèvement. le même échantillon donnant soit une forte augmentation de concentration pour le tube d'essai. Soit une baisse. suivant que l'échantillon a été prélevé en période humide ou sèche.
- d'autre part on voit mal comment exprimer par une valeur unique le comportement de la terre.

Cette technique a donc été abandonnée et remplacée par une mesure de la vitesse de filtration. On part de 50 gr de l'échantillon déjà préparé pour l'analyse des agrégats et on le verse dans un tube de **32** mm de diamètre et 160 mm de hauteur.

On dispose au fond du tube une toile surmontée d'une colonne de 20 mm de graviers de **3** à 4 mm.

Le tube est placé dans un béccher et on ajoute de l'eau de manière que le niveau dépasse d'environ 20 mm celui des graviers. On verse alors **10** gr de la pesée de 50gr, lentement, de manière que les particules tombent au milieu du tube dans un excès d'eau. On fait alors remonter le plan d'eau en ajoutant une quantité suffisante d'eau. La surface de la terre est égalisée par une rotation rapide du tube et on ajoute à nouveau **10** gr de terre. Il ne faut jamais que la terre ajoutée dépasse le niveau du plan d'eau. Ainsi les particules se désagrègent au contact du liquide et le volume qu'elles occupent dépend des propriétés du matériau, ce qui n'est pas le cas quand on procède au remplissage à sec. On continue l'opération jusqu'à utilisation des 50 gr. Le tube est alors placé sur un support. On établit un plan d'eau ; 5 minutes après le début de la filtration, on rejette le liquide recueilli puis on continue pendant 1 heure. On calcule alors K par la formule:

$$K = Q.l / H.S.$$

l = la hauteur en cm de la colonne de terre (non compris les 20 mm de graviers),

Q = volume en cm³ recueilli au cours de la première heure de percolation.

H = hauteur de la colonne d'eau (entre la toile filtrante - limite inférieure de la colonne d'eau - et la surface de l'eau),

S = section intérieure du tube en cm²,

K = s'exprime donc en cm/h.

Cette technique, contrairement à la précédente, permet bien de faire ressortir l'action du chaulage et des sels présents dans le milieu. Elle n'a qu'une limite: certaines terres riches en argiles peu mouillables n'ont pas atteint leur gonflement limite au cours des opérations. Pour tenir compte de ce fait. la filtration est poursuivie pendant une nouvelle heure. Si la baisse de vitesse de filtration dépasse de 50 % celle observée pendant la première heure, on continue jusqu'à ce que cette variation soit inférieure à cette grandeur et on prend ce dernier chiffre comme caractéristique de la stabilité de la structure. HENIN, 1996,1997. Il s'agit d'associer $1s$ et K . Ces deux valeurs doivent varier en sens inverse. C'est ce que montrent les résultats. Comme l'allure des courbes tracées est hyperbolique, on porte sur un graphique $\log(10 \times K)$ en ordonnée et $\log(10 \times 1s)$ en abscisse. On obtient alors une droite autour de laquelle se regroupent les points expérimentaux. Ainsi cette relation justifie le sens des deux tests, qui expriment bien la même réalité. ainsi que le montre la corrélation. Elle en justifie également l'emploi. En effet quand on examine les caractéristiques des matériaux fournissant les résultats, expérimentaux, on s'aperçoit que systématiquement les points correspondant aux terres riches en minéraux (sulfates, carbonates) se

situent au-dessus de la droite, c'est-à-dire qu'ils sont en moyenne plus perméables que ne l'indique leur stabilité, alors que les terres riches en matière organique se situent au-dessous, c'est-à-dire, sont moins perméables que ne l'indique leur stabilité. HENIN et FEODOROFT, 1958;GRAS, 1961; SEBILOTTE, 1968;MONNIER, non publié in HENIN, 1996. En conclusion. si la corrélation existant entre l'indice **1s** et l'indice **K** montre bien que l'on met en œuvre une même propriété des matériaux, les écarts conduisent à mettre en évidence l'action d'un facteur particulier. De ce point de vue. il semble **y** avoir des complémentarité entre les divers processus physicochimiques qui interviennent pour assurer la stabilité ou la dégradation de la structure.

2- RELATION ENTRE POROSITE –PERMEABILITE- VOLUMES DES VIDES

2-1: L'EAU DANS LE SOL:

L'eau de pluie qui atteint le sol ruisselle, s'infiltré et ré humecte le sol. Les racines absorbent cette eau que les feuilles évaporent par transpiration. Une fraction réduite finalement gagne la profondeur et atteint la nappe. Un profil habituel de la quantité d'eau contenu dans une coupe du sol et du sous-sol montre une augmentation de la teneur en eau avec la profondeur. La teneur en eau est fonction de la porosité et de la perméabilité du sol. Le volume maximal d'eau qu'un sol peut retenir est la "*capacité au champ*" ou capacité de rétention du sol qui dépend essentiellement de la granulométrie du sol. Près de la surface, le sol n'est pas saturé, les espaces vides contiennent de l'eau et de l'air; l'eau est soumise aux forces de gravité et de capillarité. A partir d'une certain profondeur, la teneur en eau n'augmente plus: le sol est saturé, tous les pores du sol sont remplis d'eau: cette zone saturée forme une nappe; les forces de gravité sont prédominantes. L'eau du sol ne représente que 0,064% de l'eau douce totale BEAUCHAMP,2002; son rôle est cependant essentiel puisque c'est l'eau qu'utilisent les racines des plantes.

- EAU GRAVITAIRE ET EAU DE RETENTION:

L'eau gravitaire est la fraction de l'eau souterraine soumise à la seule force de gravité. C'est elle qui circule dans un aquifère et alimente les exutoires. On peut l'extraire d'un échantillon de roche par égouttage. Son volume dépend de la granulométrie de l'échantillon: il est le plus grand pour des grains grossiers (il y a 3 fois plus d'eau gravitaire dans un gravier que dans un sable fin), BEAUCHAMP, 2002,2005. L'eau de rétention est la fraction de l'eau maintenue dans les vides et la surface des grains par des forces supérieures à celle de la gravité. Elle n'est pas mobilisable. Les forces d'attraction moléculaires, consécutives de la polarité de la molécule d'eau, peuvent atteindre 200 000 fois celle de la gravité BEAUCHAMP, 2005. On distingue l'eau adsorbée et l'eau pelliculaire.

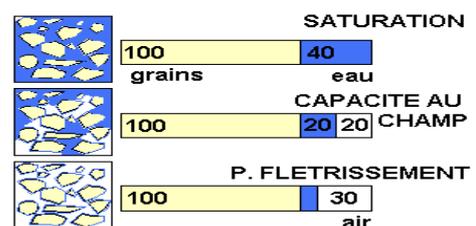
- ETAT DE L'EAU DANS LE SOL:

Figure N°:27 L'état de l'eau dans le sol:

saturation l'eau s'écoule

capacité de champ: le maximum d'eau est retenu sur le terrain

point de flétrissement: les racines ne peuvent plus vaincre les forces de rétention de l'eau.



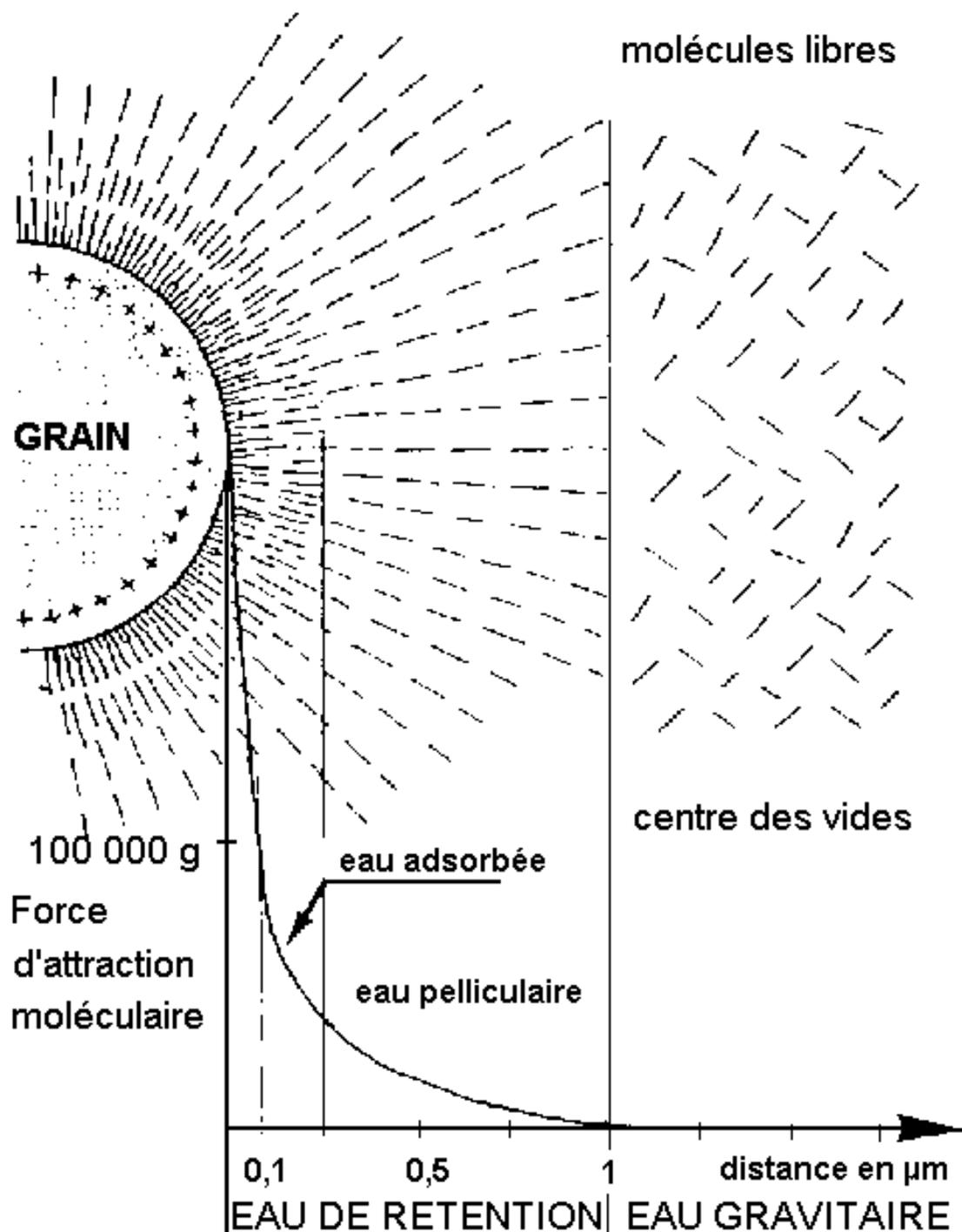


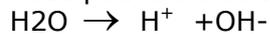
Figure : N°28 . différents types d'eau au voisinage d'un grain solide (POLUBRINA-KOCHINAK in CASTANI) BEAUCHAMP, 2002.

