

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE  
MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET LA RECHERCHE  
SCIENTIFIQUE

UNIVERSITE ABOU BEKER BELKAID  
FACULTE DES SCIENCES DE TLEMCED/13

DEPARTEMENT DE BIOLOGIE

**THESE**

POUR OBTENIR LE DIPLOME DE

**DOCTORAT D'ETAT**

« ES SCIENCES »

« ECOPEDOLOGIE »

Par

**Mr. AMRANI SIDI MOHAMMED**

*Contribution à l'étude agrochimique et pédogénétique des zones  
de hautes plaines steppiques de la Wilaya de Tlemcen*

*Année 2001*

**DEVANT LE JURY**

<b>Mr. BOUAZZA</b>	<b>MOHAMMED</b>	Président
<b>Mr. NICOLA</b>	<b>MACHEV</b>	Directeur de recherche
<b>Mr. LETREUCH</b>	<b>BELAROUCI</b>	Co- Directeur de recherche
<b>Mr. BENABADJI</b>	<b>NORE</b>	Examineur
<b>Mr. BENSALAH</b>	<b>MUSTAPHA</b>	Examineur
<b>Mme. KADI</b>	<b>HANIFI</b>	Examinatrice

# AVANT-PROPOS

Ce travail a été effectué sous la direction de Monsieur **MACHEV NICOLA** et de Monsieur **LATREUCH BELAROUSSI**, qu'ils veuillent bien trouver ici mes respectueux remerciements et je tiens à leur exprimer toute ma reconnaissance.

A Monsieur **BOUAZZA Mohamed**, qu'il veuille accepter mes sincères remerciements pour m'avoir honoré en acceptant de présider le Jury de cette thèse.

Je prie Monsieur **BENABADJI Noury**, qui a bien voulu s'intéresser à tous mes travaux, je suis heureux de le remercier vivement et d'avoir bien voulu honorer notre Jury.

Je voudrais aussi remercier chaleureusement Monsieur **BENSALAH Mustapha** Professeur à l'Université de Tlemcen ; sa présence dans ce Jury est pour moi une source de fierté. Je tiens à lui exprimer toute ma reconnaissance.

A Madame **KADI Hanifi**, Maître de conférence à l'université des Sciences et des Technologies Houari Boumediene, qu'elle veuille accepter mes sincères remerciements pour m'avoir honoré en acceptant d'être membre du jury.

Enfin, je remercie tous ceux qui ont contribué de près ou de loin que je ne puisse malheureusement pas tous citer trouvent ici ma profonde gratitude.

# SOMMAIRE

<b>Introduction générale</b>	01
<b>Chapitre 1 - Le milieu steppique</b>	
<b>Ses caractères généraux</b>	
1. Situation géographique	05
2. Cadre climatique	07
2.1 Introduction	07
2.2 La pluviométrie	07
2.3 Les températures	09
2.4 Synthèses climatiques	12
2.5 La période de 1975 – 1985	14
2.6 Influence des facteurs climatiques	16
2.6.1 La neige	16
2.6.2 Les gelées blanches	17
2.6.3 L'érosion éolienne	17
2.6.4 L'érosion hydrique	18
2.6.4.1 Généralités	18
2.6.4.2 L'érosion en rigole	18
2.6.4.3 L'érosion en nappe	19
2.6.4.4 L'érosion en ravine	19
2.6.4.5 Conclusion	19
3. Cadre géologique	20
3.1 Généralités	20
3.2 Données stratigraphiques	22
3.3 Géologie régionale	23
3.4 Étude stratigraphique	26
3.4.1 Les Marno calcaires de Hariga	26
3.4.2 Les calcaires de lato	28
Conclusion	29
4. Caractère géomorphologie	30
4.1 les versants	30
4.2 Les terrasses	31
4.3 Les glacis	31
4.4 Les petites dépressions	32
5. Caractère hydrogéologique	32
5.1 Les nappes phréatiques	32
5.2 Les oueds et les sources	33
6. Cadre pédologique	36
6.1 Les sols peu évolués	36
6.1.1 Les regosols	36
6.1.2 Les lithosols	37
6.2 Les sols calcimagnésiques	37
6.2.1 Les sols calcimagnésiques humifères : rendzines	37
6.2.2 Les sols calcimagnésiques très humifères	38
6.2.3 Les rendzines grises	38

6.3 Les sols isohumiques	39
6.3.1 Les sols de steppe	39
6.3.2 Les sols châtaîns	39
6.3.3 Les sols isohumiques de climat chaud	40
6.4 Les sols brunifiés	40
6.4.1 Les sols bruns clairs	40
6.4.2 Les sols bruns lessivés	40
6.4.3 Les sols lessivés acides	41
6.5 Les sols salsodiques	42
6.5.1 Les sols halomorphes	42
6.5.2 Les sols alcalins lessivés	42
6.5.3 Les sols alcalins dégradés	42
Conclusion	43
7. La production végétale	44
7.1 Les ressources végétales des régions steppiques	46
7.1.1 L'alfa	46
7.1.2 Les cultures fourragères	47
7.1.3 Les espèces spontanées fourragères	48
7.2 Les ressources végétales de la région étudiée	49
7.2.1 La céréaliculture	49
7.2.2 Les ressources alfatières	51
Conclusion	52

## **Chapitre 2 - Matériels et méthodes d'étude**

1. Méthodes d'étude	53
2. Analyse des échantillons non perturbés (état naturel)	53
2.1 Les caractéristiques hydriques	53
2.2 Les caractéristiques des pores	54
2.3 Les caractéristiques de l'air	54
2.4 Les caractéristiques de tassement	54
3. Analyse des échantillons perturbés	54
3.1 Détermination du pourcentage des éléments grossiers	54
3.2 Point de flétrissement	55
3.3 Analyse granulométrique	55
3.4 Poids spécifique réel	56
3.5 Calcaire total	57
3.6 Acidité du sol	57
3.7 La matière organique	57
3.7.1 Dosage du carbone organique	58
3.7.1.1 Principe	58
3.7.1.2 Réactifs	59
3.7.1.3 Mode opératoire	59
3.7.1.4 Calculs	60
3.7.1.5 Interprétation des résultats	60
3.8 Qualité de la matière organique	61
3.8.1 Caractéristique spectrophotométrique de l'humus	61
3.8.1.1 Principe	61

3.8.1.2 Réactifs	62
3.8.1.3 Mode opératoire	62
3.8.1.4 Calculs	63
3.9 Les sels solubles	65
3.9.1 Dosage conductimétrique des sels solubles	65
3.9.1.1 Principe	65
3.9.1.2 Réactifs	65
3.9.1.3 Mode opératoire	65
3.9.1.4 Calculs	65
3.9.1.5 interprétation des résultats	67
3.10 Dosage de l'azote total (méthode Kjeldahl)	67
3.11 Détermination de la somme des bases échangeables, de la capacité d'échange et du taux de saturation	67
3.11.1 Principe	67
3.11.2 Réactifs	68
3.11.3 Mode opératoire	68
3.11.4 Calculs	69
3.11.5 interprétation des résultats	70
3.12 Le phosphore mobile	70
3.12.1 Les isothermes de rétention	71
3.12.2 La cinétique	71
3.12.3 Rétention après l'obtention de l'équilibre	71
3.12.4 Programmes	73
3.12.5 Traitements statistiques	74
3.13 La micromorphologie des sols	76

### **Chapitre 3 - Résultats et interprétations**

1 Caractères physico-chimiques des principaux sols	78
1.1 Introduction	78
1.2 Les sols à alfa (Zone 1)	78
1.3 Les sols à armoise (Zone 2)	80
1.4 Les sols céréaliers (Zone 3)	81
2 Caractéristiques des sols des trois zones	83
2.1 Texture et nature de la couche meuble	83
2.2 Comportement hydrique des sols	84
2.3 Ressources en eaux	85
2.4 Les horizons au-dessus de la croûte calcaire	86
2.5 Les couches profondes	87
2.6 Décomposition des matières organiques	88
2.7 Dépendance mutuelle	89
2.8 Dépendance du phosphore assimilable sur la qualité de la matière organique	90
2.9 Phosphore assimilable isothermes	92

## **Chapitre 4 - Discussion générale**

1. Les caractères hydriques	95
1.1 Mobilité de l'eau des réserves du sol	95
1.2 Régime hydrique des sols	96
2. L'érosion éolienne et hydrique	96
2.1 L'érosion éolienne	96
2.2 L'érosion hydrique	97
3. La minéralisation des argiles dans les sols à croûtes et encroûtements calcaires	98
3.1 Profils à croûtes calcaires	98
3.2 Profils de distribution des argiles	99
4 La fertilité des sols	99
4.1 La desertisation	99
4.2 L'amendement organique	100
5. La salinité	101
6. Minéralogie de la fraction argile	102
<b>Conclusion générale</b>	104
<b>Bibliographie</b>	107
<b>Annexe</b>	125
<b>Liste des figures</b>	155
<b>Liste des tableaux</b>	156

# Introduction

## INTRODUCTION

Les types de sols des domaines steppiques de l'Afrique du Nord ont fait l'objet de nombreux travaux TRABUT (1989); GAUCHER (1947); DURANT (1954, 1963); AUBERT (1951, 1960); PEDRO (1968); POUGET (1980); RUELLAN (1982) et DUCHAUFOR (1994); ont pu décrire pour chaque profil pédologique une végétation et une description du milieu.

Depuis quelques décennies, en raison d'un fort accroissement de la population et de sa sédentarisation, les steppes de la région sud de Tlemcen sont progressivement défrichées pour une céréaliculture aléatoire.

La disparition progressive du couvert végétal a conduit à un appauvrissement en matière organique, se traduisant d'une part, par une désorganisation de la structure et des propriétés physiques du sol, et d'autre part par un abaissement de la fertilité du sol.

En effet, l'insuffisance et l'irrégularité des précipitations de même que les grands écarts de la température sont à l'origine de l'aridité de ces régions, où les contrastes thermiques saisonniers sont fortement marqués.

Sous l'effet du surpâturage, les sols se dégradent et s'érodent rapidement. Le sol dénudé est rapidement soumis aux agressions climatiques, les couches superficielles du sol sont alors enlevées par le vent et les eaux de ruissellement.

C'est ainsi que durant ces dernières années l'érosion hydrique et éolienne a marqué fortement la morphologie, en décapant les surfaces structurales des reliefs, les croûtes et encroûtements sur le glaci, provoquant le développement des pellicules de battance, et la destruction des horizons superficiels sur les plaines à glaci et plateaux.

On assiste à une dégradation des sols, d'abord biologique, due à l'homme et des animaux, qui entrave une forte érosion hydrique et éolienne, variable suivant la sensibilité des milieux, marquant fortement le paysage pédologique; c'est ainsi que se généralise le décapage des surfaces structurales sur les reliefs et les plaines. Les sols de steppes sont des croûtes carbonatées privées de profil génétique avec une faible tendance au gris, par référence aux sols gris sub-désertiques.

Sur ces sols fragiles et infertiles, les végétaux capables de résister longtemps sont contraints à un effort d'adaptation supplémentaire. Il y a donc une diminution globale de la superficie des steppes pastorale en « bon état », au bénéfice de leur stades de dégradation dont certains ont atteint des seuils à

partir desquels il est difficile d'imaginer une possibilité de reconstitution du couvert végétal.

La quantité et la nature des matières organiques présentent dans les sols steppiques déterminent, pour une large part, les caractéristiques de celui-ci, et conditionnent sa fertilité. Il n'est pas possible d'étudier ici, en détail, les nombreuses fonctions pédogénétique et physiologiques qu'elles remplissent. A partir des débris organiques frais et apparaissent de petites molécules mobiles dont les activités sont d'une grande importance. Elles interviennent dans la pédogenèse en participant à l'altération de la roche mère.

Les éléments nutritifs indispensables les plus rares dans la steppe sont l'azote est surtout le phosphore. On sait que les ions phosphoriques sont fortement retenus par le pouvoir absorbant du sol, si bien que le phosphore est un élément qui se rassemble lentement dans les horizons de la couche arable, au fur et à mesure des prélèvements dans les couches profondes et de l'accumulation des débris végétaux à la surface du sol.

Actuellement, dans la zone d'étude, le processus de dégradation l'emporte sur le processus de régénération et d'amélioration du couvert végétal et du sol. Par ailleurs, la céréaliculture devient toujours plus aléatoire et empiète sur les terrains de parcours en les réduisant de plus en plus.

Ainsi, l'introduction des cultures céréalières a conduit à un appauvrissement en matière organique se traduisant, d'une part par une modification de la structure et des propriétés physico-chimiques du sol, et d'autre part par un abaissement de la fertilité du sol.

Plusieurs spécialistes considèrent que la céréaliculture est un danger pour les parcours et que les sols de steppes reposent en générale sur une croûte calcaire pulvérulente imperméable aux racines que seul l'armoïse et l'alfa constituent la végétation de ces régions.

Deux facteurs déterminent la pédogenèse : l'un lithologique et l'autre biologique. Quels sont les processus chimiques et physico-chimiques de l'interaction organo-minérale ? C'est à ces questions que nous tenterons de répondre.

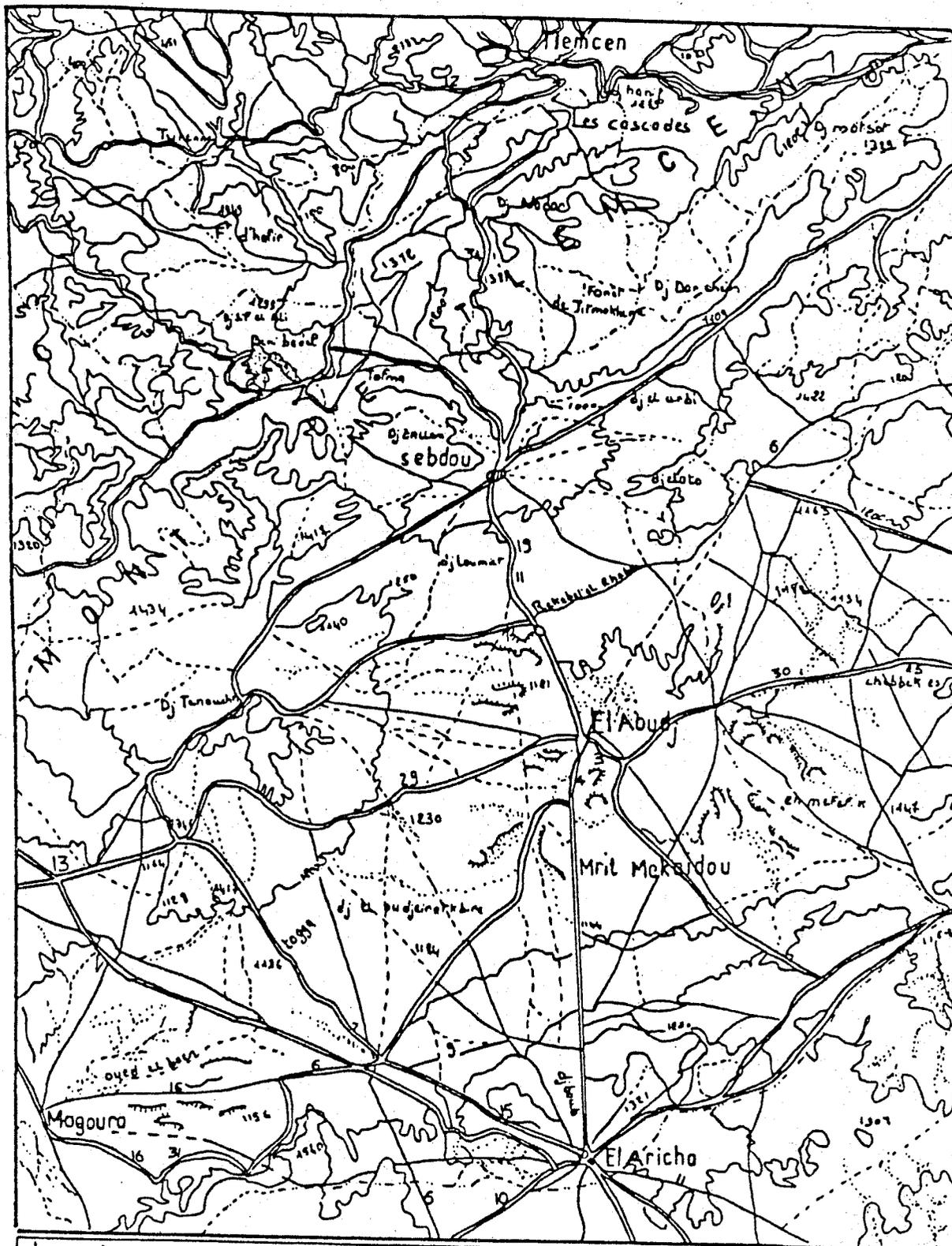
Trois grandes parties seront traitées dans ce mémoire :

- La première partie porte sur la présentation du milieu steppique du Sud de Tlemcen. Nous citerons ici que les facteurs essentiels à savoir : Climat, Géologie, Géomorphologie, Hydrologie, Pédologie et production végétal.

- La seconde partie se résume aux méthodes des analyses physico-chimiques au laboratoire.
- La troisième partie traite sur une étude physico-chimique des profils et des questions de fertilité du sol.

Enfin la conclusion générale, tout en rappelant les principaux résultats, présente quelques réflexions sur les façons d'utiliser aux mieux les ressources naturelles en tenant compte de la grande variabilité spatiale et temporelle des conditions du milieu en zone steppique.

# Chapitre 1



<b>Legendes:</b> = route Nationale - - - Piste d'exploitation		<b>Source</b> Cortes D'Algerie ou 1/200 000
---	--	--

Fig. 01 Situation géographique

## CHAPITRE 1

### I- LE MILIEU STEPPIQUE SES CARACTÈRES GÉNÉRAUX

#### 1. SITUATION GÉOGRAPHIQUE

L'étude porte sur la caractérisation des sols des régions arides et semi-arides (études agrochimiques et pédogénétiques).

Situées au sud de la zone tellienne, les steppes des hautes plaines Sud Oranaises et Sud Algéroises correspondent à d'immenses étendues planes de 500Km d'Ouest en Est.

L'altitude décroît progressivement de la frontière Marocaine (1200m) à la dépression du Hodma (600m). Elle s'étend du Nord à la frontière Marocaine sur 190Km et 100Km à l'Est.

La zone d'étude fait partie des hautes plaines des régions steppiques de la Wilaya de Tlemcen limitée :

- Au Nord : par Dj Mederba (1560m), Dj Tenouchfi (1843m)  
Dj Benyacoub (1440m) et Dj Ouargla (1366m).
- Au Sud : par Sidi El Abed (1495m), Dj Mekaidou (1437m)  
et Dj En Nechab (1364m)
- À l'Est : par Dj Takart et Dj El Kimiti.
- À l'Ouest : par les hautes plaines Marocaines.

Elles présentent les coordonnées angulaires de longitude  $1^{\circ} 03' 10''$  Est à  $1^{\circ} 52' 16''$  Ouest et de latitude  $34^{\circ} 41' 12''$  Nord à  $40^{\circ} 12' 24''$  Sud.

Le périmètre d'étude se trouve à une altitude moyenne de 1200m, le point culminant est à 1843m au Djebel Tenouchfi et la plus basse altitude se trouve à 1049m près du village pastoral de Magoura.

Le climat fait partie des régions méditerranéennes arides et semi-arides de 200 à 400mm d'eau par an (EMBERGER, 1955).

D'une manière générale, plus les précipitations diminuent, plus la saison sèche est longue, et plus l'herbe est courte et pourvue de feuilles étroites (alfa), voir cylindriques ou enroulées qui permettent de mettre l'eau en réserve. Le sol nu affleure entre des végétaux clairsemés.



La surface occupée est d'environ 220.000ha. Elle s'étend du Sud-Ouest au Nord-Est sur une distance de 90 kilomètres environ. Il s'agit d'une grande dépression légèrement ondulée où se situent les villages de Sidi Djillali, El-Aricha, Magoura et El-Gor.

## 2. CADRE CLIMATIQUE

### 2.1 Introduction

Les précipitations varient considérablement d'une saison à l'autre, et souvent d'une année à l'autre ; Les steppes présentent en général des sols très pauvres en éléments nutritifs spécialement en phosphore et en azote.

Le climat de la steppe fait partie des régions méditerranéennes arides et semi-arides, il a fait l'objet de plusieurs travaux : SELZER (1946), BAGOULS et GAUSSEN (1957), EMBERGER (1955 et 1957), CHAUMONT et PAQUIN (1971), LE HOUEROU, CLAUDIN et POUGET (1979), et COLLINGNON (1986).

Le climat est caractérisé par un semestre hivernal pluvieux et froid d'Octobre à Avril et par une saison estivale de 6 mois environ, sèche et chaude. D'après les données portant sur de longues périodes 1913-1938 (SELZER, 1946), la steppe Oranaise reçoit entre 200 et 400mm d'eau par an.

Le régime thermique est du type continental. La température annuelle moyenne est comprise entre 15 et 18° (LE HOUEROU, 1977). Le climat influence d'une façon considérable la répartition des sols.

Il faut cependant prendre en considération un autre élément : La température du sol et le taux de minéralisation. Une augmentation de 9 ou 10°C de la température du sol trouble le rythme de décomposition et, par conséquent, la minéralisation.

### 2.2 La Pluviométrie

Les zones étudiées se localisent essentiellement dans les steppes du Sud de Tlemcen : La pluviométrie annuelle moyenne étant comprise entre 400 et 200 mm environ.