L'eau adsorbée forme une mince pellicule autour des grains, d'une épaisseur de l'ordre du dixième de micron. Sa quantité augmente en fonction inverse de la granulométrie:

- sables grossiers: 2-5%
- sables fins: 10-15%
- argiles: 40-50%

L'eau pelliculaire est une couche d'environ 1 micron d'épaisseur qui tapisse les cavités délimitées par les grains. Elle est moins fortement liée.

2.2) LES DIFFERENTES FORMES DE L'EAU DANS LE SOL : En réalité, un sol n'est pas un solide monolithique, mais composé par assemblage des grains laissant entre eux des vides appelés vides interstitiels. Ces vides sont remplis d'air ou vapeur d'eau. Le sol contient de l'eau qui peut être retenue de trois manières différentes on parle alors de trois sortes d'eau contenue : L'eau solide, l'eau visqueuse, et l'eau libre. Les grains constitutifs d'un sol sont chargés électriquement de charge négative en surface ; les molécules d'eau interstitielles sont également chargées. Alors que l'équation chimique de l'eau peut s'écrire :



Par conséquent, il y a attraction des grains de sol (-) et des cations H^+ . Les molécules ionisées dans le sol se rassemblent autour des grains du sol par attraction forte, elles se trouvent très serrées les unes contre les autres et tapissent les grains élémentaires par suite de fortes liaisons existant entre elles et les grains très solidement fixées. On appelle cette eau « eau solide » appelé encore « eau absorbée ».

Par opposition, on appelle « eau libre » celle qui peut circuler et s'écouler normalement entre les vides interstitiels se trouvant à grandes distances des grains de sol. Entre ces deux eaux, se trouve une eau intermédiaire appelée « eau visqueuse ». Comme on définit le pouvoir d'absorption des grains de sol qui est fonction de leur épaisseur : plus les grains sont fins et plus ils ont un pouvoir d'absorption et pourront retenir l'eau. Les argiles fines composées de grains extrêmement fins (Quelques microns), ont un très grand pouvoir d'absorption et peuvent fixer une très grande quantité d'eau qui facilite le frottement entre les grains et celle-ci et fait gonfler le terrain.

2.3) MONVEMENT DE L'EAU DANS LE SOL

Il faut distinguer l'écoulement de l'eau dans une grande masse de terrain et l'écoulement de l'eau dans un petit volume du même terrain. Ils sont d'ailleurs liés, le premier se rattache à la géologie, le second à la mécanique du sol. L'eau de pluie s'écoule à la surface du sol et suit la ligne de pente du terrain. Elle possède un pouvoir d'érosion. Le reste de l'eau dans le sol plus ou moins perméable et y chemine jusqu'à la nappe. Donc, le mouvement de l'eau des nappes s'effectue grâce à la perméabilité de certaines couches de terrain.

3°) PERMEABILITE DES SOLS

Dans une masse de terre ou de sol, l'écoulement laminaire de l'eau est donné par la formule :

$$v = K \cdot i.$$

où (v) est la vitesse de l'écoulement, (K) le coefficient de perméabilité et (i) le gradient hydraulique (perte en charge/distance mesurée suivant le sens de l'écoulement). C'est en 1856 que cette formule a été indiquée pour la première fois par DARCY qui lui a donné son nom. Elle a été établie à la suite d'essais sur du sable fin. L'objet des essais de perméabilité est d'obtenir i et v , ce qui permet de calculer K . La valeur du coefficient de perméabilité K caractérise un terrain car elle dépend de tous les éléments constitutifs ce terrain (porosité, dimension des grains, structure compacité) pris dans des conditions données (température, viscosité et poids spécifique du liquide)

- *Principe de l'essai :*

un sol est placé dans un moule cylindrique et soumis à une charge hydraulique. On mesure le temps d'écoulement d'une certaine quantité d'eau qui traverse l'échantillon placé dans ce moule. Cet échantillon sableux ou argileux, soit intact, soit remanié, a été préalablement saturé, tous les vides du sol étant remplis par de l'eau au moyen d'un système piège à eau trompe à vide.

Deux méthodes peuvent être employées pour mesurer K : la méthode à charge variable où l'on fait varier la hauteur de la colonne d'eau, c'est-à-dire la charge hydraulique, en notant le temps écoulé entre les deux niveaux, ou la méthode à charge constante, où l'on recueille l'eau sortant du perméamètre dans une éprouvette graduée en notant le temps nécessaire à l'écoulement d'un volume déterminé. En appliquant alors la loi de DARCY, on en déduit le coefficient de perméabilité cherché.

- *Intérêt :*

Connaître la perméabilité, grâce à cette méthode que les ingénieurs emploient malgré son imprécision (notamment dans le cas de terrain de composition hétérogène) est d'un très grand intérêt pour les géomorphologues étudiant un versant. Le coefficient de perméabilité est très variable d'un sol à l'autre : un sable peut être plusieurs millions de fois plus perméable qu'une argile, La mesure de la perméabilité permet de passer du qualitatif au quantitatif et de disposer, pour comparer deux formations, de coefficients précis qui se substituent à des notations subjectives. Elle permet aussi de calculer quelle intensité d'averse est nécessaire pour provoquer le ruissellement. L'application de cette notion à l'hydrologie aiderait à rendre cette dernière plus précise et plus concrète. En matière de géomorphologie, la perméabilité détermine la quantité d'eau qui s'infiltré dans une couche et qui peut ensuite lui faire franchir la limite de liquidité ou de plasticité. Par exemple, une argile qui est sujette au ravinement offre, un coefficient de liquidité assez médiocre. Si elle ne soliflue pas, c'est qu'elle est très peu perméable et que la quantité d'eau nécessaire pour lui faire franchir la limite de liquidité n'est pratiquement jamais atteinte, faute d'une perméabilité suffisante. Ainsi, grâce aux essais de perméabilité et aux valeurs numériques qu'ils fournissent, il est possible de préciser la loi de l'antinomie entre le ruissellement et la solifluxion. AVENARD et TRICART, 1960.

Dire qu'un matériau est perméable, c'est dire qu'il contient des vides contenus à travers lesquels l'eau peut s'écouler et traverse le matériau ; cette eau, c'est l'eau libre et l'eau visqueuse. L'eau solide étant attachée aux grains du sol par des liaisons trop fortes ; Elle est entraînée par l'écoulement qui se fait à faible vitesse.

D'autre part il faut partir du principe que tous les matériaux sont perméables à des degrés divers. Dans l'argile, l'eau passe très lentement et s'évapore entièrement à la sortie ; c'est pourquoi une argile peut être mouillée d'un côté et parfaitement sèche de l'autre, qui sert d'exutoire. On peut définir le coefficient de perméabilité des terrains ; quant il est faible, le cas pour les argiles, il qualifie ce matériau d'imperméable.

- LA LOI DE DARCY : Loi de Darcy (écoulement vertical)

L'étude du déplacement de l'eau dans un milieu poreux est défini par un coefficient de perméabilité K , mesuré en m/s. La quantité d'eau transitant dans ce milieu est proportionnelle à la section totale traversée S , au coefficient de perméabilité K du milieu et à la charge hydraulique h et inversement proportionnelle à la longueur l du milieu traversé:

$Q(m^3/s) = K(m/s).S(m^2).h/l$; h/L perte de charge par unité de longueur, appelée encore , gradient hydraulique i : $Q = K. S. i$, La vitesse de filtration V est égale au rapport de la quantité d'eau passant en une seconde sur la surface S . C'est également le produit du coefficient de perméabilité par le gradient hydraulique:

$$V(m/s) = Q/S = K.h/l$$

La perméabilité est l'aptitude d'un réservoir à se laisser traverser par l'eau sous l'effet d'un gradient hydraulique" (G. CASTANY). Elle est mesurée notamment par le coefficient de perméabilité K défini par la loi de Darcy comme le volume d'eau gravitaire traversant une unité de section perpendiculaire à l'écoulement en 1 seconde sous l'effet d'une unité de gradient hydraulique. En prenant comme unités le m^2 et le m^3 , K est exprimé en m/s Le coefficient de perméabilité dépend à la fois des caractéristiques du réservoir (granulométrie, porosité efficace) et des caractéristique du fluide (viscosité, donc température, et masse volumique). Il est grossièrement proportionnel au carré du diamètre des grains pour une nappe libre. Il varie de 10 m/s à $10^{-11}m/s$. Un matériau est considéré comme imperméable au delà de 10^{-9} m/s.

La transmissivité caractérise la productivité d'un captage. C'est le produit du coefficient de perméabilité K par l'épaisseur de la zone saturée h . $T (m^2/s) = K (m/s) . h(m)$ La diffusivité est le rapport de la transmissivité sur le coefficient d'emmagasinement; elle caractérise la vitesse de réaction d'un sol face à une perturbation .Ainsi, la loi de DARCY permet de déterminer le coefficient de perméabilité d'un sol donné, par la_ mesure de

la vitesse d'écoulement de l'eau. Les mesures de la conductivité hydraulique au laboratoire (méthode USSL, 1954. de perméabilité MC NEIL et al .1964. dispositif de PROUST ,1980.) sur des échantillons remaniés sont fréquents utilisés pour prédire le comportement des sols dans plusieurs travaux d'aménagement. La méthode de MUNTZ adoptée à celle des doubles anneaux, permet l'estimation de la vitesse de l'infiltration sous une charge hydraulique constante STEVE et al.1998.L'expérience effectuée permet de montrer que la vitesse d'écoulement de l'eau dans le sol, V : $V = ki$
 i étant le gradient de pression ou gradient hydraulique

$$i = ip/\omega = h/l \text{ ou } h \text{ « charge hydraulique » ou perte de charge hydraulique}$$

l	« épaisseur du sol »
ω	« poids spécifique de l'eau »
ip	"gradient de pression"

Cette équation de la loi de DARCY qui s'énonce ;
 « la vitesse d'écoulement de l'eau à travers un sol est proportionnelle au gradient hydraulique i et au coefficient k appelé coefficient de perméabilité du sol ». Déterminer k expérimentalement en utilisant des appareils, soit Le perméamètre à charge variable. Soit le perméamètre charge constante appelle le plus souvent colonne de percolation graduée. Le premier est utilisé pour les sols à faible perméabilité comme l'argile, le second pour les sols à grande perméabilité comme les sables.

a) Perméabilité à charge variable

Si on considère le dispositif (voir schémas) peut s'expliquer de la manière suivante : à l'instant initial t_0 on a une certaine hauteur d'eau qui correspond à une charge hydraulique h_0 ; à l'instant t_1 la charge hydraulique n'est plus que h_1 qui correspond au passage par perméabilité d'une certaine quantité d'eau à travers le sol. Si la section du tube gradué contenant l'eau est s , la quantité d'eau écoulée sera

$$dQ = s(h_0 - h_1) = s \cdot dh$$

D'après la loi de DARCY on a : $dQ = k(h/l) \cdot S(t_1 - t_0) = k \cdot h/l \cdot S \cdot dt$
 avec S section de l'éprouvette contenant l'échantillon de sol donc :

$$S \cdot dh = k \cdot S(h/l) dt \text{ ou } dh/h = k \cdot S/l \cdot dt$$

L'intervalle dt étant petit la résolution de l'équation donne :

$$K = 2.3 S \cdot l/S (t_1 - t_0) \log h_0/h_1$$

b) Perméabilité à charge constante

Au moyen d'un perméamètre à charge constante comme le montre le schéma ci-dessous, on s'arrange grâce au système de trop plein afin d'avoir une charge constante h .

On mesure la quantité recueillie à la sortie du système pendant un temps donné, et en déduit k

Comme $V = k \cdot i$ ou $k = V/i$. Si Q est le volume d'eau recueilli en t secondes, S la section de l'éprouvette, on a

$$V = Q/S \cdot t \text{ et } i = h/l \text{ on aura}$$

$$K = Ql/S \cdot h \cdot t \text{ (en cm/h)}$$

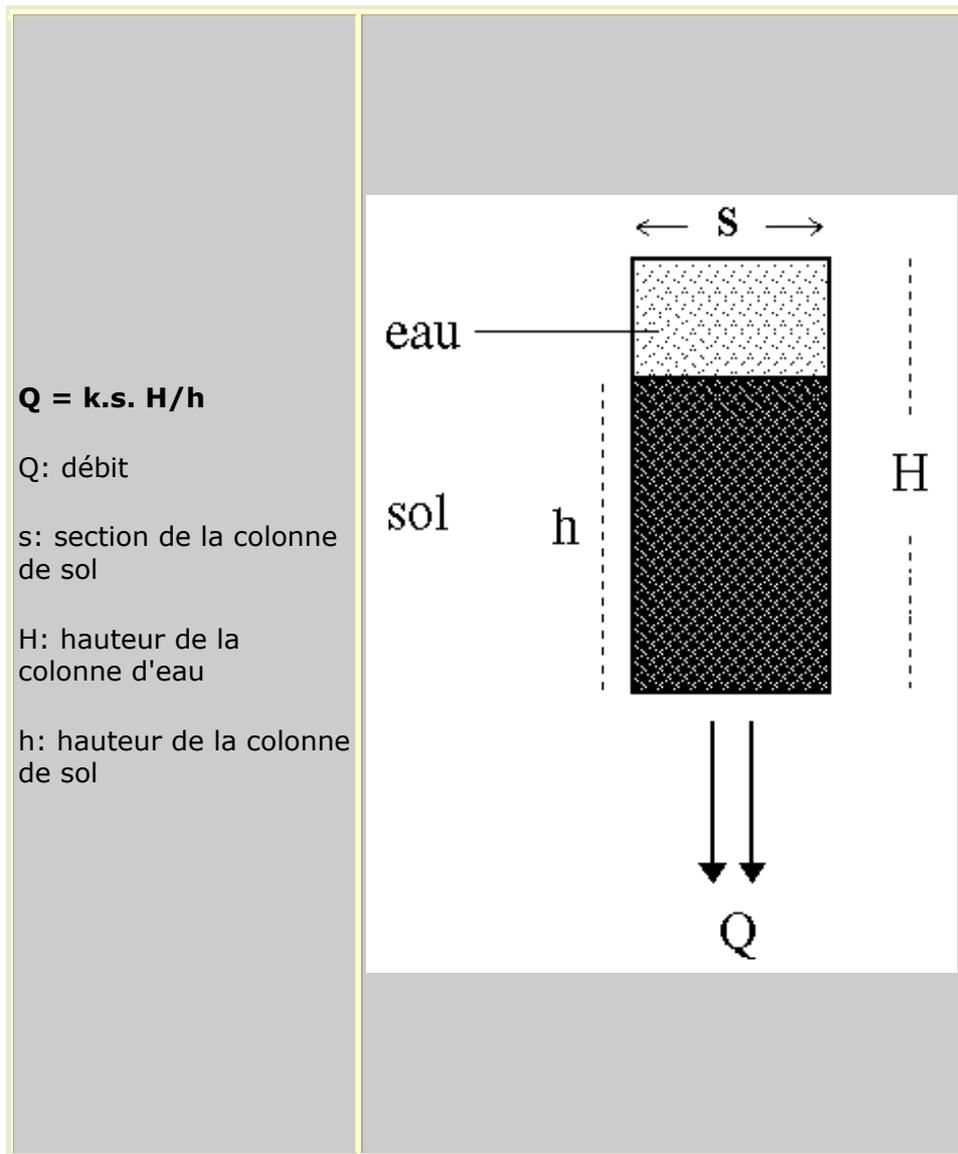


FIGURE N°29 PERMEABILITE K MESURE D'APRÈS LA LOI DE DARCY

b) valeurs usuelles de k

Les valeurs de k varient dans de très grandes proportions suivant les sols. On peut retenir quelques valeurs types :

Graviers :	de 100	à	0.1	cm/s
Sables :	de 0.1	à	10^{-3}	cm/s
Silt, sable argileux :	de 10^{-4}	à	10^{-7}	cm/s
Argiles :	de 10^{-7}	à	10^{-9}	cm/s

In KHACHAI, une échelle de perméabilité a été établie pour l'utilisateur de la méthode à doubles anneaux –MUNTZ

Tableau N° 52; Relation perméabilité -percolation

Degré de perméabilité	Conductivité hydraulique en cm/s
<ul style="list-style-type: none"> • sol peu perméable • sol moyennement perméable • sol très perméable 	<p style="text-align: center;">1 1 à 10 30 à 50</p>

Tableau N° 51; Coefficients de perméabilité des différents horizons des deux sites

HORIZON	PI H1	PIH2	PIH3	PIIH1	PIIH2	PIIH3
COEFFICIENTS DE PERMEABILITE K cm/h	2.1	2.4	3.9	4.02	3.5	2.9

Tableau N°: 53.

RELATIONS POROSITE, PERCOLATION ET ELEMENTS FINS (<20µ)

SUIVANT LA PROFONDEUR DES DEUX PROFILS I ET II

HORIZONS	DENSITE (a)	POROSITE T	INFILTRATION K e (cm /s)	Is
PI H1	1.24	50.59	2.1	3.20
PI H2	1.32	48.23	2.4	3.10
PI H3	1.45	41.76	3.9	2.60
HORIZONS	DENSITE	POROSITE		
PII H1	1.40	46.56	4.02	1.25
PII H2	1.52	41.31	3.50	1.26
PII H3	1.68	38.84	2.9	3.36

CONCLUSION:

La conductivité hydraulique dépend à la fois des caractéristiques du sol et du fluide. Les caractéristiques de sol influençant K sont la géométrie des pores (distribution, tailles, chemins sinueux). Les caractéristiques du fluide, qui affectent la conductivité hydraulique sont la densité et la viscosité. La conductivité hydraulique décroît avec la diminution de la concentration de la solution électrolytique à cause des phénomènes de gonflement et de dispersion qui sont influencés par la nature des cations présents, HILLEL, (1998).

En conséquence les variations de la perméabilité sont en fonction des catégories hydrogéologiques des roches. La perméabilité K caractérise l'écoulement de l'eau dans les roches réservoirs en m/s. Elle caractérise le volume d'eau de gravité s'écoulant pendant l'unité de temps à travers l'unité de section de couche, sous un gradient hydraulique égal à 1 à une température de 20°C.

La perméabilité est en fait un paramètre difficile à cerner. Elle dépend :

- *du diamètre des grains
- *de la porosité
- *de certaines caractéristiques physiques de l'eau : la température, la viscosité, la masse spécifique.

Après la série des essais, en appliquant la technique des tubes de percolation limités à leur partie inférieure par une toile filtrante. Pour éviter le colmatage, la toile est surmontée par un lit de graviers d'une épaisseur d'environ 2 cm. Puis les tubes sont remplis de terre de manière que les grains de terre tombent toujours dans un excès d'eau. Une fois les 50g mis dans le tube, la percolation s'est faite sous une charge constante. On mesure ensuite les volumes d'eau percolés au cours d'une heure de temps. On applique la formule sus-citée, on obtient les résultats qui nous permettent d'opérer un classement des différents horizons

REMARQUE : plus K est élevé plus la terre est stable.

COMPARAISON DES RESULTATS AVEC I_s et K :

Comme il a été dit, l'indice d'instabilité I_s est insuffisant dans de nombreux cas, et après avoir déterminé l'indice de percolation K , on peut les combiner afin d'obtenir l'indice qui cerne le mieux ces phénomènes.

Ces deux mesures de I_s et K permettent de caractériser la terre.

Dans la mesure où les séries de mesures étaient affectées par les mêmes facteurs, on aurait une relation inverse. On combinant sur un même graphique les valeurs K et I_s de différentes terres (horizon différents) on obtient une sorte d'hyperbole ; on écrivant les logarithmes décimaux de K et I_s sur les axes, les points doivent se regrouper autour d'une droite d'équation :

$$3 \log 10K + 2.5 \log 10 I_s - 7.5 = 0$$

On constate que certains points s'écartent sensiblement de la droite, cela tient d'une part au fait que les différents facteurs de stabilité n'agissent pas de la même manière sur les différents tests. La présence d'ion alcalin ou un excès de Ca influencent plus fortement K qu' I_s .

Au contraire les matières organiques modifient beaucoup plus I_s que K .

- L'UTILITE DES TESTS DE STABILITE

Les tests de stabilité structurale et de la percolation sont des moyens pour caractériser les horizons labourés et d'opérer des comparaisons entre différents traitements des horizons. Ce sont des moyens d'évaluer la sensibilité à la dégradation d'un horizon de surface. Ces tests ne sont en réalité, que des compléments à l'étude détaillée du profil cultural faite sur un sol en place. Ils présentent l'avantage d'être réalisables en série et ne nécessitent qu'un minimum de précaution lors du prélèvement. (BLAIZE, 1988.)