La pluviométrie est très irrégulière et mal répartie au cours de l'année. L'influence de l'altitude n'est pas uniforme sur toute la steppe ; on constate deux gradients pluviométriques : Un gradient croissant Ouest-Est lié aux pluies d'origine saharienne (LE HOUEROU, 1977) et un gradient décroissant Nord-Sud.

À El Aricha, les précipitations sont faibles (350mm/an) et réparties d'une manière irrégulière au cours de l'année (Tableau 1) : Ainsi 98% des précipitations sont concentrées sur l'automne, l'hiver et le printemps, ce qui détermine une sécheresse très marquée en été avec seulement 2% des précipitations.

Le mois le plus arrosé correspond au mois de Décembre (65mm). Juillet et Août sont les mois les plus secs avec 0% des précipitations annuelles.

**Tableau 1 :** Moyenne mensuelle et annuelle des précipitation en mm et du nombre de jours de pluies de 1913 à 1934 dans la station d'El Aricha (P. SELZER, 1946).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Moyenne annuelle
Hauteurs des pluies en mm.	05	52	60	65	50	43	39	36	10	02	00	00	350
Nombre de jours de pluies.	02	02	08	06	05	06	07	06	05	00	00	00	47

Durant ces dernières années, la pluviométrie moyenne annuelle est de 207,82mm mais la notion de moyenne ne reflète guère la réalité dans cette région à cause de la très grande variabilité de la quantité de pluie. Cette variabilité est due à des nuances suivant l'altitude et la position géographique. La sécheresse est accusée et prolongée du mois de juin au mois de décembre.

Le mois le plus arrosé est mars (32mm).

**Tableau 2 :** Moyenne mensuelle et annuelle des précipitation en mm et du nombre de jours de pluies de 1987 à 1997 dans la station d'El Aricha (station d'El Aricha).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Moyenne annuelle
Hauteurs des pluies en mm.	15,2	15,5	21,9	9,6	25,2	18,5	32	29,1	20,02	6,6	3,8	10,4	207,82
Nombre de jours de pluies.	02	01	04	01	05	03	06	05	05	02	01	01	36

Source : ONM 1998

Notons qu'El Aricha a reçu 350mm en 47 jours de 1913 à 1934 et 207,82mm en 36 jours de 1987 à 1997. Cette région est surtout caractérisée par un climat aride et par des sols à prédominance calcaire, ce qui se traduit par une disparition progressive du couvert végétale et d'autre part par un abaissement de la fertilité.

### 2-3 Les Températures

Dans notre zone d'étude, le régime thermique contrasté est du type continental influencé par l'altitude. Ce sont des zones soumises aux contrastes thermiques en été (24,8°C) et en hiver (1,5°C). La surface du sol mal protégé par le couvert végétal, se trouve largement soumise aux grandes variations de températures. Ces fluctuations thermiques jouent un rôle important sur l'évolution de la matière organique particulièrement dans les horizons de surfaces (POUGET, 1980).

À El Aricha, les données sur la température sont réunies dans le tableau 3. La moyenne annuelle des températures est de 13,75°C avec des minima et des maxima moyens qui varient entre 1,5°C (décembre, janvier) et 29,80°C (juillet), SELZER (1946).

Juillet est le mois le plus chaud avec 24,85°C de température moyenne, le mois le plus froid est janvier avec une température moyenne de 5,00°C.

**Tableau 3 :** Moyenne mensuelle des températures en °C à la station d'El Aricha (P. SELZER, 1946).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Moyenne annuelle
Moyenne mensuelle en °C.	20,45	14,80	7,95	5,20	5,00	5,60	8,40	11,85	15,99	20,35	24,85	24,80	13,75

La grande différence entre les températures moyennes de l'été et celle de l'hiver (Tableau 3 et 4), montre l'importance de la chaleur estivale qui traduit bien la continentalité du climat. La correspondance entre les fortes températures et la faible pluviométrie indique le caractère méditerranéen du climat.

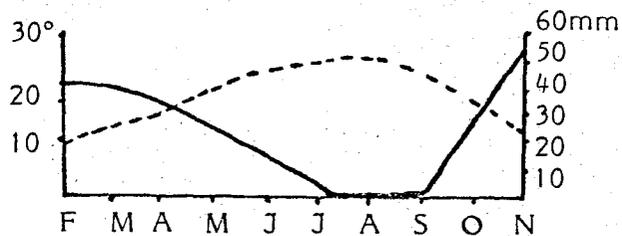
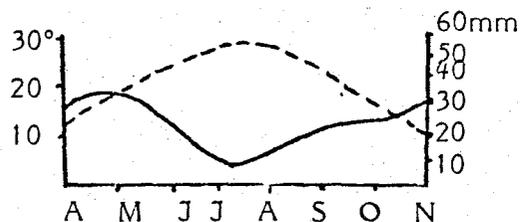
**Tableau 4 :** Moyenne mensuelle des températures en °C à la station d'El- Aricha de 1987 à 1997.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Moyenne annuelle
Moyenne mensuelle en °C.	20,6	14,5	8,7	5,4	3,4	6,1	9,2	12,08	17,7	21,5	27,9	26,9	14,49

Source : ONM 1998

La moyenne du mois le plus chaud pour la station d'El Aricha est le mois de juillet 27,9° (Tableau 4), cependant la moyenne de tous les maxima pour le mois le plus chaud atteint 32,72°C et la moyenne de tous les minima pour le mois le plus froid est de -2,24°C et ce pour l'année 1987-1997.

# Hauts Plateaux Steppiques



## Atlas Saharien

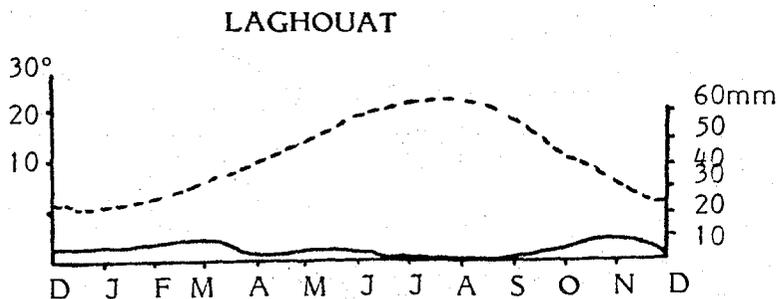
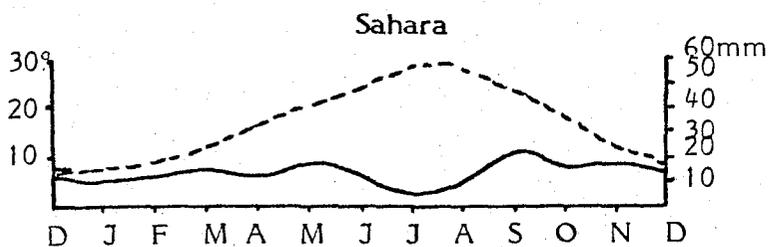
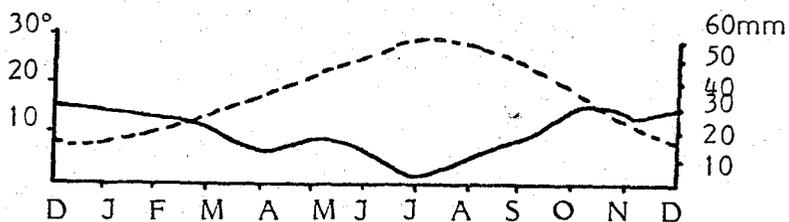
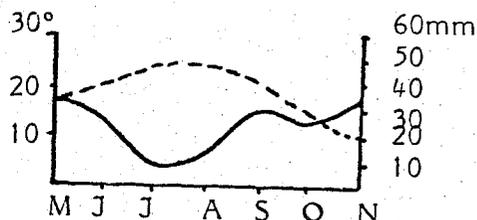
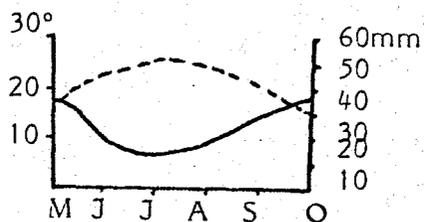
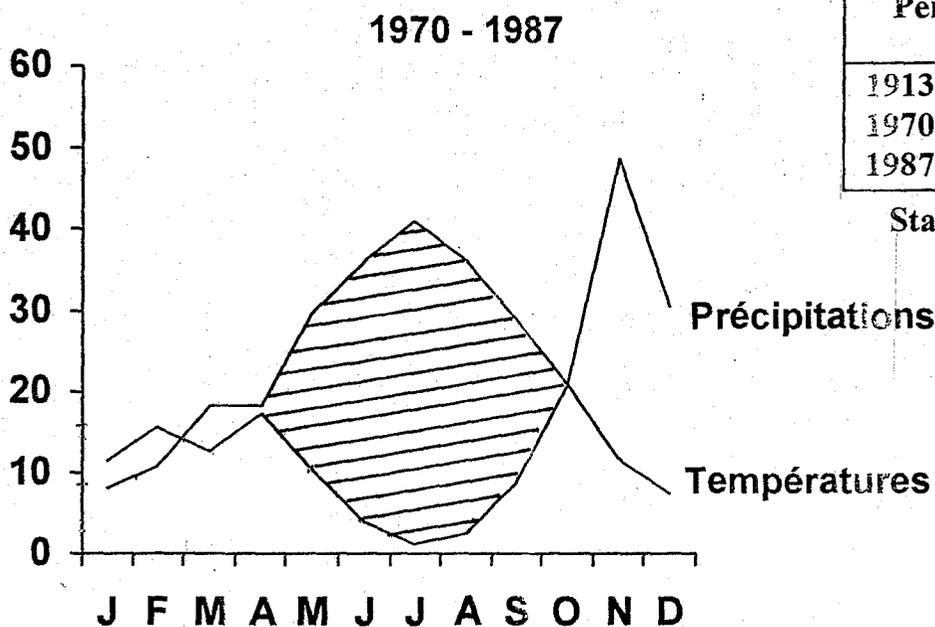
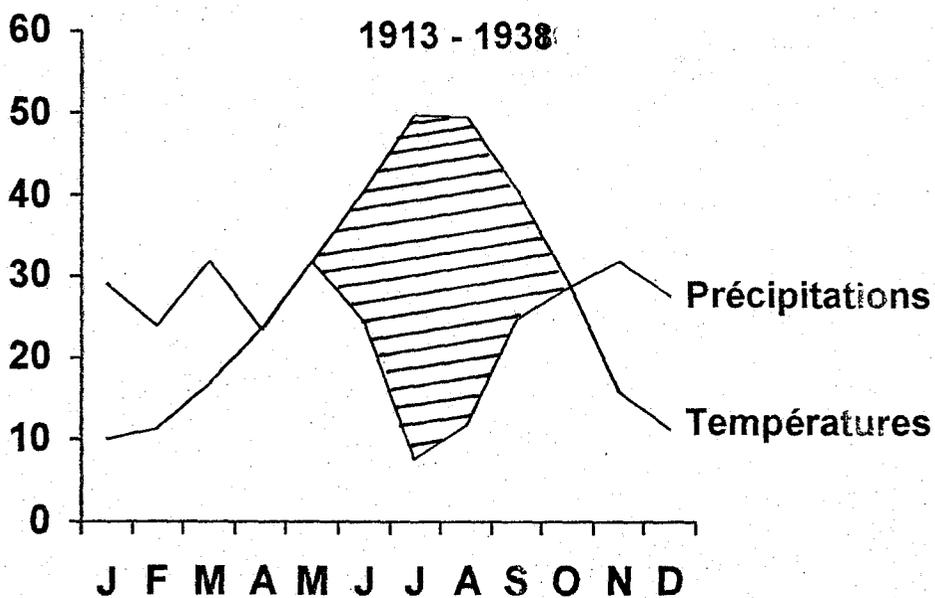


Fig. 03 Diagramme ombrothérmique de quelques stations (1913 - 1934)  
P. ZELZER, 1946



Périodes	Indice de sécheresse
1913 - 1938	1.87
1970 - 1987	0.39
1987 - 1997	1.15

Station d'El Aricha

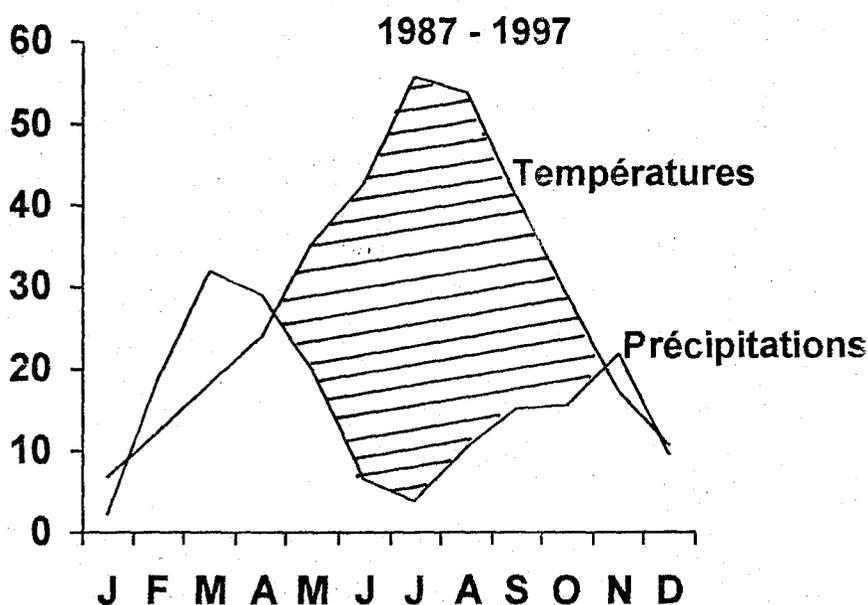


Fig. 4 Diagrammes Ombrothermiques d'El Aricha.

Pour ce qui est de la période SELZER (1946) nous remarquons qu'il existe une très forte amplitude thermique pouvant atteindre 31°C entre le mois le plus chaud et le mois le plus froid. Les températures hivernales du fait de leur altitude relativement élevée (800-1200m) sont les plus basses d'Algérie (sauf les hautes montagnes), LE HOUEROU, 1977.

## 2.4 Synthèses Climatique

Dans la conception de certains indices, la température corrige les précipitations. Il est nécessaire de disposer d'un minimum de données au moins, mensuelles concernant les grandeurs météorologiques pour évaluer le bilan et en particulier les précipitations.

À partir des données brutes, précipitations et températures, nous avons dressé un diagramme ombrothermique selon la méthode proposée par BAGNOULS et GAUSSEN (1957) en posant  $P = 2T$ . Le diagramme montre deux saisons bien distinctes : l'une froide et humide qui s'étale de mi-septembre à avril et l'autre chaude et sèche d'avril à mi-septembre. D'après la carte bioclimatique de l'Algérie (STEWART, 1969), et le climagramme d'EMBERGER ; El Aricha se trouve dans l'étage semi-aride froid (Tableau 5).

### Les critères climatiques utilisés sont ceux d'EMBERGER :

$Q_2$ , P, m.

$Q_2$  = Quotient pluviométrique d'EMBERGER.

P = Moyenne de la pluviosité annuelle en mm.

m = Moyenne des températures minimales du mois le plus froid. Ces critères permettent de distinguer les seuils climatiques : Les étages (ambiances) bioclimatiques et les sous étages (variantes).

**Tableau 5 :** Valeurs du quotient d'EMBERGER et étages bioclimatiques de la station d'El Aricha en °C.

Périodes	$Q_2$	m (°C)	Étages bioclimatiques
1913-1938	27,57	- 1,5	Semi-aride inférieur à hiver froid
1970-1987	17,4	- 1,43	Aride inférieur à hiver froid
1987-1997	20,63	- 2,24	Aride moyen à hiver froid

D'après le climagramme pluviométrique d'EMBERGER, la région d'El Aricha passe du semi-aride inférieur à hiver froid (1913-1938) à l'aride moyen à hiver froid (1987-1997).

Nous disons que l'aridité d'origine climatique, peut être en partie corrigée par les facteurs édaphiques tels que texture, structure, profondeur, pente, aspect de la surface du sol, qui jouent sur l'infiltration et la mise en réserve de l'eau au sous-sol.

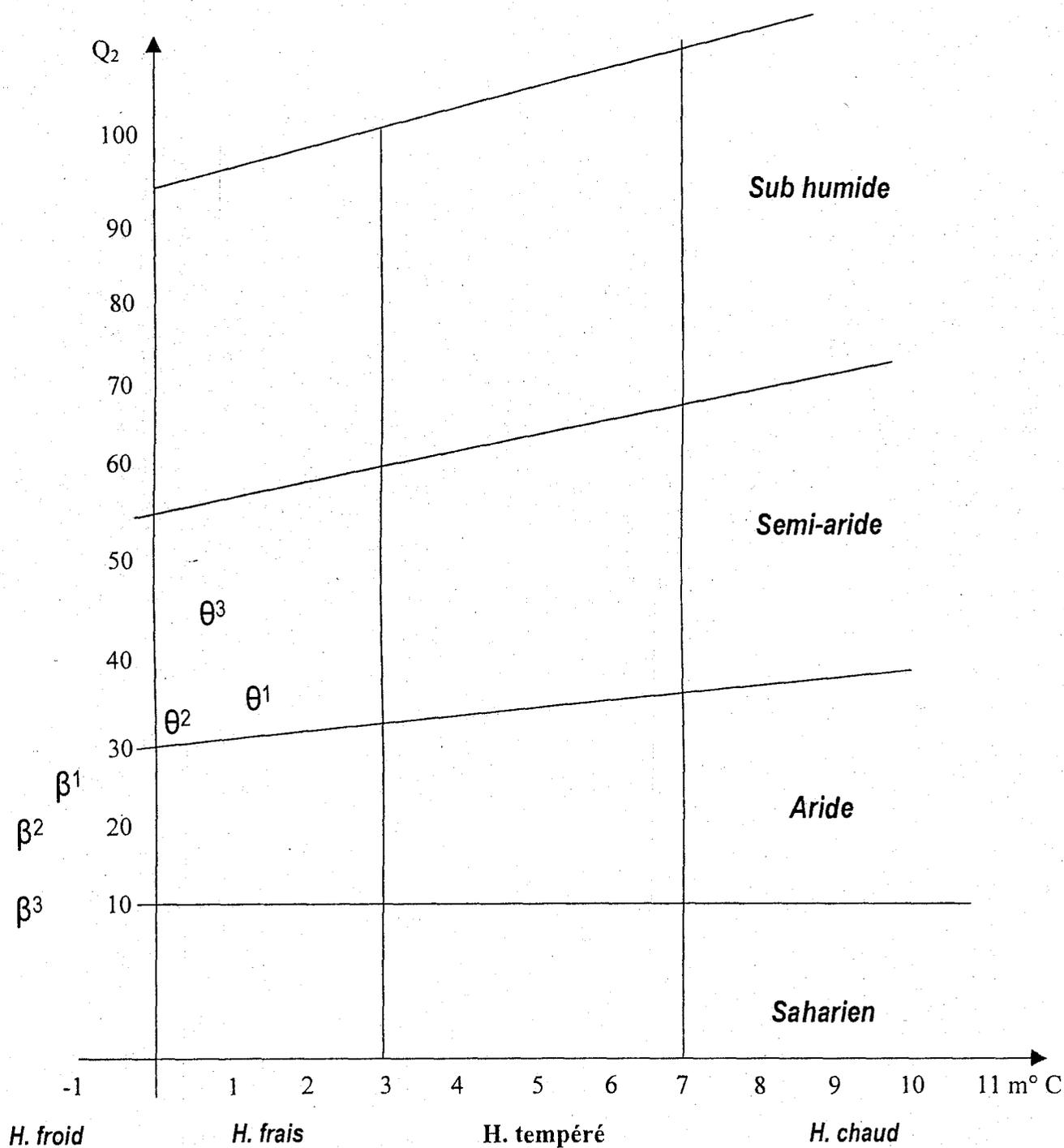


Fig.4b : Climagramme pluviothermique d'Emberger, des stations Sud de Tlemcen

	1913 - 1938	1970 - 1987	1987 - 1997
El Aricha	$\beta^1$	$\beta^2$	$\beta^3$
Sidi Djillali	$\theta^1$	$\theta^2$	$\theta^3$

## 2.5 La période de 1975-1985 et 1987-1997

Sous le climat aride et semi-aride, le facteur limitant de la production étant l'eau, c'est la diminution de l'aptitude à emmagasiner l'eau utile à la production végétale, qui peut être considérée comme l'un des critères les plus importants d'appréciation de la sécheresse.

### La grande sécheresse 1975-1985 et 1987-1997

Ces dix dernières années, les steppes oranaises ont connu une sécheresse grave et prolongée. Des études ont été faites par COLLIGNON (1986) pour contrôler les extrapolations sur lesquelles est basée la carte de CHAUMON et PAQUIN (Fig. 8).

Les premiers résultats indiquent que le gradient vertical est plus faible que le gradient d'altitude utilisé par ces derniers et que les hautes plaines sont moins arrosées qu'ils ne l'indiquent.

La période de sécheresse peut être décomposée en trois parties dans les monts de Tlemcen (COLLIGNON, 1986) :

- 1975-1979 : précipitation extrêmement faible ;
- 1979-1981 : précipitation légèrement inférieure à la moyenne, avec quelques crues sur certains oueds ;
- 1981-1986 : précipitations extrêmement faibles (parmi les plus faibles du siècle).

On constate que les quantités de pluies qui tombent sont très variables d'une année à une autre. Les principales variations sont dues en grandes parties à l'origine des pluies et l'influence des chaînes atlassiques. Les orages constituent une part non négligeable des apports d'eau, malheureusement vite reprise par l'évaporation (COLLIGNON, 1986). Selon COUDERC R. (1979) la région Ouest est souvent plus sèche que les autres en Algérie.