CONCLUSION GENERALE : LES SOLS IRRIGUES ET INCULTES

La concentration de calcaire est très importante, voir tous les horizons en surface. On observe en zones compactes les teneurs élevées ; (39% à 45%) en zone irriguée, et de (39% à 43%). Selon CALVET et VILLEMIN de l'IPAS 1986; un sol est considéré comme calcaire partir de 20%° de calcaire total (carbonate de calcium, CaCO_3 et franchement calcaire à plus de 60%°)

la présence est similaire à tous les horizons des deux profils de teneur faibles, peut avoir des influences sur des propriétés physiques du sol.

un sol gypseux peut perdre sa consistance lorsqu'il est exposé à l'eau. L'eau applique une tension sur les pores du sol, ce qui provoque une dégradation de la structure cristalline du gypse et par conséquent une diminution de la résistance. Le gypse a une influence sur la perméabilité du sol: JALAL et al in DJEMILI, (1994).

Les horizons sont plus argileux en profondeur qu'en surface. La teneur de sable fin (SF), dans tous les sols est assez homogène à faible sur l'ensemble des horizons.

Ce sont des sols non caillouteux, tous sont très compacts en profondeur, durs à travailler feuilletés à plus de 30 cm.

Craquelé en surface du à la présence d'une couche blanche de sel et d'un mélange de limon fin. Elle est surtout polyédrique de plus en plus fine et très compacte en profondeur, dans les horizons d'accumulation d'argile, elle est polyédrique plus ou moins en masse. La stabilité structurale est très faible dans les horizons cultivés, puisque la densité apparente est faible en surface et tend à augmenter avec la profondeur.

La capacité de rétention du sol: ou taux d'humidité varie de (36,6% à 45,6%) au niveau horizons du profil I et de (39% à 52,2%) au niveau des horizons du profil II et dépend surtout de la teneur en matière organique d'une part, mais surtout de la porosité et de la perméabilité du sol.

La densité apparente est de 1,24 et 1,40 au niveau des horizons superficiels et de 1,45 à 1,58 au niveau des horizons profonds des deux profils ; zones d'accumulation des argiles. Elle est étroitement liée à la porosité et inversement proportionnelle. Plus la porosité est élevée plus la densité apparente est faible comme le montre les valeurs de ces paramètres.

La perméabilité:

Elle est bonne à moyenne à l'eau du robinet puisque l'eau du robinet est partiellement traitée à l'eau de javel, qu'à l'eau de forage ; il semble qu'elle est très faible et cela est dû à la salinité qui compose l'eau d'irrigation. Elle serait très faible. La perméabilité du sol K est définie par la vitesse d'infiltration de l'eau. Elle est mesurée par la loi de DARCY. On compare les mesures obtenues aux valeurs standardisées : Pour les sols saturés en eau (cas de pluie), K pour les sols sableux est comprise entre 5 - 10 cm/h. Pour les sols limoneux K varie de 2 à 50 cm/h. Dans l'horizon A ; selon le type d'humus, il est de l'ordre de 1 mm/h dans l'horizon B enrichie en argiles. Pour les sols non saturés, K est plus faible, elle peut être égale jusqu'à 0.1 mm/h dans les sols riches en limon.

La capacité d'échange cationique C.E.C : elle augmente avec la profondeur de sol.

La conductivité électrique C.E et Le SAR

Une très grande partie des sols de la plaine sont basiques $\text{p.H} > 8$ et beaucoup fortement salés (C.E > 3 d S). Cette salinité commence de la surface et apparaît en profondeur.

La conductivité électrique est basée sur le principe qu'elle est l'inverse de la résistivité; elle augmente avec la concentration des ions de la solution.

D'autre part les comparés entre-temps par rapport aux résultats obtenus à partir des formules suivantes valable au CE entre 0.1-5 d S/m :

Anions ou cations (méq/l) = $\text{CE} \cdot 10$

Teneur en sels (ppm) = $\text{CE} \cdot 640$

Pression osmotique de la solution (PO) = $0.36 \cdot \text{CE}$

Influence des paramètres pédologiques sur la CE:

D'une manière générale la mesure de la CE est proportionnelle à la conductivité propre du sol et de sa texture, son humidité volumique et sa porosité. Plus la porosité est grande, plus l'effet de l'électrolyte qui remplit les pores du sol est important (JOB, 1981). Ce qui explique que si la fraction de la porosité est petite, la conductivité du sol mesuré peut être très faible. Ce qui implique qu'il faut des mesures de conductivité de sols peu salés à des taux d'humidités de sol plus élevés (JOB et al, 1987).

L'effet de l'humidité:

L'influence de la température: Le changement de la température du sol affecte la mobilité des ions et donc le CE du sol. Le gradient est de 2 à 2,4 par 1°C suivant les électrolytes (ROBINSON et STOKES 1959 in JOB et al, 1987).

LA SALINITE DES SOLS

En tenant compte des résultats obtenus en appliquant d'une part le coefficient climatique $C = ETP/Pa * 10$, et le principe des calculs tenant compte des doses d'irrigation appliquée au sol cultivé ; la salinisation des sols est à la fois un phénomène naturel et un résultat des pratiques d'irrigation mal adaptées. Ainsi la salinité/sodicité diffère en fonction du matériau d'origine du sol, de la topographie, du relief, du climat et de l'exploitation du sol.

La nature calcaire du matériau d'origine de la plupart des sols, les interactions physiographiques et hydrologiques qui se produisent dans le relief et le microrelief du site sont autant d'éléments qui jouent un rôle important dans la salinisation et la sodification des sols.

Les phénomènes et les activités, qui ont participé au développement de cette salinité secondaire sont :

—L'infiltration latérale à partir des canaux d'irrigation qui provoquent l'engorgement des sols et par suite les problèmes de salinité due à l'irrigation avec des eaux de qualité médiocre extraite des forages (ou puits tabulaires).

- Dans l'ensemble, comme il a été remarqué, c'est le climat qui est essentiellement responsable du type et de l'importance de la salinité dans les régions arides et semi-arides.

L'agriculture biosaline constitue peut être et pour l'instant le meilleur choix pour l'utilisation rentable des terres touchées par la salinité parce qu'il s'agit d'une technologie nécessitant peu d'intrants (bon marché) facile à comprendre et à adapter pour les agriculteurs et n'exigeant ni matériel étranger ni ressources techniques.

La distribution de la salinité dans le sol varie dans l'espace et dans le temps.

D'autre part, l'amélioration des sols salés peut être accomplie par le lessivage et l'établissement d'un bon drainage. Le besoin en lessivage et la qualité à apporter peut être déterminé selon les formules suivantes: $LR = CE_i / 5 * (CEC - CE_i)$ et $Q_i = Q_{ET} / 1 - LR$

Dans le cas de l'amélioration des sols sodiques, la profondeur du sol à amender est déterminée par la profondeur racinaire des cultures. Quand cette profondeur est fixée,

LES EAUX D'IRRIGATION

La minéralisation des ressources hydriques des eaux souterraines de la plaine d'EL OUTAYA est considérée avant tout comme un problème universel dans les régions arides et semi-arides.

Voir page annexes : (répartition et analyse physico-chimique des eaux des points d'eaux « forages dispersés » dans la plaine).

Pour le cas de la plaine ; les causes possibles sont probablement les suivantes :

- l'évaporation de l'eau superficielle et de l'eau souterraine peu profonde (température élevée, humidité élevée toute l'année.)
- saumure fossile laissée par des lagunes et des lacs intérieurs anciens (zones se trouvant sur le prolongement du chott EL- HODNA).

- sels fossiles précipités sous forme de si dément d'origine marine à grains fins.
- Sels éoliens se déposants par précipitation et sous forme de retombées sèches.
- Pluies torrentielles après longues périodes de sécheresse, infiltration des sels dissous vers les nappes profondes.

Comme on utilise les eaux d'irrigation à partir de la nappe, il est indispensable de connaître le mouvement des eaux souterraines ainsi que leur vitesse de renouvellement. Le renouvellement des eaux souterraines est tributaire du volume, de l'intensité et de la durée des précipitations ainsi que du relief et de la nature du sol superficiel lesquels ont un effet sur le ruissellement.

. DURAND a montre' que la teneur en sel se stabilise au bout un certain temps à un niveau qui dépend :

- de la concentration de sel dans l'eau d'irrigation
- des doses et fréquences d'irrigation et fréquence utilisées
- du volume d'eau retenu dans le sol par kg de terre sèche

(volume égal à la différence entre la capacité de rétention du sol et son humidité avant l'arrosage,.) Pour un système d'irrigation donné (doses et fréquence) l'équilibre obtenu correspondra à un degré de salinité d'autant plus élevé que la capacité de rétention sera plus importante et les possibilités de drainage plus limitées.

La station AIN BEN NOUI doit jouer le rôle d'avant garde par des séries d'essais sur le terrain et au laboratoire qui normalement existe déjà et non un domaine d'exploitation sans utilisation de techniques appropriés ; et doit continuer dans les stations expérimentales d'amélioration des sols par la recherche à résoudre des problèmes de dessalage et de desodisation, de stabilisation de la structure des sols et de maintenir si des améliorations s'avèrent obtenus par des méthodes économiquement valables ,rapides ,peut coûteuses dans un but de rentabilisation immédiate du périmètre.

La destruction de la structure, l'imperméabilisation des sous sols existantes et si elles continuent à se reproduire à certain niveau de profondeur, elles se feront lentement . La création de ce périmètre irrigué dans la plaine d'EL-OUTAYA (ITDAS) exige le respect de certaines directives qui sont imposées par les conditions du milieu, en particulier les propriétés physico- chimiques et mécaniques du sol.

1) Parmi les travaux d'aménagement les plus classiques qui doivent être effectués en particulier :

- Le drainage : un réseau de drainage est impératif ; actuellement inexistant.
- Le défoncement au roter de tous les sols peu profonds à croûte calcaire .Ce défoncement doit être très profond 50 à 70cm et doit être aussi serré que possible et croisé.
- Le sous soulage doit être travailler le sol en profondeur 70 à 100 cm. Ces travaux doivent être effectués après le défoncement sur sol argileux dur et compact.
- La lutte contre l'érosion externe et interne du périmètre

- LES LIMITES D'ATTERBERG

Elles sont basses pour les échantillons observés de la parcelle non irriguée, plus élevées pour les cas des échantillons de la parcelle irriguée et cultivée. Dans le cas des valeurs basses, cela favorise le déclenchement des processus de solifluxion. Les valeurs comprises entre 36 et 52% pour les limites de liquidité et de 22 à 29 % pour les limites de plasticité, sont les plus fréquentes concernant les roches tendres, en particulier les échantillons à tendance une texture limono-argileuse. Mais les variations des limites sont rapides et dont les valeurs sont très rapprochées (c'est le cas de plusieurs échantillons effectués dans un même milieu ou secteur). Ceci, peut être lié aux

conditions lithologique aussi bien qu'à l'alternance .Actuelle ou limite des horizons voir la différenciation en profondeur des niveaux des horizons.

Quoi qu'il en soit, ces résultats montrent que les limites d'ATTERBERG (Limites de plasticité) en particulier et celles des (limites de liquidité) sont difficilement atteintes pour le cas de la parcelle cultivée surtout le cas de l'horizon en profondeur. Quant à la limite de retrait (LR) elle n'a pas été déterminée ; c'est le cas des argiles, elle est très grande en surfaces (présence des limons et des sables et de l'alternance dessèchement -humectation temporaire), et très faible à négligeable dans les horizons profonds.

La dissiccation crée des structures défavorables; sur une terre peu motteuse sur une bonne épaisseur (sol tassé) , peut survenir un dessèchement violent et intense (vent chaud) un réseau de fentes peut se produire créant l'aspect polygonal . L'air dessèche le sol plus profond en pénétrant les fentes qui s'élargissent. Si la demande de l'eau est brutale les parois des fentes vont se dessécher plus vite que la masse de la terre qu'elles entourent. Il se produit un tassement interne, réduisant la porosité .

Les paramètres de la stabilité structurale à l'horizon supérieur sont meilleurs en zone cultivée qu'on zone non travaillée ou l'influence de la végétation apparaît très marquante. Les deux indices K ET Is se comporte de façon analogue et présentent des variations inverses.

La dégradation de la stabilité structurale sous l'effet de l'eau d'infiltration apparaît plus importante en zone non travaillée. Il faut considérer de façon générale qu'il existe deux série de facteurs responsables de l'évolution des sols cultivés:

- *les facteurs à action rapide voir brutale, directement lié à l'intervention de l'homme au niveau du sol.

- * et des facteurs s'exerçants plus ou moins à long terme, selon les processus d'évolution pédologique induites par l'intervention humaine sur l'ensemble du milieu.

Néanmoins, le travail améliore très nettement la perméabilité du sol, ensuite, la vitesse d'infiltration diminue ; cette dernière s'accroît avec le temps selon la stabilité du sol.

C'est donc l'effet spécifique du travail du sol vis-à-vis de la dégradation de la stabilité du sol qui doit être le mieux cerné.

Tout se passe comme si on détruit l'assemblage naturel du sol , le travail crée un état d'ameublissement qui place les agrégats en situation plus vulnérable: état d'affaiblissement potentiel de la stabilité structurale qui se révélera sous l'effet des pluies ou des eaux d'irrigation. La dégradation peut être très rapide sous l'effet des pluies d'intensité forte.

La stabilité de tels sols, fréquents en zones arides et sahariennes ne peut être acquise que par apport de fumure organique en présence de cultures à enracinement puissant, car l'humus et l'argile exercent une influence sur l'évolution de la structure des sols .La présence des colloïdes en quantités variables et la cohésion limitée des agrégats qui sont obtenus entraînent une fragilité de l'état structural qui se modifie sous l'action des facteurs externes (climat, façons culturales ,à l'action de ces facteurs ,le sol oppose une résistance plus ou moins forte ;et c'est se qui caractérise la stabilité structurale.

BIBLIOGRAPHIE

- ABABSSA F .2001. Contribution à l'étude de la dynamique de la matière organique dans les sols salés de la région de l'OUTAYA BISKRA. Thèse d'ING. Université de BATNA;53 p.
- ADLEN R. 2001/2002. Evolution des qualités des sols des grands périmètres irrigués au Sahara sur le plan mécanique, physique et chimique. Thèse d'ING. Université de BATNA.92p.
- AFFEISSA K.2000. Influence de différentes chaînes de matériels de préparation du sur la qualité de lit de semence dans la région d'EL-KSARW. D'O.M.BOUAGHI. Thèse d'ING. Université de BATNA. 85p.
- ANONYME 1974 .Etude agronomique du sol : évolution et dégradation de la structure du sol. Cours de cultures assolées, ITA. Mostaganem, 98 p.
- ANONYME 1974. Formation géologique de l'Algérie et conséquences actuelles. Cours, ITA. Mostaganem,12 p.
- ARAR A.; DOORENBOS J et THOMAS R.G.1974.Irrigation and drainage in relation to salinity and water logging .Salinity seminar; Baghdad.FAO, 1974.Irrigatioin and drainage, Paper, pp87-106.
- ARMITAGE F.B. 1986. Foresterie irriguée en pays aride et semi aride (synthèse) CRDI, OTTAWA.192 p.
- AUBERT G.1962. La classification des sols :La classification pédologique Française. Symposium sur la classification des sols;1962 ;07 p.
- AUBERT G. 1963. Transformation des sols de la zone aride sous l'influence de l'irrigation .Wasser-wirtschaft in Africa .pp75-82.
- AURIOL J.C.2005.Caractérisation géochimique en laboratoire des matériaux issus de l'assainissement routier en vue de leur valorisation éventuelle. Laboratoire Centrale des Ponts et Chaussées (LCPC).2005. 03 p.
- AVENARD J.M. et TRICARD J. 1964. Techniques de travail et idées de recherche ; Application de la mécanique des sols à l'étude des versants. Laboratoire Géophysique de l'Université de STRASBOURG. Tome XI pp146-156.
- AYERS R.S. et WESTCOT D.W.1988.La qualité de l'eau d'irrigation. Bulletin d'irrigation et drainage. FAO. Rome. 180p.
- BAIZE D.1988. Guide des analyses courantes en pédologie. INRA. Paris.
- BARABAS S .1983 . GEMS/EAU. Surveillance de la qualité de l'eau. UNESCO, SC et SOC N°1 pp115-125.
- BEAUCHAMP J.2002.Mécanique des roches et des sols .Université de Picardie. Jules Verne. France.50p.
- BELAISSAOUI N. 2004. Genèse des sols sous climat subhumide ; cas des sols EL-HADAIEK (Nord est de l'Algérie) thèse de magister. 130p.
- BELOUAR A. BOULFOUL A. SERIDI A. 2004.
Détermination des caractéristiques géotechniques d'une zone potentiellement instable ; cas de BOUSSOUF, CONSTANTINE.SCIENCES et TECHNOLOGIE B N°22, pp114-121.

- BENSAAD, A.1993.Traficabilité des sols en agriculture .Proposition d'un indice de consistance agronomique lié à l'énergie de compactage mis en jeu . Application sur le terrain. ENSA DE MONTPELLIER Thèse DOCTORAT. 80 p.
- BOULAIN J. 1978 Les sols calfersiques.Cah. ORSTOM, série pedologie.volXVI, N°3,1978 pp265-291.
- BOULAIN J.1980. Pédologie appliquée, édition Masson. Paris ,220p.
- BOULAIN J. 1972 Les vertisols des bassins tertiaires méditerranéens et leur érosion. Option méditerranéenne N°28, pp43-47.
- BOULEVAIN F. et DUMONT P. 2005.Lexique de géologie sédimentaire .Université de Liège. Faculté des sciences. Département de géologie. Belgique.
- BOUMAARAF B .2003 . Contribution à l'étude de la répartition spatiale des propriétés physicochimiques et minéralogiques des sols dans la vallée de Oued Right .Thèse de magister. Université de BATNA, 160 p.
- CALVET G.et VILLEMEN P .1980.Interprétation des analysesde la terre, SCPA, PARIS.25 p.
- CAQUOT A.et KERISEL, J.1966. Traité de mécanique des sols .Gauthier VILLARS. 506p.
- CHIKHI N .et HOUARI H. 2004. Caractérisation de formation argileuse ; cas de CONSTANTINE, in sciences et technologie N°28, pp 103-109.
- CHOPART J.L. 1993. Relation entre travail du sol et utilisation de l'eau pluviale et production des cultures annuelles tropicales. CIRAD.CA .Bouaké .COTE d'IVOIRE.
- COMBEAU A. VERDIER J. et OLLAT D. 1965.
Remarques pour les facteurs de variation des limites d'ATTERBERG. Cahier .ORSTOM .série Pédologie, pp29-39.
- DALLEINE E.(1961). Comment tirer d'une charrue de labour de type donné .Article dans « marchand rep .de tract. Et march. Agricoles » sep-oct.1961.
- DELLAL AEK et HALITIM A. 1992. Cahier d'agriculture. Activités microbiologiques en conditions salines ; cas de quelques sols salés de la région de Relizane, Algérie ; pp335-340.
- DEMOLON A.1966. Principe d'agronomie. Dynamique du sol.Edition DUNOD. Paris. 520p.
- DIALEMAN P.J. 1974.Dynamics of salts in the soil water system. Salinity seminar, Baghdad. FAO. Rome 1974.Irrigation and drainage, Paper, 40-49.
- DIALLO DJ.1984.La sécheresse en Afrique. in Forum du DEV. DESI/UNU .Les crises climatiques en Afrique .PNUD /ONU.1984.55p.
- DJEBAILI S. 1984. Steppes Algériennes : phytosociologie et écologie, OPU, Alger.177p.
- DONAHUE R.L.1958. Nature des sols et de croissance végétales .Intercontinental ; Ed .Inc. N.Y.
- DUCHAUFFOUR Ph. 1968. L'évolution des sols : essai sur la dynamique des profils. Edition MASON et Cie .Paris .
- DUCHAUFFOUR Ph.1976. Atlas écologique des sols du monde. Edition Masson.Paris.178p

- DUCHAUFFOUR Ph. 1977. T.1. Pédogenèse et classification. MASSON .PARIS.178 p.
- DUCHAUFFOUR Ph.1965.Précis de pédologie ; Edition Masson; . Paris.481p.
- DURAND J.H. 1973.Utilisation des eaux salins pour l'irrigation. BTI N°276
- EL-AMAMI S.1968.Interaction climatique de deux milieux écologiques. Cas d'un système Oasis désert. Annales de l'INRAT, Vol.41, fasc-6 pp1-14.
- EL-AMAMI S.E .1983. Une nouvelle conception des aménagements hydrauliques en Tunisie. UNESCO, Impact SC et Soc N°1, pp61-68.
- EL GABALY M.M. 1971. Reclamation and management of salt affected soils .in Salinity seminar, Baghdad .FAO .Rome, Italy. Irrigation and drainage. Paper 7, 50-79.
- EL GABALY M.M.1974. Problems of sampling analyzing and mapping of salt affected soils, in salinity seminar Baghdad .FAO, Rome Italie. Irrigation and drainage Paper, 30-38.
- EL KARAOUI F.1977. Principes de base en chimie du sol et sa fertilité.
- FAO, 1966. Première observation de l'évolution des sols du périmètre expérimentale d'Ouled M'Hamed (FAO), irrigation par aspersion.73p.
- EMBERGER L. (1955). Une classification biogéographique des climats. Rech. Trav. Labo. Géo. Bot.et Zool. Fac. Sc. Montpellier. 43p.
- FAO,1971.Salinity seminar, BAGHDAD .Irrigation et drainage, Paper. Ministry of irrigation .IRAK.
- FAO, 1980. Carte provisoire du taux et de l'état actuel de dégradation des sols .FAO/UNEP/UNESCO.1980.
- FAO ,1984. Carte provisoire du risque de dégradation des sols. FAO/UNEP.1984.
- FAO, 1984 .Process us of salinity and alkalinity, FAO. Soil Bulletin31.368 p.
- FAO/PNUE, 1984. Méthode provisoire d'évaluation et de cartographie de la désertification. FAO, Rome.70p.
- FAO/PNUE/UNESCO ,1980 . Méthode provisoire pour l'évaluation de la dégradation des sols. FAO ROME.88p.
- FAROUK M. 1999. Evolution des propriétés mécaniques d` un sol Saharien sous irrigation ; thèse ING;
- FELIAH S. 2001. Changement des propriétés chimiques dans les sols irrigués (Sahara).Thèse, ING.
- FERHANI A .2003.L'effet de l'irrigation sur les changements des caractères physico-mécaniques d'un sol saharien. Cas de la station ITDAS (El-Outaya) Thèse d'ING. 57 p.
- FRAMJI K. 1983. L'irrigation bat les records de consommation d'eau .UNESCO, impact SCIENCE et SOCIETE N°1, pp 51-59.
- GAUSSEN H. 1954. Géographie des plantes. Collection ARMAND COLIN.224 p.