**Tableau 6 :** Total annuel des précipitations d'El Aricha (mm).

Année	1913-1938	1970-1987	1987-1997
P (mm)	269,9	183,44	207,77

Le tableau 6 montre que la sécheresse de la région d'El Aricha est accentuée durant ces vingt dernières années. Les tableaux 2, 4 et 5 confirment un certain nombre de caractères bien connus du climat méditerranéen aride :

- Des températures moyennes assez élevées ;

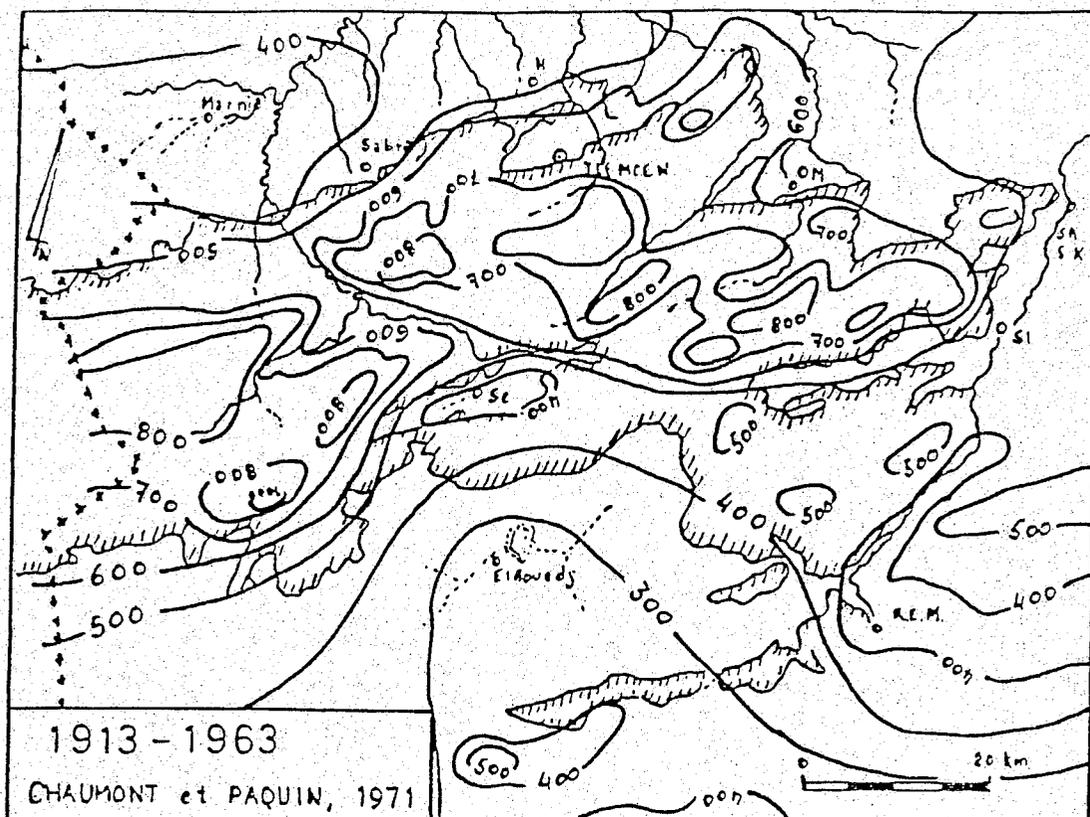


Fig. 05 Moyenne des hauteurs annuelles de précipitations de 1913 à 1963

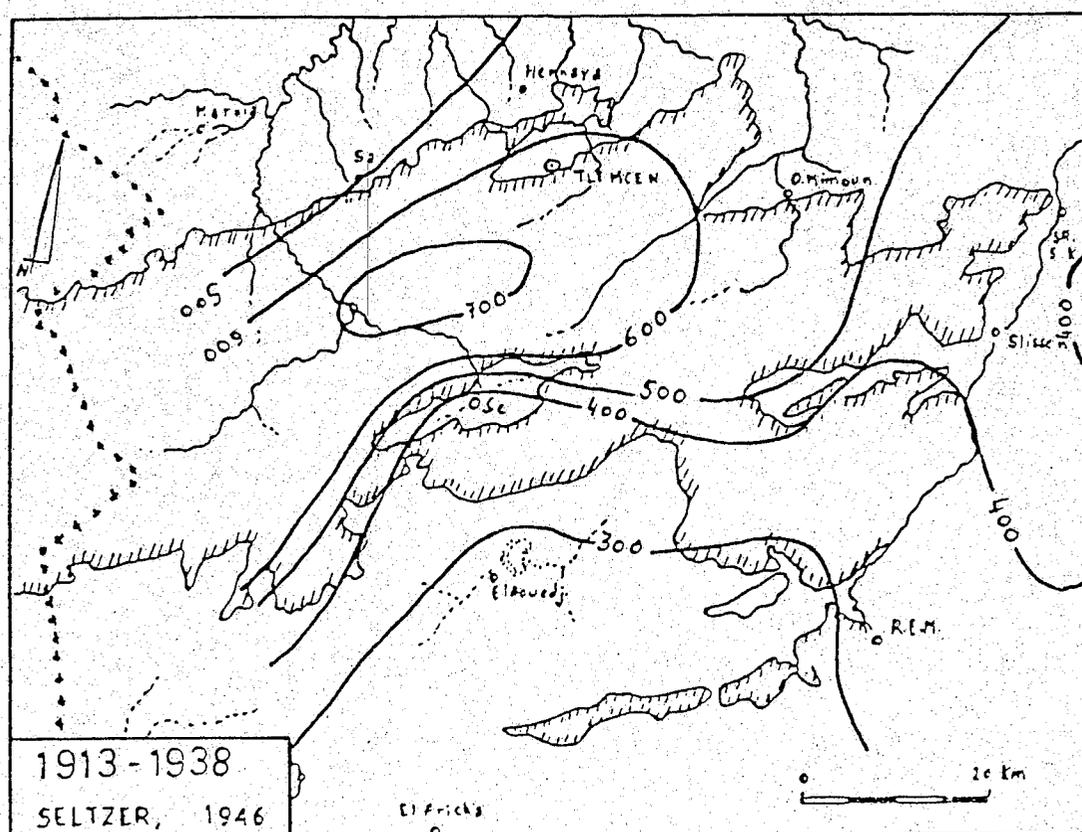


Fig. 06 Moyenne des hauteurs annuelles de précipitations de 1913 à 1938

- Une pluviosité annuelle très faible et très irrégulière ;
- Une sécheresse estivale toujours assez longue.

La pluviosité reste comprise entre 200 et 300mm pour 1987-1997.

## 2.6 Influence des facteurs climatiques

### 2.6.1 La neige

Contrairement à la gelée blanche, la neige par fusion constitue un apport d'eau appréciable pour la végétation. La neige dans notre zone constitue une faible part des précipitation totales.

À Sebdou (920m d'altitude) et à El Aricha (1250m d'altitude) le nombre de jours d'enneigement est égal à 4 jours. Cependant, au niveau de la partie Nord montagnaise (Djebel Tenouchfi, au Nord-Ouest de Sidi Djillali) la neige peut persister pendant deux semaines par an.

Sur les hautes plaines, les chutes de neiges se renouvellent assez fréquemment. La neige a des effets bénéfiques, elle constitue un manteau pour les jeunes plantes qu'elle protège contre la gelée et grâce à elle le ruissellement est considérablement réduit. C'est le meilleur régulateur de l'approvisionnement en eau.

Cependant on voit que la neige estimée ainsi par excès ne représente que quelques % des précipitations totales annuelles (Tableau 5).

**Tableau 7 :** Nombre moyen de jours de neige d'après AUBERTY (IN SELZER, 1946).

Station	Altitude	Nombre moyen des jours où il a neigé	Nombre moyen des jours d'enneigement
Chouly	740	7,7	6,3
Hafir	1.410	17,0	24,7
Ouled Mimoun	700	2,8	3,9
Saida	840	3,6	3,6
Sidi Medjahed	460	9,2	12,0
Tlemcen	800	5	5
Tlemcen	1.000	10	8
Tlemcen	1.200	15	12

Pour DJEBAILI (1984) dans les hautes plaines du Sud Oranaise, il tombe 3 à 4 jours de neige par an, l'épaisseur de la couche de neige très mince ne dépasse guère 10cm. Sous une vive insolation elle fond brusquement et expose les pâturages à une grande radiation.

En hiver elle est surtout localisée dans l'atlas tellien de l'Ouest (Tableau 7) et sur les versants Nord-Ouest de l'atlas saharien (COUDERC, 1979).

### 2.6.2 Les gelées blanches

Le risque de gelées commence lorsque le minimum de température tombe au dessous de 10°C Elles sont fréquentes lorsque la température minimale moyenne du mois le plus froid est inférieur à 3°C. El Aricha, se trouve dans les limites des zones à l'intérieur des quelles il gèle plus de 50 jours par an.

L'usure et la désintégration des roches sont conditionnées par le gel et d'autres facteurs (érosion surtout) qui dépendent de la température et du climat. Les gelées blanches sont fréquentes dans les hautes plaines.

Pour les steppes de l'ouest, les hivers sont rigoureux ( $-2 < m < +2,6^{\circ}\text{C}$ ) au niveau des sommets des Djebels avec  $m > -3^{\circ}\text{C}$  (DJEBAÏLI, 1984). Cette période difficile correspond à une durée de repos hivernal de deux mois pour l'ensemble des steppes. Selon GRECO (1966), dans la Ghaba les gelées sont nombreuses ; on compte 40 à 60 jours de gelées blanches d'octobre à mai au-dessus de 900m, dont une à trois gelées tardives en avril. Alors que dans les hautes plaines steppiques les jours de gelées blanches sont concentrés entre le mois de novembre et mars.

### 2.6.3 L'érosion éolienne

Le vent renouvelle les couches d'air et par-là, il augmente l'évapotranspiration des feuilles. Quand cette transpiration ne peut être complétée par une absorption suffisante d'eau par les stomates, ce qui freine la transpiration mais en même temps réduit les échanges gazeux ( $\text{CO}_2 - \text{O}_2$ ) des feuilles et donc diminue l'élaboration de matière sèche par la photosynthèse. En même temps l'évapotranspiration potentielle augmente ; la perte d'eau du sol, par évaporation tend vers le maximum, diminuant d'autant la réserve d'eau du sol accentuant le phénomène précédemment décrit. Le vent affecte donc la croissance des plantes en la réduisant.

Agissant sur un sol meuble desséché, le vent enlève des éléments fins. Par le vent léger en été, on peut voir des spirales de poussière s'élevant verticalement du sol sous l'aspect d'une colonne de fumée. Ce sont des tourbillons qui n'ont pas grande conséquence.

Sur les hautes plaines et les régions steppiques règnent des vents de toutes directions, mais ceux d'Est sont moins fréquents. Les vents du Nord et du Nord Ouest y sont froids, la dominante correspond au courant sec venant principalement du Sud, vent parfois brûlant et sec :

C'est le Sirocco qui intervient de 15 jours environ au Nord à 22 jours au Sud. Ce courant chaud, toujours sec, est une des causes principales de la quasi-stérilité des hautes plaines.

Le sirocco est plus fréquent à l'Est (30 j.) qu'à l'Ouest 15j/an en moyenne, il souffle surtout en été, son maximum de fréquence a lieu en Juillet (DJEBAÏLI, 1984). Les steppes de l'Ouest caractérisées par des larges espaces et des couloirs de plaine, présentent un champ de remous pour les masses d'air.

Selon DURAND (1954), le sol des régions semi-arides ou le sol zonal serait dû à l'équilibre climatique vent - pluie et à l'équilibre action du vent = résistance de la végétation. On rappellera que le vent est un agent de transport de graines et de parasites.

## **2.6.4 L'érosion hydrique**

### **2.6.4.1 Généralités**

Dans les hautes plaines steppiques où le couvert végétal est le plus souvent dégradé, l'érosion naturelle s'est progressivement accélérée. Les formations végétales protègent le sol mais n'empêchent pas totalement l'érosion. GRECO (1966) avait noté qu'il existe toujours une érosion dite naturelle. Elle est en général très faible et variable avec les formations végétales, elle est plus lente sous les forêts denses que sous les prairies (steppes).

L'accélération du rythme de l'érosion, due à des changements causés par l'action anthropique a produit des formes d'érosion et d'autres conditions qui sont nettement anormales : ravines, dénudations du sous-sol sous l'effet de l'érosion en nappe, éboulements de terrain.

Pour DJEBAÏLI (1984) sur la région steppique, le mode d'écoulement des eaux se fait de deux manières :

- en nappe sur les piémonts modérément inclinés des Djebels,
- en ravines sur les fortes pentes.

### **2.6.4.2 L'érosion en rigole**

Les couvertures végétales et le mode d'exploitation du sol apparaissent, comme deux données essentielles dans l'évolution de l'érosion accélérée, fonction du degré d'altération de la première et des formes de la seconde.

Sur les terrains céréaliers où l'érosion n'est pas à craindre, on a avantage à travailler suivant la ligne de plus grande pente si celle-ci n'est pas trop forte, de façon à assurer l'évacuation de l'eau en excès le long des cavités du fond du labour.

D'après des études américaines faites par MAC ARTHUR (1957) : Les pertes par érosion en rigole, même sur une pente de 4° peuvent facilement dépasser l'absorption des éléments nutritifs par les plantes cultivées, particulièrement en ce qui concerne le calcium, le magnésium et le potassium.

#### **2.6.4.3 L'érosion en nappe**

S'observe seulement au sommet des versants où elle a complètement décapé les horizons supérieurs des sols. Comme l'a montré RUELLAN (1970), la croûte calcaire proprement dite, ou croûte zonaire constitue une véritable carapace continue.

Cette dernière résulte du ruissellement en nappe sur des surfaces de faibles pentes. En effet, l'eau chargée de bicarbonates de chaux, soumise à un échauffement s'évapore et provoque la précipitation du calcaire, ensuite, elle décape les croûtes calcaires sur les glacis favorisant l'apparition de sols squelettiques.

#### **2.6.4.4 L'érosion en ravine**

L'importance morphologique de l'érosion accélérée dans la zone steppique peut être révélée par l'élargissement des ravins et des oueds, bien que les pluies intenses ne durent généralement que très peu de temps et ne tombent que sur ces zones très restreintes. Ce sont elles qui sont responsables de la plus grande partie de l'érosion en ravinement. Dans le domaine semi-aride selon les études faites par COQUE (1972) : L'érosion trouve là les conditions optimales d'action, car elle bénéficie, d'une part, du volume d'eau accru et d'autre part de l'insuffisante protection qu'assure une végétation steppique.

Ainsi dans certaines régions alfatières, la mise en défend suffit pour que la steppe dégradée, par le passage des troupeaux, se reconstitue spontanément et assez rapidement, pour gagner de vitesse le développement de l'érosion déclenchée par ces dégradations. Contrairement à la zone alfatière, le sol de la forêt est non seulement maintenu en place, mais encore il est constamment enrichi par la décomposition de la végétation.

#### **2.6.4.5 CONCLUSION**

L'étude des paramètres climatiques revêt une grande importance. Il est évident qu'une bonne connaissance fondamentale de l'évolution climatique peut permettre de cerner les processus responsables des fluctuations zonales vers l'aridité ou l'humidité et de déterminer ainsi dans qu'elle mesure l'on peut, à long ou à court terme, aménager ces zones steppiques.

Par diverses formules et d'indices de nombreux auteurs BAGNOULS et GAUSSEN (1953), EMBERGER (1955), STEWART (1969), LE HOUEROU (1977) ont réalisé la classification climatique permettant de comprendre le comportement de la végétation. Cette végétation joue un rôle important dans les protections du sol contre l'érosion. L'ensemble de la steppe se situe dans les étages semi-arides froids à arides froids (cf. climagramme d'EMBERGER) modifié par STEWART (1969) et diagramme ombrothermique de quelques stations steppiques.

La susceptibilité à l'érosion éolienne est en rapport déterminé avec la teneur en humidité du sol. Les sols humides ne sont jamais emportés par le vent. La teneur en humidité baisse en général sous l'influence des vents chauds et secs jusqu'au point de flétrissement permanent, et même au-dessous, avant que l'érosion éolienne ne se produise.

**Les autres facteurs intervenant dans l'érosion éolienne sont :**

- (1) la vitesse du vent,
- (2) la condition de la surface du sol, et
- (3) les caractéristiques du sol évidemment, la vitesse du vent.

### 3. LE CADRE GÉOLOGIQUE

#### 3.1 Généralités

L'observation montre une diversité de substrats et de structures géologiques. La région steppique de l'ouest Algérien fait partie des hautes plaines bordées au Nord par les chaînes montagneuses et au Sud par des vastes plaines à massifs calcaires parfois très escarpés.

La géologie de cette zone est surtout connue à la suite des travaux de synthèses de AUCLAIR et BIEHLERT (1967), BENEST (1985), et BENSALAH (1989).

Les principales séries lithologiques reconnues dans la partie Sud des Monts de Tlemcén et les Hautes plaines Sud-Ouest oranaises sont :

- Mésozoïques (surtout Jurassiques).
- Éocènes (secteur d'El Aricha).
- Post-éocènes (Néogènes et Quaternaires).

Ainsi dans le secteur du Dj Ben Yacoub, sur la bordure Sud de Sebdou, les dolomies riches en laminites stromatolithiques se substituent aux calcaires (BENEST, 1985) à l'Est les marmo-calcaires d'Ouled Mimoun se développent au sommet de la série carbonatée du jurassique supérieur.

- A : Alluvions actuelles
- qt : Quaternaire Continental
- Pc : Pliocène Continental
- mc : Miocène Continental
- cm : Crétacé Moyen
- Jm : Jurassique Moyen
- t : Trias marin

LEGENDE

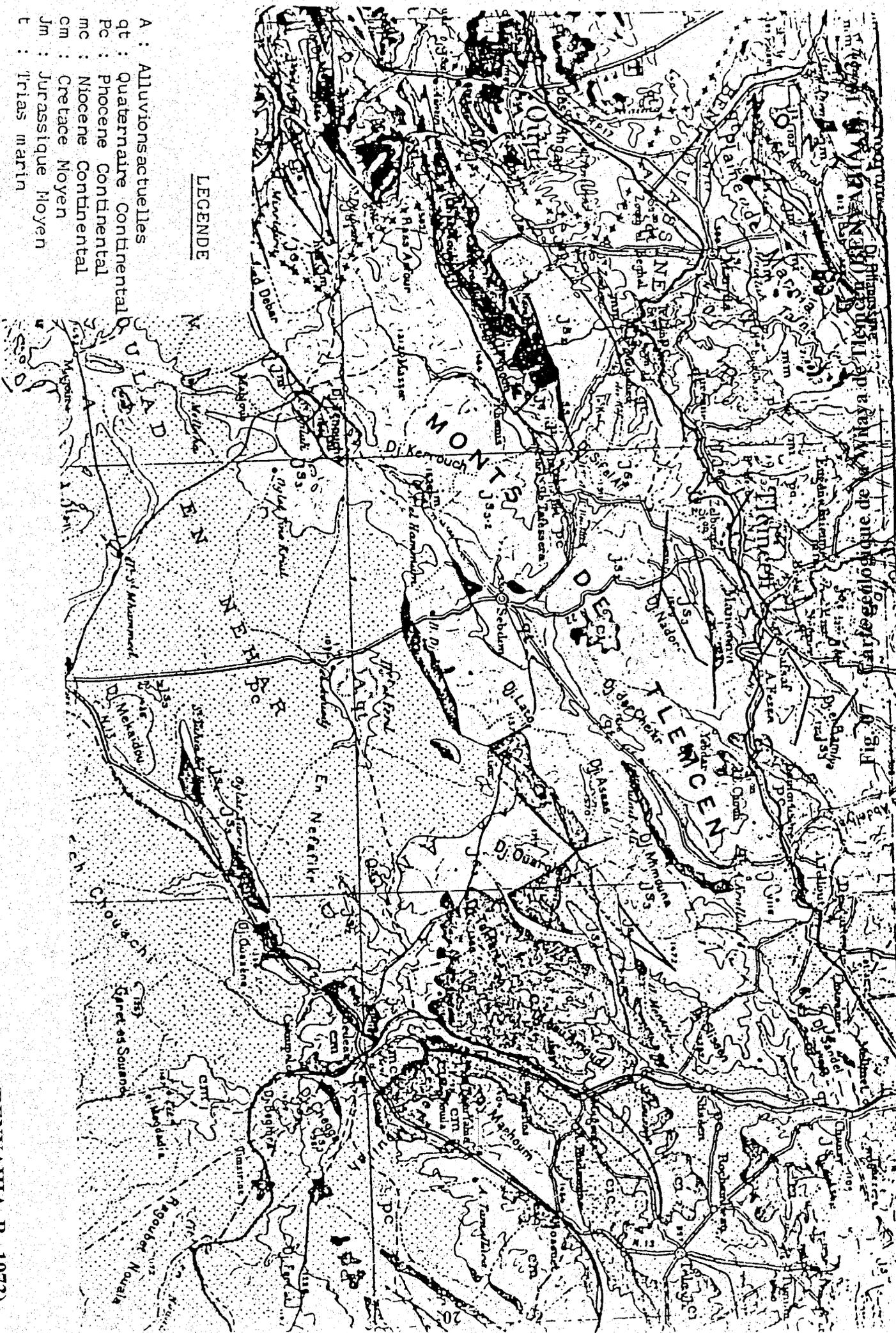


Fig. 07 Carte géologique de la Wilaya de Tlemcen (BENYAHIA, B., 1973)

Cette série bien représentée à sa limite inférieure qui se place au mur des grès de Merchiche.