GENDRON. 1999. Mise à jour, fiche de synthèse ATTERBERG.

GRIBI A. et al ; A.N.R.H. Projet PNUD /Alg /021.

Notice explicative de la carte hydrogéologique du HOGGAR et du TASSILI. Ech 1/1000 000 ; 1992.

GUYOT A.2004.Les essais d'identification des sols et des matériaux rocheux (phase terrassement)

- caractères dites de nature (argilosite, granulométrie...)
- caractères dite d'état (E. hydrique E. compactage....)
- caractères dite comportement (normes d'application...)

HACHICHA M. M'HIRI A. BOUKSILA F. et BACHA HAMBIA I. 1996.Variabilité et répartition de l'argile dans le périmètre de KALAAT LANDELOUS (TUNISIE) ; Applications à l'évaluation des risques de salinité. Etude et gestion des sols. 4,1.1997pp 53-66.

HAINES WB. (1923). The volume change associated with variations of water content in soil. "Journal. ef. Agri.sc.1923.N°13.

HALIMI AEK ,1980. L'Atlas Blidien : Climats et étages des végétaux ; OPU Alger.

HALITIM A.1985. Contribution à l'étude des sols des zones arides (hautes plaines steppiques de l'Algérie) Morphologie, distribution et rôles des sels .Thèse. Université de Rennes .384 p.

HALITIM A. 1988. Sols des régions arides. OPU. Alger. 284 p.

HENIN S. GRAS R. MONNIER G.1969. Le profil cultural. Paris .Ed . MASSON.320p.

HENIN S. 1996. Cours de physique du sol. Initiation, documentation Techniques N° 28; Edition ORSTOM, Paris. EDITEST, Belgique. Vol I , 176p.

HENIN S.1997. Cours de physique du sol. Initiation, Documentation Techniques N° 29; Edition ORSTOM, Paris; EDITEST, Belgique. Vol. II, 223p.

HOOGMOED W.1993. Cours,

CH.7 : Caractères physiques du sol.2p.

CH.9 : Labours des encroûtements et des sols susceptibles à la prise en masse. 4 p.

CH.15 : Le travail du sol : Expérimentation et mesure des effets. 3p.

Université agronomie Wageningen. Pays Bas.

JOB JO. LOYER JY. AILOUL M. (1987). Utilisation de la conductivimétrie électromagnétique pour la mesure directe de la salinité des sols .Cah. ORSTOM, Série pedol.VolXXIII, N°2 .pp.123-131

JOB JO.1992. Les sols salés de l'oasis d'EL GUETTAR, SUD TUNISIE. Université de MONTPELLIER. Thèse Doctorat.151p.

JOB J.O. et HACHICHA M. 1992. Notion d'échelle et variabilité spatiale de la salure dans les sols .Le système eau/sol.

KESSIRA M. Conception d'un projet d'irrigation, conseils pratiques pour investir en irrigation (INSID) Alger.17 p.

KHACHAI S .1999 . Contribution à l'étude du comportement hydrophysique des sols de périmètre de l'ITDAS dans la plaine d' EL OUTAYA –BISKRA. Mémoire de Magister. Université de BATNA.

KOVDA .1965.Les eaux d'irrigation salées ; relation entre la quantité des sels dans les eaux naturelles et leur comportement.

LE HOUEROU H.N. CLAUDIN J. POUJET M. 1979.
Etude bioclimatique des steppes Algériennes avec carte bioclimatique au 1/1000 000
Bulletin de la société d'histoire naturelle de l'Afrique du nord, ONRS .pp33-79.

LE HOUEROU H.N.,(1990). Définition et limites bioclimatiques du Sahara Sécheresse-Vol, N°4 pp246-259.

LOYER J.Y ?1991 Salinité des eaux d'irrigation. Problèmes et solutions. Conférence Bari-Italie. ORSTOM.1992.11p.

MTHIEU C.1979 Eaux de MOULOUYA.ORMYAM –MAROC.

MASSOUMI A.M.1975 .Amélioration d'un sol salé à alcali par utilisation des eaux salées.Cahier ORSTOM.SERIE PEDOLOGIE, vol XIII .N°3/4,1975. Pp227-233.

MAZON PH. 2004. I.S.A. B.T.P.
Notion d'adhérence et frottement. Cours de mécanique du sol.

MEDJERAB F. 1999.Evaluation des propriétés mécaniques du sol saharien sous irrigation ; cas de la station INRA. Touggourt. Thèse d'ING. Université de BATNA.

MEKIDECHE D. et al. 1995 .A N R H.
Notice explicative de la carte hydrologique de la région de BECHAR ; 1995.

M'HIRI A. TARHOUNI J. HACHICHA M. LEBDI F.1998.
Approche systémique des risques de salinisation par endoreisation anthropique.
Etude et gestion des sols .5.4 1998.

MODARESSI A.2004. Mécanique et hydraulique avancées des sols .MASTER-MSROE.
Labo. de mécanique des sols structures et matériaux .E.C.Paris. CNRS.

O.I T, 1965. Protocole d'essai des tarières destinées à forer la terre, 1965, GENEVE.

PERIGAUD S.1964Travail du sol et limites d'Atterberg.CR.Academie Agri. T.50.pp57-66.

POIREE et OLLIER CH.1971.Irrigation : les réseaux d'irrigation, théorie, techniques économiques des arrosages. Edition EYROLLES ; Paris.

POUGET M .1980 . Relation sol -végétation dans les steppes sud algériennes .ORSTOM-Paris ,1980.467p.

RAMADE F. 1984.Eléments d'écologie ; écologie fondamentale. Ed. MAC GRAWN-HILL. 1984.397 p.

RAMDANI B. 1998.Description et caractérisation des états des surface s de sol dans une zone steppique .M'doukel. Thèse ING. Université de BATNA

REUNION DESINGENIEURS, 1974.Mécanique des sols,(ECS).Edition EYROLLOS Paris.77p.

ROUAHNA H .2007. Relations entre les nappes et la salinité dans les sols gypseux de la région d'Ain Ben Noui. Biskra. Magister ,Université de Batna.

RUELLAN A.1963. Quelques caractéristiques physiques et chimiques des sols de la plaine de ZEBRA. Leur répercussions sur les possibilités de mise en valeur. C.E.O.N.I, RABAT. MAROC.14p.

RUTTEN P. et VIGNERON J. 1977.L'amélioration des sols : facteurs de développement d'une agriculture intensive de la région du BAS LANGUEDOC. Option Méditerranéenne. N°25, pp 61-63

SAIDI D. DOUAOUI A. LEBISSONNAIS Y. et WALTER C.

Sensibilité de la surface des sols des plaines du Chélif à la dégradation structurale. Etude et gestion des sols .6.1. 1999. pp 15-25.

SALIM S. et TESSIER D. 1998.Evolution des propriétés physiques et physico chimiques des sols salés de la basse vallée de l'Euphrate (SYRIE). Etude et gestion des sols.5.4.1998. pp277-288.

SAMSTAG, T.1984.Irrigation excessive, projet compromis in Forum du Dev /DESI /UNU Les crises climatiques en Afrique. PNUD /ONU/1984.pp 9et 10.

SAUVAGE CH.1962. Le quotient pluviométrique d'Emberger, son utilisation et la représentation géographique et ses variations

SAVORNIN et al. 1937. Bulletin de service de la carte géologique de l'Algérie : Notice explicative des cartes géologiques au 1/500 000 Constantine nord, Constantine – sud.

SELZER P.1946.Le climat d'Algérie .1vol.219pages.Carbonel.Alger.

SERVANT J. 1978. La salinité dans le sol et des eaux. Caractérisation et problèmes d'irrigation, drainage. Bull. BRGM. Section III (2) pp.123-142.

SIGALA F. FIES J.C. et GUENNELON R. 1988. Tests de comportement des sols salés ou non salés vis à vis de l'eau. INRA .Sc. Des sols. Avignon .FR C .I.H.E.A.M. OPTION MED. Pp, 169-181

SPOSITO G., MATTIGAO S.V., 1977.On the chemical foundation of the sodium adsorption ratio. Soil Science Society of American Journal ,Vol N°41.PP323-329.

STABOLCS I. 1980. Traitement des sols attaqués par les sels ; UNESCO, Impact Sc. et Société vol 30 N°4, pp331-335.

TAHTAH S. 2007.Influence du gypse sur les propriétés mécanique des mélanges argile-sable. Thèse Mag. 109 p.

TALBOT CH.et JACKSON M.1987. Les remontées des sels .Pour la science oct. 1987, pp46-57.

THORNTHWAITE CW.1948,An approach to a rational classification of climate .Géog. Rev.N° 38.10.

UNESCO, 1958. Evapotranspiration potentielle et facteurs conditionnels. Actes du colloque de CAMBERRA (climatologie et micro climatologie) ,1958.

UNESCO, 1977. Notice explicative de la carte de répartition mondiale des régions arides .Ech :1/25000 000 .Notes techniques du MAB7.

UNESCO/FAO/OMM,1977. Conférence des Nations Unis sur la désertification : Notice explicative de la Carte mondiale de la désertification .Ech :1/25 000 000

UNESCO, 1977 .Développement des régions arides : obstacles et perspectives .Notes techniques du MAB 6.UNESCO.