Dans la cuvette de Aïn Tellout : Le Trias forme un grand glissement constitué de marnes rougeâtres très gypseuses et salées. Dans la zone d'Aïn Fezza et d'El Ourit, on constate le phénomène de karstification.

À l'ouest du littoral : la bordure se compose de massifs coralliens fossiles. Sur le bord nord du fossé de Sebdou, les marno-calcaires de Raourai forment un talus bien marqué. Ce talus se prolonge pratiquement du Dj Soulai à l'est jusqu'au fossé de la Tafna à l'ouest.

### 3.2 Données stratigraphiques

Les travaux de D. AUCLAIR et BIEHLERT (1967), BENEST (1985) et BENSALAH (1989) ont largement contribué à la connaissance de ces milieux (différentes formations lithostratigraphique et indication de leur âge approximatif).

Le relief des hautes plaines steppiques paraît assez tabulaire, mais il est constitué en fait d'un ensemble de chaînons dont l'altitude ne dépasse pas 800 m émergeant d'un manteau presque continu formé de terrains continentaux épais, de plaines souvent vallonnées et de dépressions fermées (dayas et sabkhas). Enfin les hautes plaines steppiques sont caractérisées par un réseau hydrographique de faible importance et par l'endoréisme.

Les principales unités lithologiques qu'on observe dans notre zone d'étude sont les suivantes :

- Le trias : se trouve près de Magoura ; cette formation secondaire apparaît en diapir ou en injection dans les fractures. Le trias est formé d'argiles schistossées gypseuses et salées et constitue ainsi une source très importante de sels solubles et de gypse dans les régions arides.

- Le jurassique inférieur (Ji) marin ; il s'agit dans les hautes plaines steppiques d'affleurements nombreux, importants, à faciès très varié mais à dominance de calcaires durs et dolomitiques alternant avec de minces bancs de marnes. Cette formation peut atteindre 4.500m d'épaisseur environ, dans l'Atlas saharien.

- Le jurassique moyen et supérieur (Jm, Js) ; sont localisés dans le Djebel Ouargla, les monts de Tlemcen dans la région de Mekaïdou et Djebel Sid El-Abed.

- Le crétacé inférieur et moyen (Ci, Cm) ; se rencontre dans le Nord-Est du djebel Ouargla et dans la région d'El Gor. Le crétacé est un ensemble de dépôts, d'âges différents, au-dessus du Jurassique et jusqu'au crétacé moyen, dont la puissance dépasse 3000m. Du Néocomien à l'Albien les faciès sont à dominance de roches gréseuses dures et de marnes tendres contenant quelquefois des cristaux de gypse. Cette formation peut être encroûtée. La puissance est d'environ 1000m. Une série continentale d'âge Eocène (récemment découverte par M. BENSALAH et al, 1987 ; dans la région d'El Aricha). Il domine au sud de l'Atlas saharien où il est d'origine marine. Il s'agit essentiellement de marnes gypseuses et salées.

- Le mio - pliocène ; couvre de vastes surfaces dans la dépression au Sud des monts de Tlemcen.

- Le pliocène continental et le villafranchien ; ce sont des formations de calcaires et d'argiles situées au Sud de Sidi Aïssa.

- Le quaternaire continental ; constitue des terrasses dans la cuvette de Dayet El Ferd, dans la dépression de Sebdou et à la bordure de Magoura. Il est caractérisé par de vieilles formations pédologiques : croûtes calcaires, gypseuses, limons à nodules calcaires, lunettes, dunes consolidées, etc.

### 3.3 Géologie régionale

Les travaux de F. DOUMERGUE (1910) ont contribué largement à faire progresser la géologie dans l'Oranais et surtout les montagnes de Tlemcen. Un effort considérable a été réalisé par la suite de nombreux géologues sur la situation des grandes unités géologiques : LUCAS (1942), BENYAHIA (1973), et BENEST (1985).

La région de Tlemcen fait partie du Jurassique supérieur. Les grès de Boumediène se trouvent sous les dolomies. Ces dolomies présentent de vastes affleurements dans tout le secteur de Tlemcen. Les monts de Tlemcen se développent entre les transversales de Tafna-Magoura et d'Aïn Tellout.

Le calcaire de Zarifet correspond aux calcaires bleus à géodes et perdent rapidement leur individualité vers le sud (DOUMERGUE, 1910).

D'un point de vue lithologique, on distingue dans la zone d'étude ; les dolomies et calcaires dolomitiques jurassique, les marno calcaires, les grès et argiles rouges, les conglomérats d'âge Éocène et d'âge indéterminé et le gypse.

L'étude du Quaternaire est nécessaire puisqu'il recouvre de grandes surfaces dans les hautes plaines steppiques et que les caractères de ces formations se reflètent très souvent dans les propriétés des sols (RAYNAL, 1962 ; RUELLAN, 1970 ; POUGET, 1980).



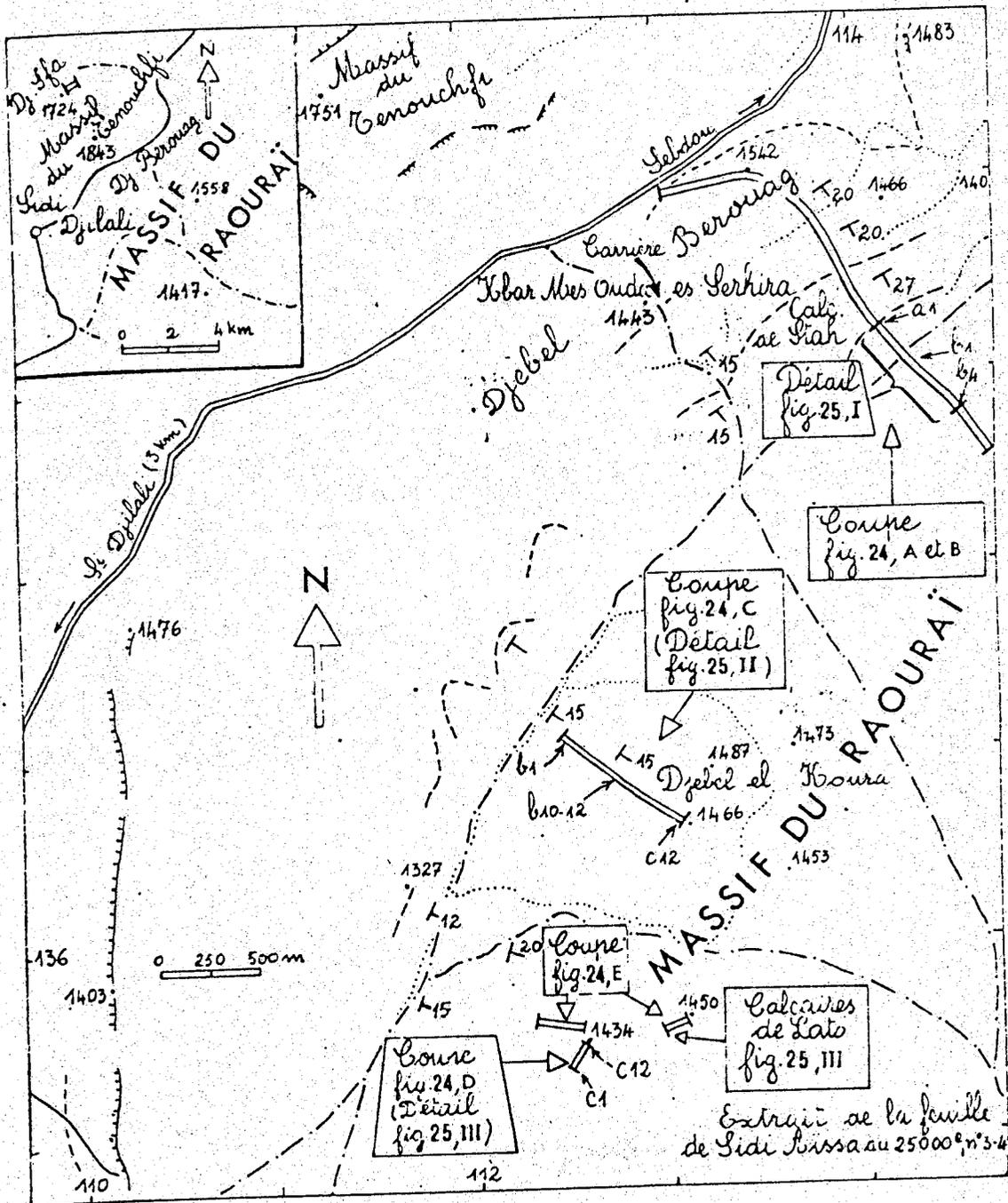


Fig. 09 Localisation des coupes types de la formation des Marno-calcaires de Raourai (BENEST, M., 1985)

À la fin du Villafranchien, les conditions climatiques (relative aridification) et un certain répit orogénique ont permis la formation d'une croûte dure et extrêmement résistante à l'érosion : c'est la dalle moulouyenne (RUELLAN, 1970 ; POUGET, 1980 ; BENEST, 1985).

C'est à partir de cette période que débute le Quaternaire caractérisé par les actions combinées, du climat, par l'intermédiaire du couple érosion-dépôts et des mouvements internes de l'écorce terrestre (subsidence, soulèvement, plissements). L'histoire de cette époque est fondée sur la théorie climatique admettant un cycle caractérisé par un pluvial et un interpluvial où morphogenèse et pédogenèse se succèdent.

Au cours du maximum du pluvial, le climat est frais et humide, la morphogenèse est active et l'instabilité des versants s'oppose à la pédogenèse. Cette dernière ne peut affecter les matériaux transportés qu'à l'occasion de phases d'accalmies du pluvial, lorsqu'une végétation suffisante s'installe.

Pendant l'interpluvial, l'aridité du climat raréfie la végétation et un régime de précipitation à caractère irrégulier, se rapprochant des conditions actuelles, s'installe. Ces caractéristiques favorisent la concentration du ruissellement et l'érosion des formations géologiques et des sols. La pédogenèse pendant cette période est réduite.

Les dépressions sont constituées par des sols à salure et alcalisation très fortes en liaison avec une hydromorphie. La salure est en général de type chloruro-sulfaté. Dans les régions arides les dépressions salées sont constituées par une zone centrale, la plus basse qui est la sabkha (sans végétation) entourée par le chott très salé, mais où pousse une végétation d'halophyte.

### **3.4 Étude stratigraphique :**

#### **3.4.1 Les Marno calcaires de Hariga**

La succession a été divisée en 5 unités lithologiques :

- a) (43 m) - Grès de Merchich : La séquence basale débute par un grès blanc assez friable surmonté par des marno-calcaires.  
Le sommet des grès de Merchiche est occupé par des argiles rouges à intercalations rougeâtres.
- b) (53 m) - Ensemble très calcaire, avec des bancs micritiques.
- c) (50 m) - Ensemble plutôt marno-calcaire à la base nettement plus calcaire dans la partie supérieure.
- d) (49 m) - Complexe encore marneux à la base et calcaire au sommet.

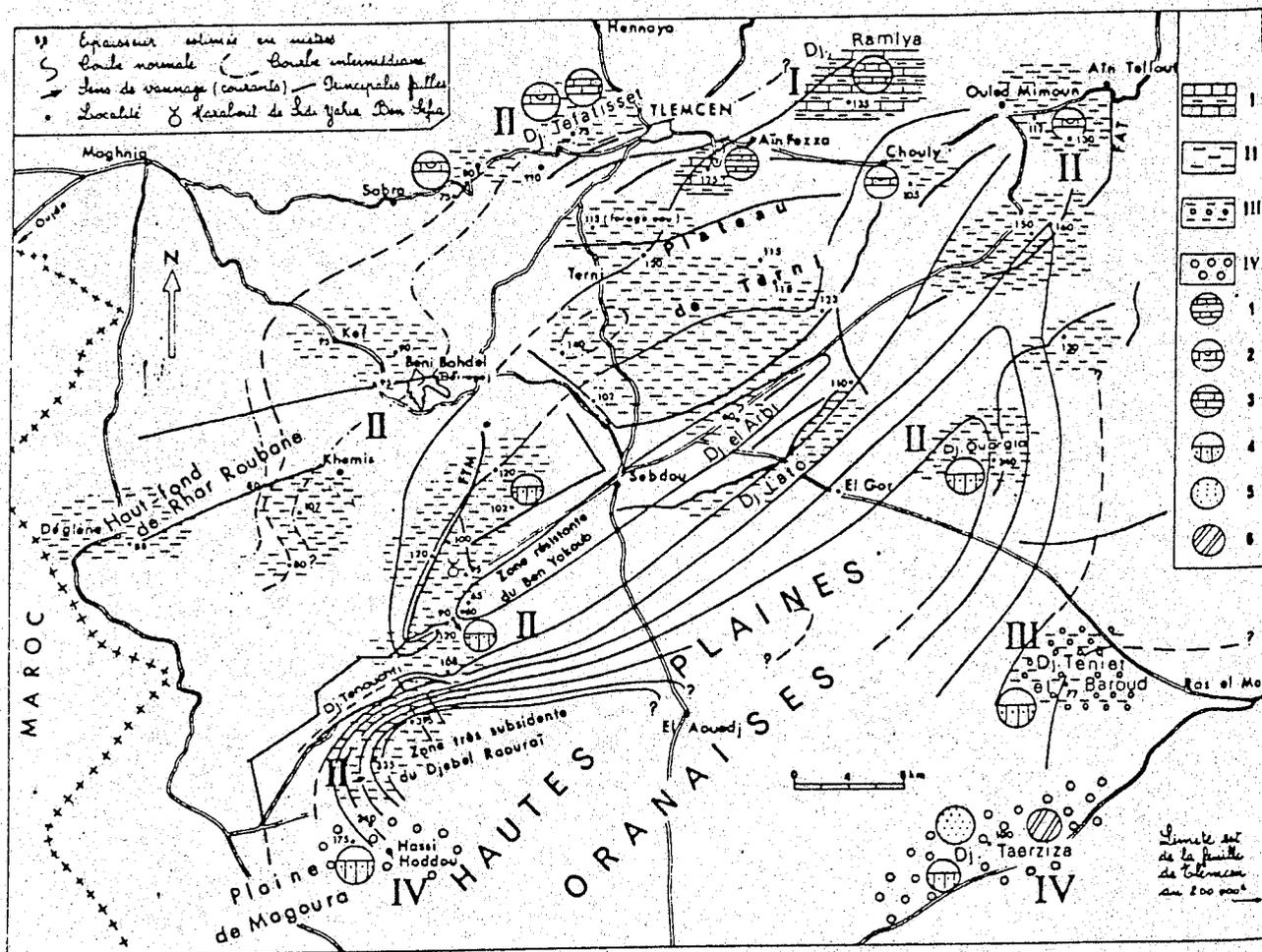


Fig. 10 Paléogéographie des Monts de Tlemcen Rhar Rouban et de la bordure Nord des Hautes plaines (BENEST, M., 1985)

- e) (45m) - Alternance constituée par des calcaires argileux, des calcaires micritiques et des marnes.

Ainsi, les marno-calcaires du secteur d'El Gor présentent un faciès plus minéral qu'à Ouled Mimoun (BENEST, 1985). L'analyse des minéraux argileux portant des échantillons montre une prédominance de l'illite sur la vermiculite (10 à 20% : au niveau e10).

### 3.4.2 Les calcaires de lato

Les calcaires de lato, le plus souvent micritiques sont généralement peu fossilifères. On distingue 3 ensembles :

- Les calcaires parkstones renfermant d'abondants favrièna.
- Les micrites et pelmicrites ; où l'on observe des fentes de dessiccations ainsi que des passées de laminites calcaires argileuses.
- Les laminites calcaires argileuses avec des passées de silex rubanés surmonté par des pelmicrites.

On constate que les calcaires terminaux, réduit de 1 à 2% d'épaisseur sont moins détritiques et surtout moins développés qu'à Ouled Mimoun. Cette formation (50m en moyenne) correspond à la corniche sous-jacente à celle des Dolomies de Terni. Elle débute au-dessus du dernier niveau marneux des Marno-calcaires de Raourai et se termine au sommet de laminites noires formant une vire dans toute la région de Sebdou.

#### Les relevés concernent successivement :

- La région du fossé de Sebdou avec le Djebel Lato, le secteur de Bou Chiba, le Djebel el Hariga, le Djebel Soulai, le Kern Bel Hanech, le Dj. El Arbi et le Djorf Bou Rakhma ;
- La bordure est du fossé de Tafna (Djebel Guern), le plateau de Terni et le Djebel Ouargla.

## CONCLUSION

Malgré l'opposition entre les deux zones telliennes. Les points communs sont nombreux. Les hautes plaines constituent une zone de structure horizontale. Encaissée par rapport aux chaînes Nord et Sud, où se sont formés des dépôts continentaux de gypses et de calcaires lacustres accumulés sur des épaisseurs considérables. Au niveau des plaines proprement dites, les ruptures de paysages sont formées de roches (grès) assez dures. Cependant la quasi-totalité de ces régions basses est constituée par des dépôts quaternaires provenant des roches tendres (marnes et argiles rouges) arrachées par l'érosion des zones montagneuses et sur lesquels interviennent les processus pédologiques.

Le caractère essentiel de ces formations, aussi bien dures que tendres, est la présence de sels (calcaire, gypse et sels solubles) qui aura des conséquences sur la composition des eaux superficielles et souterraines comme nous allons le voir.

Au point de vue mise en valeur la géologie explique en partie les sols et les réserves en eaux souterraines. Les nappes sont le plus souvent assez profondes, la rationalisation de leur mise en valeur paraît délicate.

#### 4. CARACTÈRE GÉOMORPHOLOGIQUE

La géomorphologie est utile à la pédologie, qui est pour sa part l'indispensable conseillère de l'agriculture. Dans cette partie nous faisons ressortir les caractères orographiques dominants.

Sur le plan morphologique la zone d'étude se compose de quatre ensembles : les terrasses, Les versants, les glacis et les petites dépressions.

##### 4.1 Les versants

J. Tricart (1965) a remarqué avec raison que la concavité basale est, sur beaucoup de nos versants, due à l'accumulation. C'est que nos versants ne sont pas en profil d'équilibre. Les débris s'accumulent à la base parce que l'évacuation ne se fait plus, en raison du réchauffement climatique qui a suivi la dernière glaciation ; l'évaporation a diminué les débits des cours d'eau et entraîné, par là, leur impuissance à charrier ce qui se présente à eux.

Dans certains cas, le cours d'eau au fond de la vallée est même devenu intermittent ou a disparu, en raison de l'abaissement des nappes phréatiques depuis l'époque froide contemporaine de la dernière glaciation ; alors, les matériaux descendus du versants dits colluviaux (tandis que ceux qu'apportent les cours d'eau sont dits alluviaux) empâtent le fond et lui donnent un profil transversal en berceau. Beaucoup de vallées sèches ou « vallons secs » des pays calcaires ont une concavité de fond qui s'explique ainsi.

Mais la concavité basale n'est pas toujours due à l'accumulation ; elle représente souvent une pente d'équilibre, de légère ablation et de transport, avec un épaissement très modéré du manteau de débris par rapport au secteur d'amont.

Dans ce cas, l'abaissement de la pente dans le secteur aval du versant peut s'expliquer par l'amenuisement des débris qui s'altèrent de plus en plus, au fur et à mesure de leur descente ; les matériaux devenant de plus en plus fins vers l'aval, ils seront de plus en plus facilement entraînés par les filets du ruissellement diffus ou même, en particules colloïdales, par l'eau d'infiltration qui chemine obliquement dans le sol.

Une pente plus faible permettra donc un transit de matière égal ou supérieur à celui de l'amont.

Suivant l'avancement de l'évolution, la section concave remonte plus ou moins haut sur le versant.

Quand celui-ci est jeune, encore près du talus d'équilibre de gravité, la concavité se réduit à un simple colmatage d'angle mort. Mais à mesure que le versant évolue et s'abaisse, que sa pente diminue et que le cheminement des débris se fait plus lentement, l'altération de ces débris se fait sentir davantage, et l'amenuisement est assez marqué pour que la concavité affecte tout un secteur.

Dominant les plaines, les versants très escarpés (pente 35%) sont constitués de grés calcaires. Au djebel mesreguine, ils sont formés de serhats tendres. Sur les versants du Djebel Ouargla c'est les grés et les marnes qui prédominent avec quelques replats donnant l'aspect de marche d'escalier ; ces formations sont assez rares dans les parties sud.

#### 4.2 Les terrasses

La succession des terrasses permet de connaître la morphogénèse de la vallée. Mais les difficultés sont grandes. Chaque terrasse doit être datée par des méthodes morphologiques, morphoscopiques et paléontologiques. Dans cette étude, il faut prendre garde que le matériel d'une terrasse peut être descendu par glissement ou solifluxion sur une terrasse inférieure.

Chaque nappe doit être caractérisée par sa composition granulométrique, le mode de stratification des lits alluviaux qui la composent, la valeur des indices d'éroulé et d'aplatissement de ses galets, sa composition lithologique, laquelle peut nous renseigner sur le climat (ainsi, peu de granite intact sous climat chaud). Il importe de déceler également si d'anciens sols ne s'intercalent pas dans la terrasse ; ils seraient l'indice d'un stade d'arrêt dans le remblaiement et nous renseigneraient sur le climat qui a présidé à leur élaboration.

Les terrasses de la zone steppique, basses et larges sont utilisées pour les cultures céréalières, d'autres se rencontrent au bord des oueds et sont gorgées d'eau en période humide. Citons celles de l'oued Kerkour, l'oued si Mohammed et l'oued Es said. Il s'agit de basses terrasses caillouteuses. Selon BENEST (1985), les terrasses doivent intercepter le ruissellement en surface avant qu'il ait atteint une rapidité suffisante pour pouvoir ronger le sol dans les proportions importantes. En fait les terrasses contribuent à diminuer l'érosion en raccourcissant les pentes.

#### 4.3 Les glacis

Le glacis est une topographie de pente longitudinale nette (1 à 5%) en moyenne constante ou légèrement concave, mais de pente latérale nulle ; autrement dit, les rill (rigoles peu profondes, légèrement sinueuses) qui le parcourent coulent parallèlement sans s'enfoncer sensiblement dans la surface du glacis, de sorte qu'on ne saurait distinguer lits et interfluves.

Si le cours d'eau s'encaisse dans le glacis, c'est que celui-là subit un rajeunissement et que le glacis est une forme du passé. Ainsi on connaît des glacis entaillés par les cours d'eau. Mais chacun d'entre eux n'en est pas moins un plan incliné. Tout encaissement tend à détruire le glacis, dont l'élaboration ne peut donc s'expliquer que par des processus au ras de sol. Les glacis ont particulièrement souffert au cours de ces dernières années de sécheresse. On distingue deux types de glacis :

- les glacis à encroûtement calcaire : ces zones reçoivent des apports d'eau de ruissellement sont caractérisées par les groupements à *Artemisia-Stipa* ;
- les accumulations calcaires se font en nodule. Selon POUGET (1980), les glacis encroûtés du quaternaire moyen demeurent par excellence le domaine de la steppe à alfa et graminées diverses souvent dégradées par le surpâturage.

À El Mader et Bled El-Zahra. Nous avons constaté les glacis d'érosion recouverts par une formation végétale à *Stipa tenacissima*. Les mêmes observations ont été faites par DJEBAILI (1984) dans la région de Tadmit en 1970.

#### 4. 4 Les petites dépressions

Ces petites dépressions appelées dayas (mares temporaires) sont souvent cultivées : ce sont des dépressions fermées où s'accumulent les eaux de ruissellement : Elles représentent un milieu écologique bien spécifique sur lequel on trouve de l'armoise ou Chih.

Sur ces dayas on observe des sols à texture très fine, particulièrement favorables à l'érosion éolienne. Elles sont caractérisées par une végétation de plus en plus dégradée.

### 5. CARACTÈRE HYDROLOGIQUE

Le réseau hydrographique est endoréique. Plusieurs oueds aboutissent à chott EL Gherbi . Ces dernières différences proviennent en partie du relief et du climat. L'endoréisme est favorisé par des reliefs de cuvette. Les sources sont elles-mêmes d'origine très différente. Les unes sont de simples suintements du régolite, dans lequel l'eau s'est infiltrée ; les autres sont des affleurements de nappes contenues dans les roches profondes poreuses.

#### 5.1 Les nappes phréatiques

Au niveau des hautes plaines steppiques de l'ouest , les sources sont rares , les nappes phréatiques profondes appauvries se sales au fur et à mesure que les sols s'améliorent .

Certaines nappes phréatiques situées à quelques dizaines de mètres de profondeur sont depuis longtemps exploitées à partir des puits de surfaces par les populations pastorales. Certaines sont bien connues (BERBAR, 1979) à savoir :

Sidi Djillali débit	supérieur à 100L / seconde
Sebdou Ain Medra	supérieur à 90L / seconde
Ain Tarbzoult	supérieur à 50L / seconde
Ain Teboudra	supérieur à 40L / seconde

À cause de la nature des terrains et du relief, ainsi que de l'endoréisme du réseau hydrographique, il est possible de trouver plusieurs types de nappes, très différentes quant à leur importance, leur profondeur, leur salure et leur faciès chimique.

Si l'inventaire des nappes profondes de la région des basses plaines de Tlemcen est achevé celui du sud est peu avancé. Cependant il existe encore de nombreuses zones à Sidi EL Djillali à EL Aricha et à chott EL Garbi où les nappes ne sont utilisées ou sous-utilisées et les possibilités d'aménagement sont importantes.

## 5. 2 Les oueds et les sources

D'un point de vue hydrographique on observe :

- Les oueds de la steppe, la plupart sont des torrents intermittents dont le lit n'est rempli qu'en période de crues tel que : l'oued Ben Teicha à El Aouedj, l'oued Zelizlat à Ras El Ma et l'oued El Gentara à Sebdou ;
- Les sources rares et peu abondantes : source Tarbzoult, source Sahb Gueffoul et H.Zerrouki ;
- Une zone de drainage en bassin fermé dite d'endoréisme correspondant « grosso modo » à la steppe, c'est-à-dire à l'ensemble régional compris entre les isoyetes 200 et 400mm.

Les eaux de ruissellement représentent actuellement les seuls apports pouvant permettre de combler en partie le déficit hydrique des cultures. Les possibilités d'aménagement en vue de collecter ces eaux de ruissellement pour des usages agricoles sont très importantes, mais difficiles à évaluer avec exactitude en raison du caractère aléatoire de la pluviosité. Leur qualité est bonne et peu contraignante pour l'agriculture (0.3 à 1g/l).

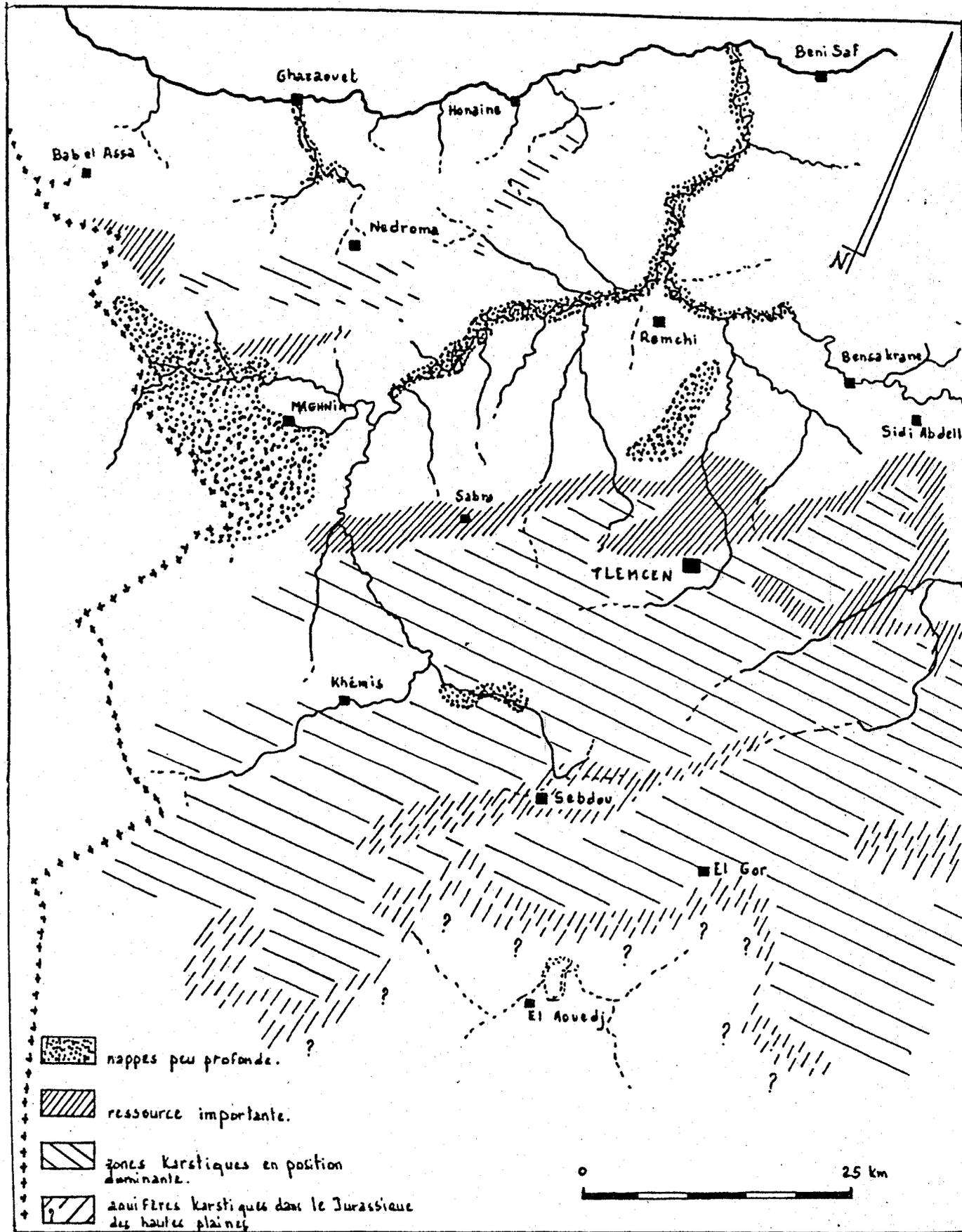


Fig. 11 Les nappes phréatiques, les ressources en eau souterraines (d'après COLLIGNON, 1986) dans la Wilaya de Tlemcen.



Les oueds ne connaissent que l'alternative du lit à sec ou de la crue ; les plus représentatifs sont :

- Au Sud : l'oued Rhouelis et l'oued EL Hariga ;
- A l'Ouest : l'oued EL Guetiba et l'oued Matmora ;
- A l'Est : l'oued Kerkour ;
- Au Nord : l'oued et Touil et l'oued Mader.

Les ressources en eau souterraine sont limitées et non exploitables pour l'agriculture. L'élaboration d'un plan d'irrigation de cette zone à faible pluviométrie est un problème délicat. La solution dépend de nombreux facteurs tels que les précipitations, les températures, la vitesse du vent et l'humidité atmosphérique.

## 6. CADRE PEDOLOGIQUE

### INTRODUCTION

Les sols reposent le plus souvent sur des formations marneuses et gréseuses, parfois ils sont associés à des croûtes et des encroûtements calcaires et gypseux. DUCHAUFOR (1984) rapporte ~~que~~ que les roches mères sont en général calcifères : alluvions éoliennes déposées sur des calcaires pulvérulents.

Les sols des domaines steppiques peuvent être ainsi regroupés :

- Les sols <sup>très</sup> peu évolués (regosols, lithosols) ;
- Les sols calcimagnésiques ;
- Les sols isohumiques (sol brun de steppes) ;
- Les sols brunifiés (sol brun claire) ;
- Les sols salsodiques (sol halomorphes).

### 6.1 Les sols <sup>très</sup> peu évolués

#### 6.1.1 Les régosols

Les régosols constituent un groupe de sols peu évolués qui se sont formés sous différents climats sur roche mère non consolidée (roche mère tendre). Dans les zones steppiques algériennes, ces sols sont caractérisés par une petite couche de matière organique souvent absente sur des pentes trop fortes. Selon KADIK (1987) : la dégradation des sols bruns calcaires sur calcaires tendre aboutit à la formation de sols du type régosolique ou du type regosol. L'horizon A est de 20-30cm dont la teneur en humus peut parfois dépasser 2%. Les régosols sur affleurements marneux, dans la région soumise à une érosion très forte, sont déboisées par l'homme.

Ces sols sont colonisés soit par l'alfa, soit par l'armoise blanche (*Artemisia herba alba*).

Les régosols correspondent en fait aux affleurements de la roche-mère dans les entailles des ravines creusées par l'érosion. La présence en surface d'un horizon (A) peu épais indique une simple désagrégation physique de la marne en polyèdres plus ou moins fins. Les sols régosoliques se distinguent des régosols par une évolution plus poussée qui se manifeste par :

- soit la présence en surface d'un horizon d'apport colluvial, généralement de texture plus grossière avec des débris de grés ou de calcaires provenant des bancs de roches dures en alternance avec les marnes.
- soit un horizon A, encore faiblement organique de texture fine à très fine, structure polyédrique moyenne à fine.
- soit un début d'accumulation calcaire sous forme d'encroûtement (S10, sur les argiles sableuses rouges du Tertiaire continental).
- soit une structure à caractère verticale à faible profondeur sur certaines marnes du Miocène de la bordure septentrionale des hautes plaines (aride supérieur).

### 6.1.2 Les lithosols

L'évolution de ces sols est freinée d'abord par la roche mère (roche dure) qui est en général difficilement altérable mais morphologiquement le profil reste du type A- AC- C. Il en diffère par l'accumulation de l'humus dans un horizon plus ou moins évolué. OZENDA (1982) rapporte que les lithosols sont ceux qui sont constamment remaniés par les actions superficielles. La zone d'altération est localisée en surface et seule une petite couche de matière organique peut apparaître. En Algérie le groupe lithique sur gré est colonisé par le groupement à *Stipa tenacissima* et *Launiaeaca acanthoclada* dans l'étage aride. (DJEBAÏLI, 1984)

## 6.2 Les sols calcimagnésiques

### 6.2.1 Sols calcimagnésiques humifères : rendzines

Si l'on excepte la rendzine brunifiée forestière, qui offre un horizon (B) brun ou ocre peu développé par rapport à l'horizon A<sub>1</sub>, les sols de ce groupe sont caractérisés par un profil de type AC. L'horizon A<sub>1</sub> est coloré par la matière organique qui masque plus ou moins la couleur brune du fer : les rendzines typiques sont noires ou grises suivant la quantité de matière organique incorporée, elle-même fonction du type de végétation.

Certaines rendzines sur calcaire tendre ou sur craie, sont exceptionnellement riches en carbonates qui arrivent à masquer complètement la matière organique, en général peu abondante ; il s'agit de rendzines peu évoluées, encore très voisines d'un « régosol » (rendzine blanche).

Il existe cependant des rendzines dont l'horizon  $A_1$  humifère offre une couleur brune, liée à l'abondance du fer libre : en fait, le profil est encore de type AC ; comme le souligne Mückenhausen (1962), il ne faut pas confondre la couleur brune de l'horizon A humifère avec la véritable « brunification », c'est-à-dire l'apparition d'un horizon (B) à structure polyédrique située sous l'horizon humifère  $A_1$ .

### 6.2.2 Sols calcimagnésiques très humifère

La teneur en matière organique est plus élevée que dans les rendzines typiques : elle est supérieure à 15% dans les horizons de type  $A_1$  à structure grumeleuse.

Lorsqu'un horizon (B) à structure polyédrique se développe, il contient encore de la matière organique en quantité appréciable et il est souvent de couleur foncée.

On peut distinguer trois groupes qui peuvent être schématiquement définis de la façon suivante :

- Profil  $A_0C$  (ou  $A_0R$ ) : sols caractérisés par l'absence ou le faible développement de l'horizon mixte organo-minéral  $A_1$  : sols lithocalciques humifères ;
- Profil  $A_1C$  (ou  $A_0A_1C$ ) : horizon  $A_1$  à structure grumeleuse, bien développée : sols humo-calcaires et humo-calciques ;
- Profil  $A_1(B)C$  : présence d'un horizon (B) riche en éléments silicatés et bien structuré (polyédrique) : sols bruns calcaires ou bruns calcaire humifères (mélansés).

En fait, les formes de transition sont fréquentes, en particulier entre les deux premiers groupes : il arrive souvent que les sols lithocalciques humifères présentent, au contact du calcaire dur, un horizon  $A_1$  de quelques centimètres d'épaisseur, mais cet horizon est toujours extrêmement riche en matière organique (plus de 25%) : l'essentiel du profil est constitué d'un horizon  $A_0$  épais de type tangal ou mor, contenant plus de 50% de matière organique. Certains de ces sols calcimagnésiques humifères sont formés sur dalle de calcaire dur, ce qui interdit tout mélange des éléments minéraux et organiques : d'autres au contraire, caractérisent les éboulis très grossiers.

### 6.2.3 Les rendzines grises :

Ce sont des sols à croûtes et encroûtements calcaires superficiels sur les moyens et les bas glacis polygéniques du quaternaire ancien et moyen. Les rendzines grises xérophiles sont riches en calcaires, mais moins riches en humus.

Selon POUGET (1980), avec le remplacement de la forêt par la steppe : l'horizon humifère Ah devient de moins en moins riche en matière organique et se transforme en horizon A. Dans l'étage aride, principalement là où les précipitations annuelles varient entre 200 et 300mm, ils sont colonisés par des groupements variés à base de Stipa tenacissima, de Lygeum spartum (sur gypse) et d'Artemisia herba alba.

En Tunisie c'est le domaine d'alfa à Gymnocarpes decander ou à Anarrhinum brevifolium. (FLORET et PONTANIER, 1982). Malgré la très bonne aération, due à la stabilité de la structure le sol est difficile à travailler et présente une insuffisance en réserves d'eau pendant la saison sèche. La culture intensive permet de remédier à ces inconvénients.

### 6.3 Les sols isohumiques

#### 6.3.1 Les sols de steppe

Aux steppes développées en climat continental et méditerranéen subaride, correspondent des sols caractérisés par leur richesse en matière organique humifiée et la saturation de leur complexe absorbant. Ils doivent ces particularités à la quantité très importante de débris végétaux fournis par ce type de formation et à la teneur élevée en azote et en bases des espèces dominantes (graminées principalement).

Sous ces climats aux faibles précipitations, l'altération des roches mères est réduite, et le lessivage limité au carbonate de calcium (différenciation d'un horizon Ca d'accumulation du calcaire).

Les chernozems. Ces sols, encore appelés terres noires, se rencontrent sur roches-mères variées sous les climats continentaux faiblement arides (350 à 450mm de précipitations) et à contrastes saisonniers marqués. Leur profil présente en général :

- un A<sub>0</sub> mince ;
- un A<sub>1</sub> très épais (50 à 60cm) et noir, à structure grumeleuse grossière (humus calcique). Les carbonates y sont absents (lessivage), mais le complexe absorbant reste saturé et le pH voisin de 7 ;
- un Ca jaune-ocre assez compact, à traînées et concrétions blanches de carbonate de chaux.

#### 6.3.2 Les sols châtaîns.

En climats continental plus aride (250 à 300mm de précipitations), ou se développe une steppe moins dense, la teneur en matière organique des sols steppiques est plus faible et le lessivage des carbonates plus réduit. IL s'agit

des sols châtaîns, à horizon A<sub>1</sub> encore carbonaté, coloré en brun-chocolat par l'humus calcique, et à horizon Ca peu important.

En climats méditerranéen semi-aride, en Afrique du Nord, se rencontrent, associés à la steppe à Alfa et Artemisia, des sols châtaîns rouges.

### 6.3.3 Les sols isohumiques de climats chauds (isohumiques tropicaux)

Ces sols, dont l'existence est certaine, ont été encore peu étudiés et leurs caractères sont mal connus, ce qui explique leur appellation encore très provisoire.

La classification de la F.A.O les rattache aux sols châtaîns, bien qu'en fait, ils soient plus pauvres en matière organique (1 à 2%); en outre cette matière organique est plus transformée, plus riche en acides humiques gris, ce qui donne au profil une teinte très sombre : comme pour les vertisols, la fraction de la matière organique labile disparaît très vite par minéralisation. En outre le complexe absorbant est souvent partiellement saturé par les ions Mg<sup>++</sup> et Na<sup>+</sup>, ce qui indique une tendance à l'alcalinisation.

## 6.4 Les sols brunifiés

### 6.4.1 Les sols bruns clairs

Ces sols bruns sont répandus sur les continents européens, asiatique et en Afrique. En Algérie les sols à carapaces calcaires se situent dans l'étage semi-aride d'EMBERGER (1955); vers l'aride, ils cèdent la place aux sols bruns steppiques à carapace d'origine plus complexe. La végétation de ces sols comprend en plus d'Artemisia et Stipa un certain nombre de végétaux xérophiles.

La steppe claire et xérophile tend à devenir dominante lorsque l'évapotranspiration (ETP) dépasse la pluviométrie (DUCHAFOUR, 1984). La roche mère peut être de nature variée mais se rencontre surtout sur roche mère calcaire marnes à gré calcaire. La texture est homogène, l'humus 2 à 3%. Parfois on remarque l'apparition de sels solubles à la surface du sol. Certains sols de steppes bruns sont rubéifiés, ils proviennent de l'évolution des sols rouges anciens en climat aride ou semi-aride. (GRECO, 1966)

### 6.4.2 Les sols bruns lessivés

A<sub>1</sub> mull très actif, très aéré (C/N12 à 15) à passage très progressif vers A<sub>2</sub> L'horizon A<sub>2</sub> et l'horizon B<sub>1</sub> sont peu différenciés sur le plan de la couleur (A<sub>2</sub> brun clair B<sub>1</sub> un peu plus foncé); l'opposition de la structure et de la texture est plus marquée (B<sub>1</sub> polyédrique, revêtement argillanes de couleur brune). La

porosité est partout élevée, surtout en  $A_1$  et  $A_2$  ; elle est encore de 40 à 45% en  $B_1$  qui de ce fait, est bien colonisé par les racines ; aucune trace d'hydromorphie en  $B_1$ .

Les argiles dominantes sont des argiles micacées (illites), parfois ouvertes (vermiculites) mais sans « aluminisation » marquée ; les argiles les plus fines (montmorillonites) héritées du matériau sont lessivées de façon préférentielle et constituent l'essentiel des revêtements en  $B_1$  : la capacité d'échange des argiles est élevée et supérieure à 0,5m.e./gramme.

Les taux de saturation en bases présente de façon très accentuée les deux valeurs maximales en  $A_1$  et en  $B_1$  qui ont été signalées dans les caractères généraux des sols lessivés. Ce taux de saturation est toujours supérieur à 50% en  $A_1$  et à 25% en  $A_2$ . Il n'y a pas pratiquement d' $Al^{3+}$  échangeable, sauf parfois, en petite quantité en  $A_2$ , dans les types les plus acides.