UNESCO ,1979. Carte de la répartition mondiale des régions arides .Notes explicatives, notes techniques du MAB 7, UNESCO. Ech ; 1/25000 000

USSL.(1954). Diagnosis and improvement of saline and alkali soils agriculture Handbook.N°60 –Richard ed. US Dep. of Agriculture .Washington.

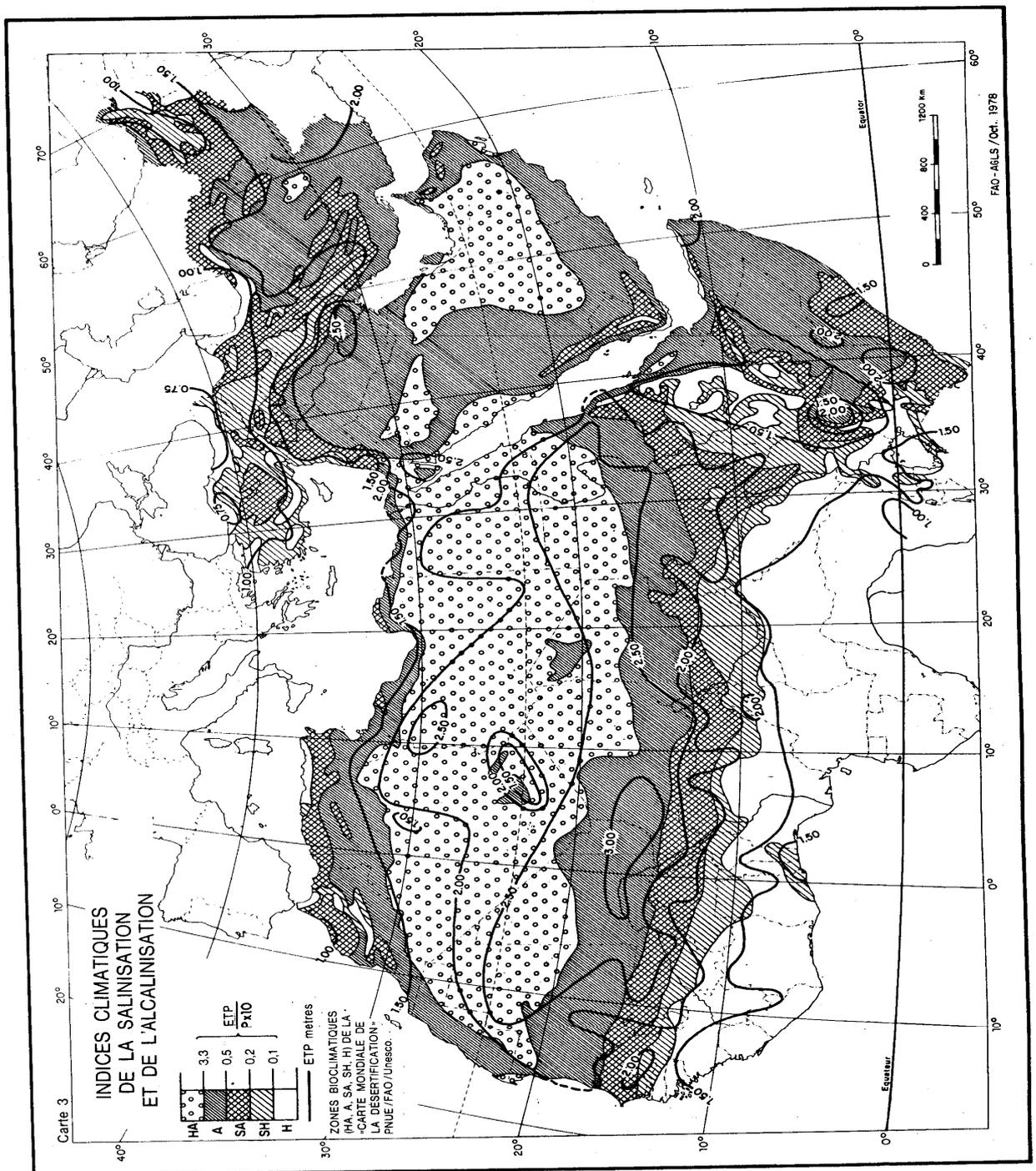
VALLES V,1985. Etude et modélisation des transferts d'eau et de sels dans un sol argileux .Application au calculs des doses d'irrigation .Thèse N°15,INP, Toulouse.145p.

VALLES V; BOURGEE F; GUIRESSE M; 1988, calcul des doses d'irrigation pour les sols salés, application d'une méthode géochimique de calcul à un sol Tunisien .cahier d'ORSTOM, série, pédo, VOLXXIV N°21988.

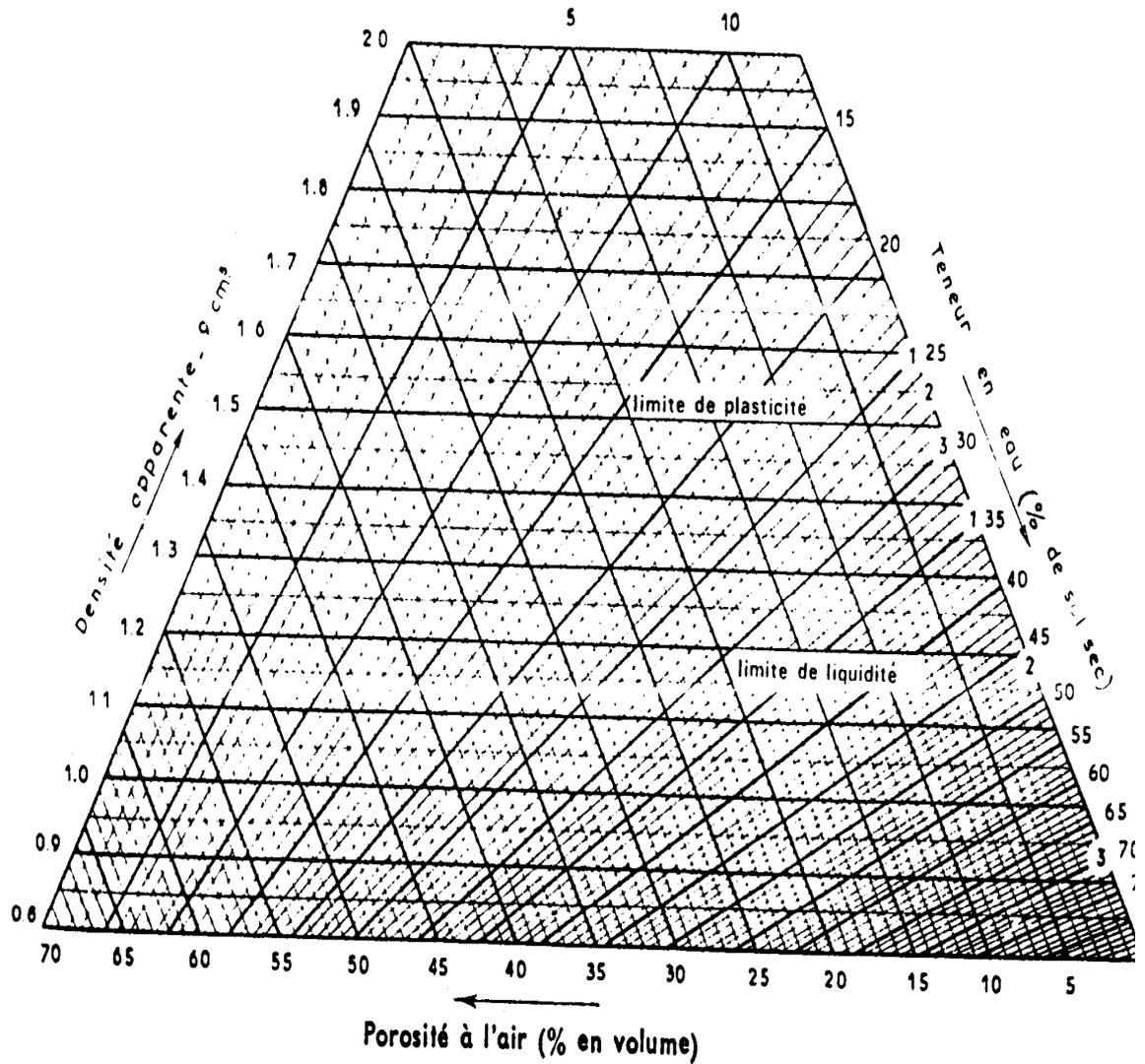
VAN HOORN J.W.1974. Quality of irrigation water, limited of use and prediction of long term affect. Salinity seminar, Baghdad. Irrigation and drainage FAO, Italy, Rome, 1974. pp 118-129.

TABLEAU DES VALEURS D'ETALONNAGE CORRESPONDANT A DIFFERENTES COMBINAISONS
DE CLASSES D'ERODABILITE, DE TEXTURE ET DE PENTE, DANS LA METHODE AU 1/5 000 000e

CLASSE DE SOL	CLASSE TEXTURALE	(Gleysois, Fluvisols)	a (x 0,35)	ab (x 2)	b (x 3,5)	bc/ abc (x 8,0)	c (x 11,0)	COEFFICIENT DU SOL DE TEXTURE ("Valeurs K")
I (x.5)	1 (x.2) 1/2	0,01 0,02	0,03 0,04	0,20 0,25	0,35 0,43	0,80 1,00	1,10 1,35	0,10 0,125
	2 (x.3)	0,02	0,05	0,30	0,52	1,20	1,65	1,15
	2/3 3 (x.1)	0,01 0,01	0,03 0,02	0,20 0,10	0,35 0,17	0,80 0,40	1,10 0,55	0,10 0,05
II (x 1,0)	1 (x.2) 1/2	0,03 0,04	0,07 0,08	0,40 0,50	0,70 0,90	1,60 2,00	2,20 2,75	0,20 0,25
	2 (x.3)	0,04	0,10	0,60	1,05	2,40	3,30	0,30
	2/3 3	0,03 0,01	0,07 0,03	0,40 0,20	0,70 0,35	1,60 0,80	2,20 1,10	0,20 0,10
III (x 2,0)	1 (x.2) 1/2	0,06 0,07	0,14 0,17	0,80 1,00	1,40 1,75	3,20 4,00	4,40 5,50	0,40 0,50
	2 (x.3)	0,09	0,21	1,20	2,10	4,80	6,60	0,60
	2/3 3 (x.1)	0,06 0,03	0,14 0,07	0,80 0,40	1,40 0,70	3,20 1,60	4,40 2,20	0,40 0,20



ANNEXE N°:03 RELATIONS DENSITE APPARENTE-TENEUR EN EAU- POROSITE.
 (d'après REMY 1971)



— Abaque triangulaire. Densité apparente sèche, teneur en eau, porosité à l'air
 (les densités apparentes sont exprimées en g/cm^3)

ANNEXE N° : 04.