### 6.4.3 Les sols lessivés acides

L'ensemble du profil est plus différencié : l'humus est un mull-moder plus foncé moins bien structuré, à transition nette avec  $A_2$  (C/N plus élevé, de l'ordre de 20).  $A_2$  est plus clair, moins poreux, à structure souvent lamellaire ; la limite entre  $A_2$  et  $B_1$  est souvent tranchée.  $B_1$  offre une couleur plus vive que  $A_2$  est des taches ocre ou rouille alternent avec des argillanes plus ou moins décolorées.

Ces caractères faiblement hydromorphes s'accroissent dans le type « sol lessivé dégradé » et qui se caractérise par des taches blanchâtres pulvérulentes à la limite  $A_2$ - $B_1$ . La porosité s'abaisse considérablement en  $B_1$  et peut atteindre 30% dans ces faciès dégradés et hydromorphes des taches rouille et des concrétions apparaissent à la limite  $A_2$ - $B_1$ .

La micromorphologie indique une tendance à la migration séparée de l'argile et du fer ; l'argile forme des argillanes d'illuviation secondaire partiellement décolorées, qui voisinent avec des taches rouille ou le fer tend à se concentrer : Cependant, les indices d'entraînement des deux éléments restent du même ordre.

Les argiles manifestent un début de dégradation par « aluminisation ». Les vermiculites  $A_1$  et chlorites  $A_1$  dominant, les montmorillonites vraies tendent à disparaître de la partie supérieure du profil et même au sien des revêtements de  $B_1$ . La dégradation des argiles micacées se traduit par l'augmentation du rapport  $Al$  libre /argile, qui passe de 0,6 dans le sol brun lessivé, à une valeur comprise entre 1 et 2%.

## 6.5 Les sols salsodiques

### 6.5.1 Les sols halomorphes

Les sols halomorphes s'observent fréquemment dans les hautes plaines et même localement dans l'atlas saharien, les terrasses, les zones d'épandages et les dépressions à nappe phéatique salée. Ces sols sont dus aux conditions arides et semi-arides qui fournissent la réserve des sols. Ils se caractérisent par les espèces susceptibles de supporter la salure : telle que les halophytes. Selon OZENDA (1982), les steppes salées forment une ceinture irrégulière autour des grandes dépressions.

En Tunisie : ces sols halomorphes se trouvent dans les zones endoréiques ou semi-endoréiques dans les systèmes de grands chotts présentant des peuplements d'Atriplex halimus (POUGET, 1980). Les sols salsodiques ne sont pas toujours utilisables. Dans certains cas on réalise des cultures adaptées tel que l'orge et la luzerne. La pratique du drainage, abaissant le niveau de la nappe permet d'augmenter la profondeur utile du sol.

### 6.5.2 Sols Alcalins lessivés : solonetz

Le lessivage des argiles sodiques intervient sous l'action des eaux de pluie, de sorte que le profil prend un aspect plus différencié ; un horizon  $A_2$ , partiellement décoloré, limoneux et mal structuré, se forme à la partie supérieure du profil. Dans cet horizon, le pH baisse fortement par suite de l'entraînement partiel des ions  $Na^+$  (pH 7 à 8). Il surmonte immédiatement l'horizon nitrique, à structure en colonnes arrondies très caractérisée ; le sommet des colonnes est souvent enrobé d'une couche pulvérulente blanchâtre ; latéralement, les colonnes sont recouvertes d'un revêtement amorphe formé d'un mélange d'argiles partiellement dégradées et non orientées optiquement, de gels silicatés et d'humâtes sodiques.

Cet horizon est fortement alcalin, l'ion  $Na^+$  représentant plus de 15% de la garniture ionique du complexe.

### 6.5.3 Sols Alcalins Dégradés : soloth

C'est le stade ultime de l'évolution du solonetz qui aboutit à une acidification marquée des horizons supérieurs, la base de l'horizon  $B_1$  pouvant encore conserver son caractère alcalin primitif : il n'est pas rare que le pH soit de l'ordre de 5 en surface, atteigne 7 à la partie supérieure de  $B_1$  et 9 à la base. Certains profil, sont plus évolués et caractérisés par la disparition presque complète de l'ion  $Na^+$  du complexe, l'ion  $Mg^{++}$  étant par contre resté abondant ; ceci apparente un tel profil au planosol solodique, terme ultime de l'évolution des sols alcalins en milieu à hydromorphie d'eau douce.

Les profils de soloth sont encore de type  $AB_1C$ , mais ils se caractérisent par une généralisation du processus de dégradation.

## CONCLUSION

L'étude des accumulations calcaires a mis en évidence une forte individuation du calcaire dans la partie médiane des profils amont avec diminution brutale dans les horizons sus-jacents et une diminution progressive dans les horizons sous-jacents. De haut en bas dans les profils complets, se développe alors la succession, accumulation diffuse, pseudomycélium, croûte et encroûtement.

Quant aux variations latérales, il ressort nettement que l'individualisation du calcaire est très importante dans la partie amont de la séquence (croûte, encroûtement, nodules). En revanche, dans la partie avale les accumulations calcaires prennent d'autre forme (diffuse, discontinue). En partant du haut de la séquence la croûte calcaire devient plus mince, discontinue puis disparaît.

En Algérie ces sols de steppes sont des croûtes carbonatées privées de profil génétique avec une faible tendance au gris. par référence aux sols gris subdésertiques. Ils sont aussi caractérisés par la formation de la croûte de battance dû par destruction de la structure du sol.

On constate ces dernières années que les sols de la région steppique sont soumis à une érosion intense (érosion éolienne) liée à une surexploitation de l'alfa, ainsi qu'aux défrichements et labours des sols donnant souvent des récoltes aléatoires.

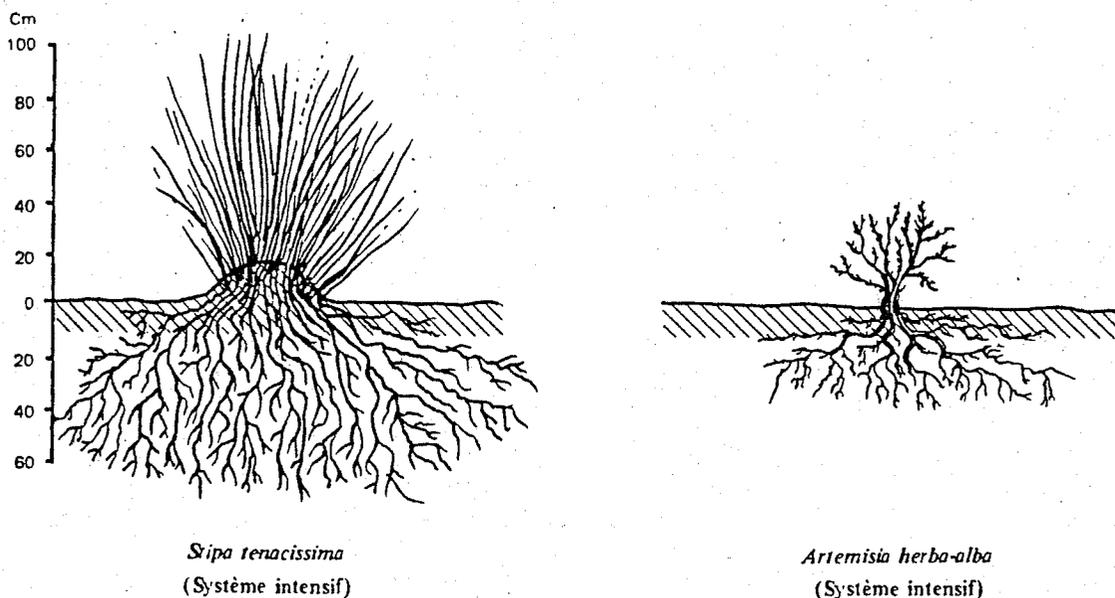
## 7. La production végétale

### Introduction

Le territoire de la steppe en Algérie couvrait 12 millions d'ha, autrefois presque exclusivement consacrés à l'exploitation pastorale, et qui se trouvent maintenant défrichés à plus de 30% de leur surface pour la céréaliculture. Les cultures de céréales, en vue desquelles ces défrichements sont principalement pratiqués, ont des rendements en grains qui varient de 0 à 600kg/ha selon les années et le type de sol, avec une moyenne inter-annuelle certainement inférieure à 300kg/ha. Des pasteurs nomades, qui utilisaient la production de la végétation naturelle quand et où elle se présentait, les habitants tendent à devenir agriculteurs sédentaires. L'utilisation des terres est jusqu'à un certain degré sous la dépendance des conditions climatiques, de la position topographique, de la nature du substrat et de la composition de la flore. D'une façon générale, la culture aurait dû rester localisée dans les zones basses ou sur le piémont des montagnes recevant un appoint d'eau par ruissellement ; les 400 à 200mm de pluviosité moyenne annuelle ne permettent pas des rendements soutenus sans cet apport.

Depuis ces dernières décennies, les steppes de la région Ouest de l'Algérie sont progressivement défrichées pour une céréaliculture aléatoire.

L'alfa non seulement constitue l'alimentation de l'élevage ovin mais ses fibres fournissent un papier de première qualité 100.000 tonnes de feuilles d'alfa par an (BOURRAHLA et GUITTONNEAU, 1979).



**Fig. 12b :** Systèmes racinaires des principales espèces steppiques :  
Stipa tenacissima et Artemisia herba-alba

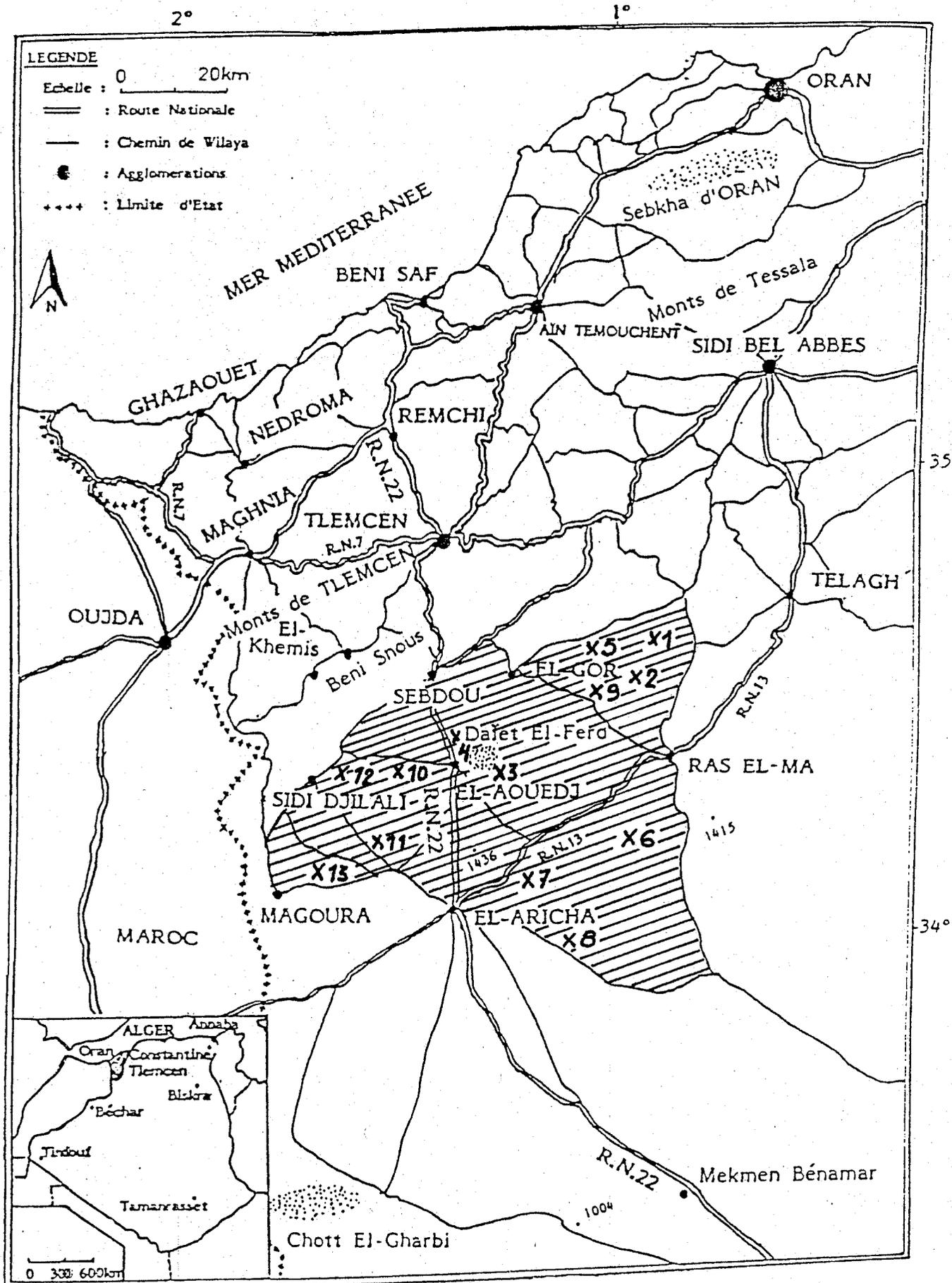


Fig. 13 Situation géographique et les zones d'étude.

Actuellement cette steppe occupe encore de grandes surfaces, surtout dans les régions à pluviosité comprise entre 200 et 400mm (CELLES, 1975). À cet effet la végétation des hautes plaines a fait l'objet de nombreuses études écologiques permettant une meilleure approche de l'action possible de cette végétation sur les sols, en particulier l'influence du système racinaire, fort important dans les processus de pédogenèse.

Cette diversité des systèmes écologiques est aussi un facteur favorable pour le pasteur qui peut conduire ses animaux sur des parcours à époques de productions échelonnées : parcours à bases d'annuelles de fin d'hiver et début de printemps des zones défrichées ; parcours de chaumes à la fin du printemps ; parcours de printemps et d'été des plaines sableuses ; parcours d'été des pelouses des fonds alluviaux.

Nous rejoignons ici le problème de l'utilisation optimale des ressources qui va être évoqué dans le paragraphe suivant, après un bref rappel de la situation passée et actuelle.

## **7.1 Les ressources végétales des régions steppiques :**

### **7.1.1 L'alfa :**

En effet, au cours des siècles précédents, lorsque la pression des pasteurs nomades n'était pas trop forte, et surtout, laissait des périodes de repos à la végétation, des oscillations de courte période autour de l'équilibre étaient la règle. Actuellement, des seuils de dégradation sont souvent dépassés, ce qui se traduit en général par une disparition complète de certaines espèces, la prolifération d'espèces nouvelles et une érosion du sol. La régénération est alors plus lente et conduit à des systèmes écologiques différents, à productivité plus faible, et en général moins stable que les précédents.

L'alfa est une graminée typiquement méditerranéenne que l'on trouve dans les hauts plateaux. Elle occupe surtout les régions Sud Oranaise de préférence entre les isohyètes 400 et 100mm (LE HOUEROU, 1969).

De nombreux auteurs (OZENDA, 1982 et KADIK, 1987) considèrent que l'alfa est une espèce transitoire entre les forêts et les groupements à spartes ou autres groupements steppiques. D'autres (LE HOUEROU, 1969 ; CELLES 1975 ; BOUAZZA, 1995 ; BENABARDJI, 1995) considèrent que les matorrals correspondent à une phase de transition dans les séries de dégradation entre les forêts de Pin d'Alep et les steppes à alfa. L'alfa joue un rôle important dans la conservation du sol.

Cette production de la végétation naturelle présente des variations interannuelles considérables liées à la pluviosité. La production annuelle de la végétation naturelle présente une variabilité beaucoup plus grande que la variabilité interannuelles des précipitations. Ceci est lié à la répartition et à l'intensité des pluies : pour une même valeur de pluie annuelle la production peut facilement varier de 1 à 3. L'eau des faibles pluies est en effet immédiatement reprise par évaporation, alors que l'eau des trop fortes pluies est perdue par ruissellement.

Grâce à son système racinaire, l'alfa fixe le sol sur lequel elle se développe limitant ainsi les effets de l'érosion et constituant de ce fait une barrière naturelle contre l'avancée du désert.

### 7.1.2 Les cultures fourragères

L'intensification et l'extension des cultures céréalières en milieu steppique pour l'accroissement de la production agricole a provoqué ces dernières années un appauvrissement du sol en éléments fertilisants. COTE (1983) rapporte que ce mouvement a contribué à fragiliser les sols de pentes, de glacis ou des régions steppiques, remués chaque année et dénudés pendant de long mois.

Pour BENACHNHOU (1982) : La pression démographique a conduit les paysans à mettre en culture des terres de moins en moins propices à la culture (terre en pente, régions steppiques, régions à faible pluviométrie) et à surpaturer les parcours qui ainsi se dégradent.

**Tableau 8 :** Concentration de la terre cultivée dans la steppe.

Fourchette De superficie	Propriétaires %	Superficies %
5 ha	43.5	12.1
5 à 10 ha	31.6	29.2
10 à 25 ha	19.3	32.7
25 à 50 ha	5.1	21.7
50 ha	0.5	4.2
	100	100

Source : M. BOUKHOBZA 1982. p 49.

En Algérie l'espace cultivé est passé en un siècle de 2 millions d'ha environ à 7,8 millions, dont 1 500.000ha en steppe.

On voit cependant que les petits paysans formés d'agropasteurs et de semi-nomades détiennent 12,1% seulement. (Tableau 8)

Le taux de boisement de 1,3% est faible à cause de la présence d'un vaste désert.

Les matorrals, plus ou moins dégradées, forment un ensemble forestier hétérogène dans les hauts plateaux comprenant plusieurs espèces telles que : le Pin d'Alep (Pinus halepensis), le chêne vert (Quercus ilex) les genévriers (Juniperus oxycedrus), le lentisque (Pistacia lentiscus) et le Jujubier (Ziziphus lotus).

C'est surtout le Pin d'Alep qui colonise pratiquement la plupart des zones semi-arides et sub-humide. Il occupe de vaste peuplement à Tlemcen, Sidi Bel abbés, Saida, Tiaret et l'Ouarsenis.

A cet effet une importante entreprise fut lancée en 1972 afin de lutter contre la désertification par la création d'une ceinture verte à la limite des zones semi-arides « le barrage vert ».

Des études de reboisements dans le cadre de la lutte contre la désertification (KADIK ; 1987) montrent que 50% des espèces qui constituent des groupements d'alfa, pénètrent dans l'aire du Pin d'Alep au semi-aride et 25% des espèces forestières se rencontrent également dans une partie des territoires steppiques.

Ces milieux forestiers sont caractérisés par des sols humifères peu profonds et situés dans les zones généralement plus élevées et plus humides.

### 7.1.3. Les espèces spontanées fourragères

Les espèces spontanées fourragères, comme les céréales, contribuent économiquement aux besoins alimentaires de l'élevage ovins surtout les années sèches.

La steppe d'Artemisia herba-alba couvre encore de grandes surfaces sur des substrats à texture relativement fine (BENABADJI, 1995).

D'autres espèces fourragères telles que : Medicago laciniata, Hedysarium glomeratum et H. carnosum peuvent jouer un grand rôle dans les aménagements pastoraux des zones arides et semi-arides (ABDELGUERFI et BERREKIA, 1985).

En Algérie les Atriplex représentent près d'un million d'ha plus ou moins dégradées (OUADAH, 1982) et sont très recherchées par le bétail (FROMENT, 1972).

Les espèces spontanées interviennent dans la mise en valeur des régions où la végétation a été fortement dégradée. À l'égard des précipitations. HALITIM (1985) estimait que le rôle du couvert végétal est primordial : Il consiste dans une modification qualitative et quantitative de l'alimentation hydrique de la couche superficielle du sol.

La phytomasse aérienne actuelle des espèces pérennes est à moins de la moitié de la phytomasse qui paraît optimale pour la production. La phytomasse des espèces pérennes est constituée à plus de 90% par des chaméphytes ligneux ; les espèces herbacées pérennes semblent moins bien résister au pâturage, car elles réapparaissent en quantité importante dans les mises en défens. Les quelques mesures de phytomasse souterraine réalisées permettent de penser que celle-ci est sensiblement équivalente à la phytomasse aérienne. Une trentaine d'espèces constituent la presque totalité de la phytomasse sur pied des terrains de parcours, chiffre relativement important et qui donne déjà un aperçu des possibilités d'adaptation de la végétation à des conditions de milieu très diversifiées (POUGET, 1980).

La production aérienne de la végétation naturelle est faible et très variable selon les systèmes écologiques considérés.

## **7.2 Les ressources végétales de la région étudiée**

Depuis quelques décennies en raison de la pression anthropozoogène sans cesse croissante, la steppe de la région de Tlemcen est menacée par le phénomène de dégradation. C'est une zone à vocation pastorale qui constituent 41% de la surface totale de la Wilaya (B.N.E.D.E.R, 1983) et plus particulièrement les communs de Sidi Djillali, El Aricha, El Gor et Bouihi (soit 80% de la superficie de la Daira de Sebdou).

D'une façon générale, on peut remarquer que la sélection des espèces présentes s'est opérée plus sur des critères de reproduction. Par exemple, si l'on remplace une communauté végétale spontanée par une culture d'orge, même fertilisée, la production est en général plus élevée (mais moins étalée dans le temps, avec les inconvénients et les risques que cela comporte).

C'est une des raisons qui pousse à chercher à modifier ces systèmes de la zone steppique et à sélectionner des espèces plus adaptées aux exigences de production actuelles et à les cultiver.

Il faut alors avoir présent à l'esprit que l'eau n'est pas le seul facteur limitant de la production. Celle-ci est aussi contrôlée par le niveau tropique du sol. On a montré que surtout en année pluvieuse (250-300mm), la pauvreté en éléments nutritifs limite la production.

### **7.2.1 La céréaliculture**

L'extension relativement récente de la céréaliculture dans la zone steppique s'est faite sur des milieux très variés (daya) en particulier sur des vastes surfaces encroûtées, et sur les sols à texture grossière plus ou moins profondes.

Actuellement la zone steppique contrairement aux plaines du Nord ne possède qu'une faible étendue de surface agricole. L'insuffisance des précipitations, aggravée par leur irrégularité est un handicap sérieux au développement agricole.

Dans les zones bien arrosées (Sebdou et Benibahdel), on utilise le blé dur. Par contre dans les zones moins arrosées (El Gor, Sidi d'El Djillali et El Aricha) on utilise l'orge qui est plus précoce et mieux adaptée (B.N.E.D.E.R., 1983).

Il convient cependant de préciser que les rendements des céréales sont faibles de 4 à 5,25q/ha. D'après LE HOUEROU (1969), la céréaliculture pratiquée dans la steppe et non seulement un danger extrêmement grave de désertification, mais le produit final est la plupart du temps inférieur à la production des parcours.

On constate ces dernières années dans les hauts plateaux que la céréaliculture réduit à un rythme très rapide la surface réservée aux parcours, entraînant une dégradation rapide des sols.

L'intégration de la céréaliculture et du parcours dans l'aménagement rural permet une réponse flexible pour la production en fonction de la pluviosité de l'année. Si l'année est bonne, la céréale est récoltée et les parcours suffisent aux animaux ; si l'année est sèche au printemps, la céréale en vert (qui a toujours un minimum de croissance hivernale) est pâturée avant maturité. C'est un système utilisé depuis fort longtemps par les populations locales. (Tableau 9)

**Tableau 9 :** Production végétale par groupe spéculation et par commune (1986 / 1987)

Communes	<u>CÉRÉALES</u>			<u>FOURRAGES</u>		
	Superficie ha	Production qx	Rendement qx / ha	Superficie ha	Production qx	Rendement qx / ha
El Aricha	5050	1510	3	80	160	3
Sidi Djillali	4300	17200	4	80	120	3
El Bouihi	2900	11800	4	40	30	3
El Gor	7675	30700	4	294	527	3
Total	19925	74850	4	454	837	3

Source : M. BOUAZZA et M. BENABADJI (Thèse de Doctorat d'État, 1995).

Dans ces zones cultivées, on développe la culture de l'orge qui semble la culture la mieux adaptée avec malheureusement un rendement toujours faible de 0 à 6,5q/ha (GILBON, 1981).

### 7.2.2 Les ressources alfatières

Les nappes alfatières se localisent surtout dans la région Sud de Tlemcen, dans les zones d'El Aricha (55 735ha), Sidi Djillali (102 300ha), El Gor (57 102ha) et Sebdou (5 000ha).

Leur superficie représente 68% de la surface totale de la Wilaya de Tlemcen.

Sur la zone étudiée, la nappe alfatière, non seulement se dégrade mais en outre pose des problèmes d'exploitation industrielle.

Dans le tableau 10, on assiste à une surexploitation de l'alfa de 1981-1982 et de 1982-1983, soit 26 214 tonnes en deux ans ; suivie d'une baisse de rendement d'environ 50% consécutive aux conditions climatiques.

**Tableau 10** : Exploitation de l'alfa en tonne de 1980/81 à 1985/86 dans la Wilaya de Tlemcen.

Année	1980/81	1981/82	1982/83	1983/84	1984/85	1985/86
Exploitation de l'alfa en tonnes	2692	11.942	14.272	6245	8336	6984

Source : Sous direction des eaux et forêts, 1987.

Dans certains douars du sud de la Wilaya de Tlemcen, la végétation alfatière n'est pas trop dégradée. Douars (Sahb Safia et Nouala) qui couvre au moins 30% de la surface du sol et protéger de l'érosion éolienne. Par contre dans d'autres zones (Douar Saheb El Ghorab et Garet Rachoua), le couvert végétal se raréfie et le sol est généralement soumis à l'érosion éolienne et hydrique.

A Oglia Djedida, il a été procédé à la mise en défends pour la reconstitution plus ou moins rapide du couvert végétal.

Dans les zones montagneuses, le potentiel de régénération de l'alfa confirmé par les travaux de DJEBAILI (1984), semble obtenir un bon rendement.

## CONCLUSION :

Une solution souple pour augmenter la quantité d'eau mise à la disposition des plantes, et compatible avec des principes écologiques d'aménagement, consiste en la récupération des eaux de ruissellement (en général peu salé : résidu sec inférieur à 1g/l) provenant des systèmes dégradés et à leur concentration vers les systèmes les plus productifs.

La zone d'étude se localise essentiellement dans les steppes sud Oranaises. Au cours de ces dernières années, on constate que pour l'ensemble de ces sols, l'influence du climat se manifeste par les effets d'une aridité croissante qui rend de plus en plus précaire l'équilibre sol-végétation. À cet effet, on assiste aussi sous l'action anthropique à une dégradation physique à savoir :

- des phénomènes d'aridité du milieu, dû essentiellement à une dégradation progressive du couvert végétal,
- une surexploitation systématique par une surcharge ovine quasi permanente,
- et une défertilisation des zones agricoles dues à l'extensification de la céréaliculture.

Pour les dayas, l'équilibre sol-végétation reste stable surtout pour les sols à texture fine à très fine où les groupements végétaux très spécialisés ne varient guère.

Dans le domaine de la mise en valeur économique des études intégrées sont nécessaires (pédologie, hydrologie, hydrogéologie, agronomie, développement des possibilités pastorales, en identifiant les zones à vocations agricoles sur la base d'une cartographie des sols.

L'intégration des zones et des parcours devrait permettre une utilisation optimale de la production irrégulière de ces derniers et une stabilisation des effectifs des troupeaux grâce à la supplémentation en fourrages et grains. Jusqu'à présent, cependant, la dégradation en auréole des parcours, autour des zones agricoles intensives, est presque la règle.

Il faut donc encourager cette intégration par une certaine réglementation et par des mesures incitatives appropriées. Malheureusement les nappes souterraines sont très inégalement réparties sur le territoire.

# Chapitre 2

## CHAPITRE 2

### II- Matériels et Méthodes d'étude

#### 1. Méthodes d'étude

Il faut d'abord souligner que le territoire concerné par ces recherches a fait l'objet de nombreux travaux pour ces profils, l'essentiel de l'étude porte sur les analyses détaillées granulométrique, chimique et minéralogique.

On a caractérisé tous les échantillons par les analyses de base obligatoires : texture, acidité, carbonates. De plus on a effectué les analyses plus spécialisées : quantité de carbone organique et d'humus, qualité des acides humiques (Q4/6), azote total, quantité de phosphore mobile.

Une partie d'échantillons est soumise aux analyses encore plus spécifiques : salinité de sol, quantité de cations ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ) et anions ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ), rapport des anions. On a prélevé aussi un nombre limité d'échantillons non perturbés pour caractériser quatre zones de sol du point de vue physique : porosité, poids spécifique réel et apparent, accessibilité d'eau, capacité en air, point de flétrissement. Une étude spéciale est destinée à suivre la rétention du phosphore (isothermes FREUNDLICH et LANGMUIR).

On ne donne ici que des informations restrictives. Pour plus de détails se référer à VALLA et al (1980) KAOURITCHEV (1980), BONNEAU et SOUCHIER (1979), DUCHAUFOR (1984).

#### 2. Analyse des échantillons non perturbés (état naturel)

Pour prélever ces échantillons, on a utilisé les cylindres métalliques de  $100\text{cm}^3$  de volume.

Après la pesée immédiate (le jour même du prélèvement) les échantillons sont saturés entièrement en eau d'imbibition ascendante puis ils sont soumis au ressuyage progressif durant lequel la partie des vides du sol, remplie par l'eau diminue. La diminution de la quantité d'eau dans le sol est suivie par pesée après la saturation totale et après 30', 120' et 24 heures. A partir de ces opérations on a déterminé :

##### 2.1 Les caractéristiques hydriques

HM = Humidité momentanée : volume d'eau dans le sol au moment du prélèvement.

HS = Humidité de saturation : volume d'eau après la saturation complète (valeur proche à la porosité totale).

HR = Humidité (capacité) de rétention : volume d'eau après 24 heures de ressuyage (l'eau n'est que dans les pores capillaires, valeur proche de la capacité du champ).

## 2.2 Les caractéristiques des pores

P = Porosité totale : volume des vides du sol.

PN = Porosité non capillaire (macroporosité) : volume des pores non capillaires.

PC : Porosité capillaire : volume des pores capillaires.

PS : Porosité semi-capillaire : volume des pores semi-capillaires.

## 2.3 Les caractéristiques de l'air

CM = Capacité momentanée pour l'air : volume d'air dans le sol au moment du prélèvement.

CR = Capacité de rétention pour l'air : volume d'air après disparition d'eau des pores non capillaires et semi-capillaires.

## 2.4 Les caractéristiques de tassement

SA = Poids spécifique apparent : poids d'un cm<sup>3</sup> de terre sèche en état naturel.

Pour effectuer les calculs, on établi un programme en langage « basic » convenant à l'ordinateur IBM XT (voir programme Physique). Ce programme calcule toutes les valeurs mentionnées ci-dessus ainsi que le point de flétrissement.

## 3. Analyse des échantillons perturbés

Les échantillons sont prélevés dans des sachets en plastique et après le séchage à l'air, ils sont utilisés pour les dosages suivants.

### 3.1 Détermination du pourcentage des éléments grossiers

Après la séparation de la terre fine des éléments grossiers par la tamisage à sec (tamis à tours de 2mm), on effectue le lavage et le séchage de la partie retenue par le tamis (éléments grossiers). On les sépare en graviers (particules entre 2 et 20mm) et cailloux (particules comprises entre 20 et 200mm) et on calcule le pourcentage de chaque groupe (somme des éléments grossiers, graviers, cailloux).

### 3.2 Point de flétrissement

Pour déterminer la quantité d'eau non absorbable par les racines des plantes, on a choisi la méthode technique UASA (VALLA et al, 1984). Elle considère à mesurer l'humidité à la limite d'un sol sec et humide.

Les résultats (% pondéral) sont convertis en % du volume en les multipliant par le poids spécifique apparent.

En utilisant quelques caractéristiques hydriques de l'analyse des échantillons non perturbés (HM et HR), on a pu calculer la quantité d'eau disponible aux plantes au moment du prélèvement de l'échantillon EM, pour le sol atteignant l'humidité de rétention (hydrolimite caractérisante la limite entre l'eau capillaire et l'eau gravitaire ERD).

On a pu ainsi déterminer le pourcentage d'eau non accessible aux plantes pour le sol atteignant l'humidité de rétention ERN.

### 3.3 Analyse granulométrique

A partir de plusieurs méthodes destinées à déterminer la composition texturale des sols, nous avons appliqué celle de CASAGRANDE. Elle est basée sur la sédimentation des particules dont la vitesse de chute est régie par la loi de stocks :

$$v = \frac{2}{9} g \frac{s - s_1}{n} r^2$$

- v = vitesse de sédimentation (s)
- g = accélération de la pesanteur (cm . s<sup>-1</sup>)
- s = densité de la particule (g . cm<sup>-3</sup>)
- s<sub>1</sub> = densité du liquide (g . cm<sup>-3</sup>)
- n = viscosité du liquide (poise)
- r = rayon de la particule (cm)

Cette méthode se base sur le changement de la suspension durant la sédimentation des particules de différentes tailles.

En plongeant un densimètre dans une suspension d'un sol, on provoque l'élévation du niveau ainsi que l'élévation du point de mesure. C'est pourquoi on a effectué le calibrage de chaque pair de densimètre-éprouvette à sédimentation pour calculer la profondeur réelle de mesure (hR) en utilisant la formule suivante :

$$hR = \frac{s - R}{s} L \frac{h}{2} - \frac{V}{2F}$$

s = nombre de divisions principales sur l'échelle de densimètre (= 30)

R = lecture sur l'échelle de densimètre

L = longueur de l'échelle de densimètre (cm)

$\frac{h}{2}$  = hauteur de la moitié de la partie inférieure du densimètre (cm)

V = volume de la partie inférieure du densimètre (cm<sup>3</sup>)

F = aire de la section d'éprouvette de sédimentation (cm<sup>2</sup>), F = 900/l

l = distance entre les traits 100 et 1000 de l'éprouvette (cm).

La préparation des échantillons (libération des particules texturales élémentaires) est faite par la méthode combinée : physique (chauffage et agitation) et chimique (attaque par hexamétophosphate de Na) la densité étant mesurée après 30 secondes, 1', 2', 5', 15', 45 minutes et 2h, 24h, 48h, 68 heures.

A partir de la courbe cumulative, nous avons déterminé les groupes d'éléments texturaux : sables grossiers (2,0-0,2mm), sables fins (0,2-0,05mm), sables (2,0-0,05mm), limons grossiers (0,05-0,02mm), limons fins (0,02-0,002mm), limons (0,05-0,002mm), argiles (< 0,002mm) particules < 0,001mm et particules entre 0,05 et 0,001mm. En utilisant les deux dernières valeurs, nous avons calculé le facteur de restructuration (F<sub>s</sub>) d'après VALLA et al (1980).

Pour classer la composition granulométrique, nous avons utilisé le triangle de textures de s U.S.A.

Un programme complexe pour l'ensemble des calculs a été établi (voir programme CASADET). Ce programme calcule les diamètres des particules durant la sédimentation afin d'éviter l'utilisation de l'abague.

Après avoir calculé les caractéristiques de la courbe cumulative par la méthode AKIMA. Le programme donne le pourcentage des particules de diamètre désiré et supprime la construction de la courbe et la détermination imprécise du pourcentage à partir de la courbe cumulative tracée. Il calcule aussi le facteur de structuration à partir des fractions < 0,001 et comprises entre 0,001 et 0,05 mm. Le programme permet également de déterminer la composition granulométrique en supprimant l'utilisation du triangle des textures.

### 3.4 Poids spécifique réel

C'est l'analyse granulométrique et l'analyse de l'échantillon non perturbé qui nécessitent la connaissance du poids spécifique réel (s). Ce dernier représente le poids d'un cm<sup>3</sup> de terre sèche sans espaces lacunaires, est déterminé par la méthode classique ; On compare le poids d'un volume d'eau distillée avec le même volume du sol en se servant d'un pycnomètre de 100 cm<sup>3</sup> et en conservant des conditions de températures bien définies (20°C).

### 3.5 Calcaire total

Nous avons utilisé la méthode volumétrique de BERNARD, la décomposition des carbonates était effectuée par HCl à 10% en prenant comme témoin le CaCO<sub>3</sub> pur.

#### L'échelle d'interprétation :

Carbonates (%)	Charge en calcaire
≤ 0,3	très faible
> 0,3 ≤ 3,0	faible
> 3,0 ≤ 25,0	moyenne
> 25,0 ≤ 60,0	forte
> 60,0	très forte

### 3.6 Acidité du sol

Les sols de la région étudiée sont calcaires. C'est la raison pour laquelle on n'a dosé qu'une seule forme d'acidité, l'acidité actuelle. Pour mesurer le pH/H<sub>2</sub>O on a utilisé les électrodes au calomel comme l'électrode de référence et l'électrode de verre comme mesure (indicatrice). Le rapport sol/liquide est toujours égal à 1/2,5.

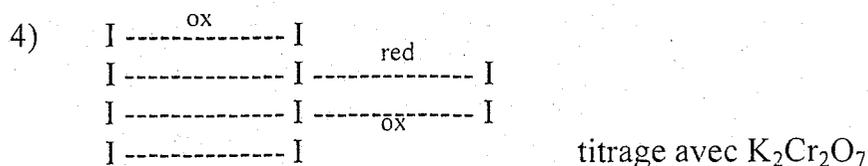
#### L'échelle d'interprétation :

pH/H <sub>2</sub> O	Sol
≤ 4,9	très acide
> 4,9 ≤ 6,0	acide
> 6,0 ≤ 7,0	peu acide
7,0	neutre
> 7,0 ≤ 8,0	peu alcalin
> 8,0 ≤ 9,4	alcalin
> 9,4	très alcalin

### 3.7 La matière organique

La quantité de la matière organique était déterminée après préparation de la terre fine II (< 0,2mm) par la méthode TJURIN modifiée (VALLA et al, 1980). Il s'agit de l'oxydation du carbone organique par l'oxygène de K<sub>2</sub>Cr<sub>2</sub>O<sub>7</sub> en milieu sulfurique avec le dosage de l'excès de bichromate de potassium par la solution du sel de Mohr. Pour visualiser la fin du titrage, on a utilisé la méthode électrométrique (dead stop) qui est beaucoup plus précise que la détermination calorimétrique. Pour convertir le pourcentage du carbone organique oxydé en pourcentage d'humus, on a utilisé le coefficient WELTE.





La fin de titrage est indiquée par la voie colorimétrique (diphénylamine).

### 3.7.1.2 Réactifs

- Solution de  $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$  0,4N : Dissoudre 19,6148g bichromate de potassium par 400ml d'eau distillée, additionner (document dans un bain réfrigérant) d'acide sulfurique concentré, compléter à 1000ml par l'eau distillée (dans une fiole jaugée).

- Solution de Mohr 0,1N : Dissoudre 39,21g de sel de Mohr  $\text{Fe}(\text{NH}_4)_2(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  dans 300ml d'eau distillée, filtrer dans une fiole jaugée de 1000ml, ajouter 20ml d'acide sulfurique concentré, compléter à 1000ml, par l'eau distillée. Conserver dans un flacon brun. Le titre de la solution baisse avec le temps.

- Solution de diphénylamine 1% : Dissoudre 1g de  $(\text{C}_6\text{H}_5)_2\text{NH}$  dans 20ml d'eau distillée, compléter à 100ml par  $\text{H}_2\text{SO}_4$  concentré.

- NaF pur, en poudre.

### 3.7.1.3 Mode opératoire

- Broyer une petite quantité de terre fine séchée à l'air, passer au tamis à trous de 0,2-0,25mm.

- En prenant la fraction passant à travers le tamis, peser 0,3-0,4g, les placer dans un bécher de 100ml.

- Ajouter 10ml (soigneusement) de  $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$  0,4N, couvrir à l'aide d'un verre de montre.

- Placer dans une étuve chauffée à 125°C, laisser chauffer 45 minutes.

- Laisser refroidir.

En cas de titrage électrométrique (direct)

- Rincer le verre de montre, diluer le contenu de bécher avec de l'eau distillée pour obtenir le volume total 30 à 40ml.

- Placer deux électrodes en platine dans la solution, fermer le circuit de courant à basse tension, titrer avec la solution de Mohr 0,1N, garder l'ampèremètre, soit d'eau de solution de Mohr.

En cas de titrage colorimétrique (en retour)

- Rincer le verre de montre avec de l'eau distillée (à l'aide d'un jet de pissette).

- Additionner la solution de Mohr 0,1N en quantité équivalente à celle de bichromate de potassium 0,4N, ajouter au prise d'essai (40ml en principe). Ajouter 1,5g de NaF qui rend de virage plus visible et 3 à 4 gouttes de diphénylamine.

Effectuer le titrage par  $K_2Cr_2O_7$  0,4 N, la liqueur primitive, verte, vire au violet. On trouve 0ml.

Détermination du titre de la solution de Mohr :

- Titrer 10ml de  $K_2Cr_2O_7$  0,4N par  $Fe(NH_4)_2(SO_4)_2$ , on trouve a ml.

### 3.7.1.4 Calculs

1) Le titre de la solution de Mohr (f) :

$$f = 40 : a$$

2) Pourcentage de carbone organique et d'humus :

1 équivalent de carbone est égal à 3 (12,01 : 4), donc 1ml de  $K_2Cr_2O_7$  1,0N correspond à 3mg de carbone oxyde et 1ml bichromate de potassium 0,1N correspond à 0,3mg.

a) Le cas de titrage direct (électrométrique) :

$$\% C_{ox} = \frac{(40 - d.f) \cdot 0,3}{g} \cdot 100$$

40 = ml de  $K_2Cr_2O_7$  0,1 N

d = ml de  $Fe(NH_4)_2(SO_4)_2$  0,1 N versés

f = titre de la solution de Mohr

0,3 = prise d'essai (mg)

100 = conversion en %.

b) Le cas de titrage en retour (colorimétrique) :

$$\% C_{ox} = \frac{c \cdot 4 \cdot 0,3}{g} \cdot 100$$

c = ml de  $K_2Cr_2O_7$  0,1 N versés

4 = conversion en 0,1 N

0,3 = conversion en mg.

G = prise d'essai (mg)

100 = conversion en %

en prenant le coefficient Welte, on peut calculer le pourcentage d'humus dans le sol :

$$\% \text{ d'humus} = \% C_{ox}$$

### 3.7.1.5 Interprétation des résultats

Le programme HUMUS est utilisé pour les calculs et l'évaluation des résultats. L'échelle d'interprétations est la suivante :

Cox (%)	Humus (%)	Quantité
≤ 0,60	≤ 1	très faible
> 0,60 ≤ 1,15	> 1 ≤ 2	faible
> 1,15 ≤ 1,75	> 2 ≤ 3	moyenne
> 1,75 ≤ 2,90	> 3 ≤ 5	forte
> 2,90	> 5	très forte

### 3.8 Qualité de la matière organique

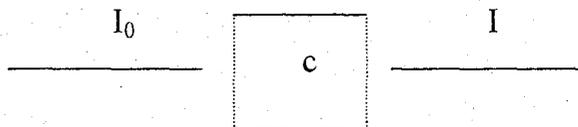
La qualité de la matière organique est déterminée à partir des propriétés optiques des extraits alcalins (VALLA et al, 1980).