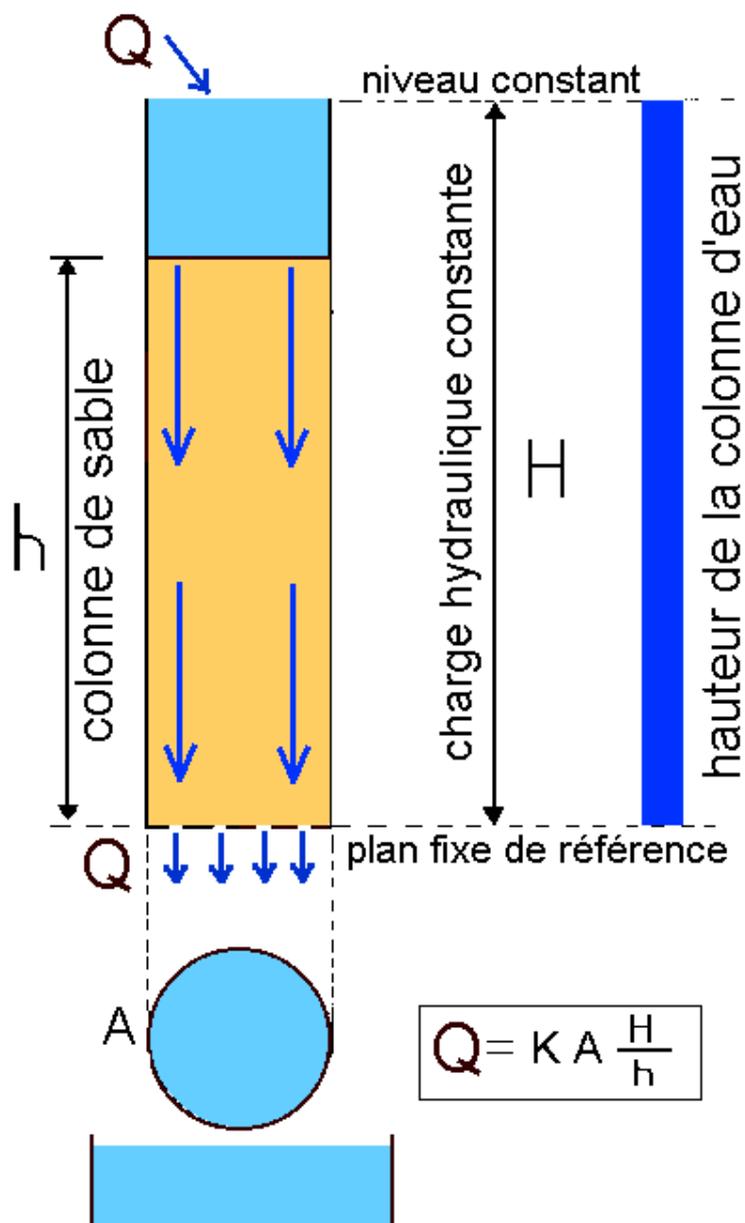
CONCENTRATION DU CALCIUM (C_{ax}) DANS L'EAU DU SOL A PROXIMITE DE LA SURFACE APRES IRRIGATION AVEC UNE EAU DONT ON CONNAIT LE RAPPORT HCO_3/Ca ET LA SALINITE (EC_w)^{1,2,3}

		Salinité de l'eau d'irrigation (EC_w) (dS/m)											
		0,1	0,2	0,3	0,5	0,7	1,0	1,5	2,0	3,0	4,0	6,0	8,0
Rapport HCO_3/Ca	0,05	13,20	13,61	13,92	14,40	14,79	15,26	15,91	16,43	17,28	17,97	19,07	19,94
	0,10	8,31	8,57	8,77	9,07	9,31	9,62	10,02	10,35	10,89	11,32	12,01	12,56
	0,15	6,34	6,54	6,69	6,92	7,11	7,34	7,65	7,90	8,31	8,64	9,17	9,58
	0,20	5,24	5,40	5,52	5,71	5,87	6,06	6,31	6,52	6,86	7,13	7,57	7,91
	0,25	4,51	4,65	4,76	4,92	5,06	5,22	5,44	5,62	5,91	6,15	6,52	6,82
	0,30	4,00	4,12	4,21	4,36	4,48	4,62	4,82	4,98	5,24	5,44	5,77	6,04
	0,35	3,61	3,72	3,80	3,94	4,04	4,17	4,35	4,49	4,72	4,91	5,21	5,45
	0,40	3,30	3,40	3,48	3,60	3,70	3,82	3,98	4,11	4,32	4,49	4,77	4,98
	0,45	3,05	3,14	3,22	3,33	3,42 ^t	3,53	3,68	3,80	4,00	4,15	4,41	4,61
	0,50	2,84	2,93	3,00	3,10	3,19	3,29	3,43	3,54	3,72	3,87	4,11	4,30
	0,75	2,17	2,24	2,29	2,37	2,43	2,51	2,62	2,70	2,84	2,95	3,14	3,28
	1,00	1,79	1,85	1,89	1,96	2,01	2,09	2,16	2,23	2,35	2,44	2,59	2,71
	1,25	1,54	1,59	1,63	1,68	1,73	1,78	1,86	1,92	2,02	2,10	2,23	2,33
	1,50	1,37	1,41	1,44	1,49	1,53	1,58	1,65	1,70	1,79	1,86	1,97	2,07
	1,75	1,23	1,27	1,30	1,35	1,38	1,43	1,49	1,54	1,62	1,68	1,78	1,86
	2,00	1,13	1,16	1,19	1,23	1,26	1,31	1,36	1,40	1,48	1,54	1,63	1,70
	2,25	1,04	1,08	1,10	1,14	1,17	1,21	1,26	1,30	1,37	1,42	1,51	1,58
	2,50	0,97	1,00	1,02	1,06	1,09	1,12	1,17	1,21	1,27	1,32	1,40	1,47
	3,00	0,85	0,89	0,91	0,94	0,96	1,00	1,04	1,07	1,13	1,17	1,24	1,30
	3,50	0,78	0,80	0,82	0,85	0,87	0,90	0,94	0,97	1,02	1,06	1,12	1,17
	4,00	0,71	0,73	0,75	0,78	0,80	0,82	0,86	0,88	0,93	0,97	1,03	1,07
	4,50	0,66	0,68	0,69	0,72	0,74	0,76	0,79	0,82	0,86	0,90	0,95	0,99
	5,00	0,61	0,63	0,65	0,67	0,69	0,71	0,74	0,76	0,80	0,83	0,88	0,93
	7,00	0,49	0,50	0,52	0,53	0,55	0,57	0,59	0,61	0,64	0,67	0,71	0,74
	10,00	0,39	0,40	0,41	0,42	0,43	0,45	0,47	0,48	0,51	0,53	0,56	0,58
	20,00	0,24	0,25	0,26	0,26	0,27	0,28	0,29	0,30	0,32	0,33	0,35	0,37
	30,00	0,18	0,19	0,20	0,20	0,21	0,21	0,22	0,23	0,24	0,25	0,27	0,28

¹ Source : Suarez (1981).

² Hypothèses considérées: le calcul du sol provient de la chaux (CO_2/Ca) et de silicates ; absence de précipitation avec le magnésium, et pression partielle de CO_2 (P_{CO_2}) à proximité de la surface du sol égale à 0.0007 atmosphères.

³ C_{ax} , HCO_3 , Ca sont exprimés en me/l ; EC_w en dS/m.



Q (m^3/s) = $K(\text{m}/\text{s}) \cdot A(\text{m}^2) \cdot h/l$. h/l est la perte de charge par unité de longueur, appelée encore gradient hydraulique i :

$Q = K \cdot A \cdot i$ La vitesse de filtration V est égale au rapport de la quantité d'eau passant en une seconde sur la surface A . C'est également le produit du coefficient de perméabilité par le gradient hydraulique:

$$V (\text{m}/\text{s}) = Q/A = K \cdot h/l$$

ANNEXE N°:06 Directives pour l'interprétation de la qualité d'une eau d'irrigation (FAO).				
Nature du problème	Unité	Restriction pour l'irrigation		
		Aucune	Légère à modérée	Forte
Salinité (influe sur l'eau disponible pour la plante)				
CEi	dS/m	<0.7	0.7-3.0	>3.0
TDS	mg/l	<450	450-2000	>2000
Infiltration (influe sur la vitesse d'infiltration de l'eau dans le sol : utiliser à la fois CEi et SAR)				
SAR = 0-3 et CEi =		>0.7	0.7-0.2	<0.2
SAR = 3-6 et CEi =		>1.2	1.3-0.3	<0.3
SAR = 6-12 et CEi =		>1.9	1.9-0.5	<0.5
SAR = 12-20 et CEi =		>2.9	2.9-1.3	<1.3
SAR = 20-40 et CEi =		>5.0	5.0-2.9	<2.9
Toxicité de certains ions (affectent les cultures sensibles)				
Sodium : Irrigation de surface	SAR	<3	3-9	>9
Irrigation par aspersion	még/l	<3	>3	•
Chlore :				
Irrigation de surface	még/l	<4	4-10	>10
Irrigation par aspersion	még/l	<3	>3	
Bore	mg/l	<0.7	0.7-3.0	>3.0
Éléments traces:				
Effets divers (affecte les cultures sensibles)				
Azote (NO3-N)	mg/l	<5	5-30	>30
Bicarbonate (HCO3) (pour aspersion sur frondaison)	még/l	<1.5	1.5-8.5	>8.5
PH		Zone normale : 6.5-8.4		

La FAO considère les directives pour l'évaluation de la qualité de l'eau d'irrigation représentée par le tableau suivant : D'après la commission des experts de l'université de Californie 1974

ANNEXE N° : 08

TABLEAU DES RESERVES EN EAU SELON LES TEXTURES exprimées en mm d'eau par cm de sol (d'après le service de Cartographie des sols de l' »AISNE)

CLASSE DETEXTURE	% HUMIDITE C.C	% HUMIDITE P.F	% EAU UTILE	DENSITE APPARENTE Da	RESERVE UTILE RU
S	8	3	5	1.35	0.70
SL	12	5	7	1.40	1.00
SA	19	10	9	1.50	1.35
LIS	15	7	8	1.50	1.20
LS	19	9	10	1.45	1.45
LmS	20	9	11	1.45	1.60
LSA	22	11	11	1.50	1.65
LAS	24	12	12	1.45	1.75
LI	17	8	9	1.45	1.30
Lm	23	10	13	1.35	1.75
LA	27	13	14	1.40	1.95
AS	33	22	11	1.55	1.70
A	37	25	12	1.45	1.75
AL	32	19	13	1.40	1.80
Aio sédimentai Altération	29 38	18 25	11 13	1.50 1.30	1.65 1.70