#### 3.8.1 Caractéristique spectrophotométrique de l'humus

Le but de cette opération est de connaître la qualité des composés humiques d'un sol.

##### 3.8.1.1 Principe

La spectrophotométrie est régie par la loi de Lambert-Beer (la relation mutuelle entre l'intensité de la lumière monochromatique avant et après passage à travers de l'échantillon, la concentration et l'épaisseur de la couche). Un faisceau de lumière traverse la solution colorée à analyser :



c = cuvette avec solution

$I_0$  = intensité du faisceau lumineux à l'entrée de la solution

I = intensité du faisceau lumineux à la sortie de la solution

On peut mesurer :

Transmission (T) :

$$T = \frac{I}{I_0} \quad (0-100 \%)$$

Absorption (B) :

$$B = 1 - T \quad (100-0 \%)$$

Densité optique (D,E,A) :

$$D = \log \frac{1}{T} = \log \frac{1}{\frac{I}{I_0}} = \log \frac{I_0}{I}$$

Cependant, la loi de Lambert-Beer n'est vérifiée qu'en lumière monochromatique pour une concentration peu élevée et une dilution ne s'accompagnant pas de réactions chimiques.

La densité optique dépend principalement du degré de polycondensation du nucléus des particules humiques. La qualité de l'humus croît avec l'accroissement du degré de polycondensation de ce nucléus. En mesurant la densité optique d'une solution des composés humiques en différentes longueurs d'ondes, on peut donc caractériser la qualité d'humus par :

- Courbes de densité optique
- 2) Droites semilogarithmiques de densité optique
- 3) Quotient  $Q_{4/6}$  :

$$Q_{4/6} = \frac{D_{400}}{D_{600}}$$

$D_{400}$  = densité optique mesurée à 400nm.

$D_{600}$  = densité optique mesurée à 600nm.

Le quotient  $Q_{4/6}$  croît lorsque la qualité des composés humiques baisse.

### 3.8.1.2 Réactifs

- Solution de pyrophosphate de sodium 0,05M /  $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$  22,3g dissoudre dans 800ml d'eau distillée, ajuster le pH à 12,0 à l'aide de NaOH 1,0N, compléter à 1000ml.

### 3.8.1.3 Mode opératoire

- Peser 2g de terre fine, les passer dans un tube à centrifuger de 100ml.
- Ajouter 40ml de pyrophosphate de sodium 0,05M et agiter 1 heure.
- Centrifuger 30 minutes à 1200g.
- Diluer le surnageant avec  $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$  de façon qu'on obtienne la concentration donnant la densité optique (= 400nm) proche de 0,9.
- Effectuer les mesures de densité optique à longueurs d'ondes suivantes : 400, 450, 500, 550 et 600nm.
- Les lectures sont notées sur un tableau n° 11.

### 3.8.1.4 Calculs

Pour éliminer l'inexactitude des mesures, on effectue une compensation des erreurs par la méthode de moindres carrés. On se sert du tableau n° 11.

- colonne 1 : longueur d'onde
- colonne 2 : différence de la moyenne
- colonne 3 : puissance carrée de la différence de la moyenne
- colonne 4 : densité optique
- colonne 5 : logarithme de la densité optique
- colonne 6 : logarithme modifié (cologarithme) de la densité optique
- colonne 7 : colonne 2 multipliée par colonne 6
- colonne 8 : logarithme modifié et composé de la densité optique

Il résulte de l'équation d'une droite :

$$y = k \cdot x + q$$

y = résultat d'équation (colonne 8)

k = coefficient angulaire

$$k = \frac{\sum \text{de colonne 7}}{\sum \text{de colonne 3}}$$

x = longueur d'onde (colonne 1)

q = section de l'axe y

$$q = \frac{\sum \text{de colonne 6}}{\text{nombre de mesures}} - (k \cdot \bar{x})$$

- colonne 9 : logarithme composé de la densité optique.
- colonne 10 : densité optique composé par la méthode de moindre carrés.

**Tableau n° 11 : Densités optiques.**

	1	2	3	4	5	6
	400	- 100	10.000	0,966	0,98498-1	-0,01502
	450	- 50	2.500	0,676	0,82995-1	-0,17005
	500	0	0	0,458	0,66087-1	-0,33913
	550	50	2.500	0,318	0,50243-1	-0,49757
	600	100	10.000	0,215	0,33244-1	-0,66756
Σ	2.500		25.000			-1,68933
$\bar{x}$	500					

	7	8	9	10	1
	1,5020	-0,01135	0,98865-1	0,974	400
	8,5025	-0,17460	0,82540-1	0,669	450
	0,0	-0,33787	0,66213-1	0,459	500
	-24,8785	-0,50113	0,49887-1	0,315	550
	-66,7560	-0,66439	0,33561-1	0,217	600
Σ	-81,6300				

$$y = k \cdot x + q$$

$$k = \frac{\sum \text{de colonne 7}}{\sum \text{de colonne 3}} = \frac{-81,6300}{25.000} = -0,0032652$$

$$q = \frac{\sum \text{de colonne 6}}{\text{nombre de mesures}} - (k \cdot \bar{x}) = \frac{-1,68933}{5} - (-0,0032652 \cdot 500) = 1,294734$$

$$Q_{4/6} = \frac{D_{400}}{D_{600}} = \frac{0,974}{0,217} = 4,49$$

$$\frac{AH}{AF} = 17,2 \cdot Q_{4/6}^{-2,19} = 17,2 \cdot 4,49^{-2,19} = 0,64$$

Pour tracer la courbe de densité optique, on se sert de la colonne 10, pour tracer la droite semilogarithmique on se sert de la colonne 8 (sur papier millimètre).

Pour le calcul du quotient  $Q_{4/6}$ , on utilise la colonne 10.

En connaissant  $Q_{4/6}$ , on peut calculer le rapport des acides humiques sur acides fulviques (AH : AF) d'après l'équation POSPISIL :

$$\frac{AH}{AF} = 17,2 \cdot Q_{4/6}^{-2,19}$$

A la fin, on trace les courbes de densité optique et les droites semi-logarithmiques de densité optique.

Le programme SPECTRO donne en plus le coefficient de corrélation.

### 3.9 Les sels solubles

#### 3.9.1 Dosage conductimétrique des sels solubles

##### 3.9.1.1 Principe

La mesure de la conductivité permet d'obtenir rapidement une estimation de la teneur globale en sels dissous. On détermine, sur une solution d'extraction aqueuse, la conductivité, cette dernière étant fonction de la concentration en électrolytes, s'exprime en mhos (inverse de la résistivité en ohms).

L'extraction peut se faire à saturation mais les opérations sont longues et peu commodes ; on réalise une extraction dont le rapport sol (eau soit constante) 1/5.

##### 3.9.1.2 Réactifs

- Solution de HCl 0,01N : KCl 0,745g, H<sub>2</sub>O déminéralisée q. s. pour 1000ml.

##### 3.9.1.3 Mode opératoire

- Dans un flacon d'agitation mettre 50g de terre fine séché à l'air et 250ml d'eau distillée (ou 10g de terre + 50ml d'eau).
- Agiter durant 1 heure.
- Transvaser le contenu du flacon dans un tube à centrifuger.
- Centrifuger durant 5 à 10 minutes à 2000g.
- Filtrer.
- Mesurer la conductivité électrique du filtrat (CEf) à l'aide d'un conductivimètre.
- Mesurer la conductivité de la solution de KCl 0,01N (CEm) à la température même et connue.

##### 3.9.1.4 Calculs

1) Détermination de la constante (k) de cellule de mesure :

$$k = \frac{CEr}{CEm}$$

CEr = conductivité de référence (théorique) de la solution de KCl 0,01N (voir tableau n° 12).

CEm = conductivité de la solution de KCl 0,01N mesurée.

Tableau n° 12 : Conductivité de référence de KCl 0,01N (mhos . cm<sup>-1</sup>).

Température (°C)	Conductivité de référence de KCL 0,01 N (mhos . cm <sup>-1</sup> )
10	0,001020
15	0,001147
16	0,001173
17	0,001199
18	0,001225
19	0,001251
20	0,001278
21	0,001305
22	0,001332
23	0,001386
24	0,001386
25	0,001413

aqueux :

1/5).

La nature

1 - Définition

2 - Concept d'acidité

3 - Cycle végétatif de NH

4 - Nitrification

5 - Méthodes de culture

6 - Utilité de NH

Devant les conséquences néfastes d'une pollution massive de nitrates dans la ligne de l'agriculture biologique.

Augmenter la relation entre les précipitations et la chlorophylle

absorbe les molécules aqueuses photosynthétiques. Conclusion que c'est une relation entre le cycle de l'azote et la chlorophylle.

### 3.9.1.5 Interprétation des résultats

On se réfère à l'échelle suivante :

Conductivité (CEs) (mhos . cm-1)	Teneur en sels solubles (meq/100 g)	Salure
≤ 0,60	≤ 3	non salé
> 0,60 ≤ 1,20	> 3 ≤ 6	peu salé
> 1,20 ≤ 2,40	> 6 ≤ 12	salé
> 2,40 ≤ 6,00	> 12 ≤ 30	très salé
> 6,00	> 30	extrêmement salé

### 3.10 Dosage de l'azote total (méthode Kjeldahl)

- Prise d'essai : 5g de terre. Introduire la terre dans un matras Kjeldahl de 750ml.

- Ajouter 20 ml  $\text{SO}_4\text{H}_2$  concentré.

5g  $\text{SO}_4\text{K}_2$

5g  $\text{SO}_4\text{Cu}$  anhydre

0,25g séléniums

} Mélange préparé à l'avance : 1 cuillerée à café.

- Attaque sous la hotte ; d'abord doucement, puis faire bouillir.

- Mettre un entonnoir dans le col du ballon.

- Poursuivre l'attaque pendant 1 heure après la décoloration (légèrement verdâtre).

- Refroidir ; ensuite, ajouter avec précaution de l'eau distillée dans le matras ; Laisser refroidir à nouveau.

- Mettre sur filtre, recueillir dans une folie jaugée de 100 ml. Ajuster avec les eaux de rinçage.

- Introduire 10ml (soit 1/10) dans le microkjeldahi + une solution de soude à 60% jusqu'à formation d'un précipité de  $\text{Cu}(\text{OH})_2$ .

- Distiller par entraînement à la vapeur, et doser au fur et à mesure à l'aide de  $\text{SO}_4\text{H}_2$  N/10 en présence de rouge de méthyle.

1ml  $\text{SO}_4\text{H}_2$  N/10 correspond à 1,4mg d'azote.

- Faire un témoin dans les mêmes conditions.

### 3.11 Détermination de la somme des bases échangeables, de la capacité d'échange et du taux de saturation

#### 3.11.1 Principe

On peut déterminer la somme des bases échangeables (S) actuellement retenues par le complexe absorbant du sol et la capacité totale d'échange (T) représentant le maximum d'ions pouvant être fixés par 100g de sol. La différence (T-S) représente l'ensemble des ions générateurs de l'acidité du sol

(H, Al<sup>3</sup>) et est égale à l'acidité d'hydrolyse. S, T et (T-S) sont exprimés en milliéquivalents par 100g. Le taux de saturation (V) correspond au rapport :

$$\frac{S}{T} \cdot 100 (\%)$$

Pour doser les bases échangeables (S), il faut les déplacer. Une des méthodes consiste à effectuer ce déplacement à l'aide d'une solution d'acide chlorhydrique. Cette méthode n'est applicable qu'aux terres ne contenant pas de calcaire. L'ion H<sup>+</sup> déplace les cations échangeables basiques (Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>) pouvant être dosés indirectement à l'aide de NaOH pour déterminer la quantité d'acide chlorhydrique en excès après la formation des chlorures.

Pour doser la capacité totale d'échange (T), on remplace les ions fixés par les ions Na<sup>+</sup> (ions calcaires). En effectuant le déplacement de ce cation par lavage à l'aide d'une solution d'un autre cation (NH<sub>4</sub><sup>+</sup>) on peut doser en milliéquivalents du premier cation, dans la solution obtenue. En connaissant la quantité de sodium fixée, on connaît la capacité totale d'échange. La valeur T est fonction du pH du réactif, la quantité maxima des ions que le sol peut fixer n'est en effet, atteinte que pour un pH voisin de 8,2-9,0.

### 3.11.2 Réactifs

- Solution 0,1 N d'acide chlorhydrique. Déterminer le titre.
- Solution 0,1 N d'hydroxyde de sodium : NaOH 4,0g, H<sub>2</sub>O q.s pour 1000ml. Déterminer le titre.
- Solution de phénolphtaléine 0,1% : Dissoudre 0,1g de phénolphtaléine par 10ml d'alcool à 50%.
- Solution normale d'acétate de sodium à pH 8,2 : Dissoudre 136,08g de CH<sub>3</sub>COONa. 3 H<sub>2</sub>O par litre d'eau distillée, corriger pH s'il y a lieu par addition de petites quantités d'acide acétique ou de soude.
- Solution normale d'acétate d'ammonium à pH 7,0 : dans une fiole de 1000ml avec 800ml d'eau distillée verser 57ml d'acide acétique cristallisable et 68ml de NH<sub>4</sub>OH à 27%. Compléter avec de l'eau distillée et agiter par retournements. Vérifier la neutralité, corriger pH s'il y a lieu par additions de petites quantités d'acide acétique ou de NH<sub>4</sub>OH.
- Solution 95% d'alcool éthylique.

### 3.11.3 Mode opératoire

1) Détermination de la somme des bases échangeables (S) méthode Kappen. Sols sans calcaire.

- Peser 20g de terre fine séchée à l'air, les placer dans un flacon à agitation de 250-500ml.
- Ajouter 100ml de HCl 0,1N et agiter 30 minutes.
- Filtrer et le filtrat utiliser pour la détermination par titration à la soude.

- Sur 50 ml du filtrat effectuer un dosage à l'aide de NaOH 0,1N en présence de phénolphaléine (3 gouttes) jusqu'à l'apparition de couleur rosée. Soit a ml de soude 0,1 N ; les résultats exprimer en meq/100g.

## 2) Détermination de la capacité d'échange (T) méthode Bower.

Peser 5g de terre fine séché à l'air, les passer dans un tube à centrifuger de 100ml.

- Ajouter 30ml d'acétate de sodium 1,0N, agiter vigoureusement 5 minutes.

- Centrifuger 5 minutes à 5000g, décanter le surnageant, le jeter.

- Ajouter de nouveau 30 ml d'acétate de sodium 1,0N, agiter 5 minutes.

- Etc. répéter cette opération avec  $\text{CH}_3\text{COONa}$  4 fois.

- Effectuer la même opération avec 30ml d'alcool, répéter 3 fois, le surnageant jeter.

- Effectuer la même opération avec 30ml d'acétate d'ammonium, répéter 3 fois.

- Attention ! le surnageant filtrer dans un ficelle jaugée à 100ml.

- Amener au trait avec  $\text{CH}_3\text{COONH}$  1,0, agiter par retournements.

- Doser la quantité de sodium à l'aide d'un photomètre à flamme.

### 3.11.4 Calculs

1) Somme des bases échangeables :

$$S = (50 \cdot f \cdot N - a \cdot f_1 \cdot N_1) \cdot 10 = 50 \cdot f - a \cdot f_1$$

f = titre de HCl

N = normalité de HCl

A = ml de NaOH 0,1N versés

$f_1$  = titre de NaOH

$N_1$  = normalité de NaOH

2) Capacité totale d'échange :

On connaît la normalité de la solution contenant le sodium.

Un litre de solution normale correspond à un équivalent.

Un ml de solution normale correspond à un milliéquivalent.

Un ml de solution yN correspond à y milliéquivalents.

x ml de solution yN correspond à x.y milliéquivalents, donc :

$$T = N \cdot 100 \cdot 20 = N \cdot 2000$$

N = normalité de la solution sodique.

100 = conversion à 100ml.

20 = conversion à 100g.

3) Taux de saturation :

$$V = \frac{S}{T} \cdot 100 (\%)$$

N.B : En cas des terres calcaires calculer S à partir d'acidité d'hydrolyse (cf. Acidité du sol) et de capacité totale d'échange :

$$S = T - (T - S)$$

T = capacité totale d'échange

(T - S) = acidité d'hydrolyse

### 3.11.5 Interprétation des résultats

On se réfère aux échelles suivantes :

T (meq/100g)

≥ 30	très forte
> 25 ≤ 30	forte
> 13 ≤ 25	moyenne
> 8 ≤ 13	faible
< 8	très faible

V (%)

> 90 ≤ 100	entièrement saturé
> 75 ≤ 90	saturé
> 50 ≤ 75	peu saturé
> 30 ≤ 50	désaturé
< 30	très désaturé

### 3.12 Le phosphore mobile

On a adopté la méthode MITCHIGUINE (KAOURITCHEV, 1980) destinée à l'analyse des sols calcaires. Le rapport entre la solution d'extraction  $(\text{NH}_4)_2 \text{CO}_3$  à 1% et le sol (< 1,0mm) était de 1/20. Les complexes du P formant en présence d'une solution sulfomolybdique sont réduits en présence du chlorure stanneux. L'absorbance mesurée par le spectrophotomètre Beckman du G a = 705nm est comparée avec celui de la gamme témoin, préparée à partir de  $\text{KH}_2\text{PO}_4$ . Les résultats sont exprimés en mg de  $\text{P}_2\text{O}_5$  par 100g de sol. L'échelle d'interprétation de réserve en  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

mg/100 g	Réserve
≤ 2	faible
> 2 ≤ 4	moyenne
> 4	bonne

### 3.12.1 Les isothermes de rétention

L'établissement des isothermes nécessite tout d'abord l'étude de la cinétique de rétention laquelle est suivie par l'étude de la sorption après l'obtention de l'équilibre (VALLA et al, 1980).

Pour ces études, le dosage du P est effectué de la même manière que celle du phosphore mobile. La durée de réaction phosphore-solution sulphomolybdique-chlorure stanneux est de 10 minutes (très précisément).

### 3.12.2 La cinétique

Pour étudier la cinétique, on a mis en contact le sol (< 1,0mm) avec la solution contenant 4mg de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> par litre en gardant le rapport sol/liquide égal à 1/5. Après contact (agitation) de 1, 5, 15, 30, 60 et 90 minutes, on détermine la quantité de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> retenue (différence entre la quantité offerte et la quantité non retenue) en meq/100g.

Le calcul de la vitesse de rétention (V)

$$V = \frac{\Delta QA}{\Delta t}$$

QA = différence de la quantité de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> retenue (meq/100g)

Δt = différence du temps de contact (nm)

nous a permis de tracer la courbe :

$$V = f(t)$$

Cette courbe contribue à déterminer le délai nécessaire pour la formation d'un équilibre entre le sorbent et le sorbat.

### 3.12.3 Rétention après l'obtention de l'équilibre

Durant cette étude, on n'a pas changé le temps de contact (agitation) entre le sorbent et le sorbat. Le délai de deux heures déterminé par l'étude de la cinétique est largement suffisant.

En gardant le rapport sol/liquide toujours constant (1/5), on fait varier les quantités de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> offertes, la concentration du sorbat étant 0, 1, 2, 3, 4, 5, 16, 32, 50 et 80mg par litre. Après la détermination de la concentration d'équilibre (c), on a pu obtenir la quantité retenue (a) et utiliser ces données

pour le calcul des isothermes FREUNDLICH et LANGMUIR et pour les tracer.

### Isothermes FREUNDLICH

$$a = K \cdot c^{1/n}$$

a = quantité retenue (mg/100g)

k = coefficient de rétention

c = concentration d'équilibre N

1/n = exposant de rétention

Dans une étude de l'absorption, la courbe de  $a = f(c)$  à la forme d'une parabole n-degré qui se transforme dans des coordonnées logarithmiques ( $\log a = f(\log c)$ ) en une droite.

Dans ce cas, on peut calculer le coefficient de rétention et l'exposant de rétention à partir de l'équation d'une droite.

$$y = sx + q$$

q = section de l'axe y

k = q coefficient de rétention

1/n = s exposant de rétention

Ces valeurs sont utilisées pour caractériser les processus de sorption. k est influencée par la surface spécifique. L'augmentation de k signifie l'augmentation de la surface ou l'augmentation de l'affinité sorbent-sorbat. Ce coefficient de rétention ne peut pas servir pour la détermination de la surface spécifique mais l'on l'utilise pour la comparaison des échantillons à étudier.

1/n caractérise la qualité de la surface. L'augmentation signifie l'augmentation d'aptitude à l'échange du sorbat.

La valeur (coefficient de corrélation) proche ou égale à 1,0 signifie une bonne concordance des valeurs mesurées et théoriques.

Le type d'isothermes est évolué d'après le schéma de GILES, 1960 (Fig. 37).

### Isothermes LANGMUIR

$$\frac{c}{a} = \frac{1 + kc}{a_{\max} \cdot k}$$

c = concentration d'équilibre N

a = quantité retenue (meq/100 g)

k = coefficient de rétention

$a_{\max}$  = quantité maximum capable d'être retenue (meq/100g)

Les résultats sont exprimés en coordonnées linéaires  $c/a = f(c)$ . à partir de l'équation d'une droite  $y = sx + q$ , on peut calculer les caractéristiques de rétention (le coefficient de rétention) et le maximum de sorption.

#### Maximum de sorption :

$$a_{\max} = \frac{1}{s}$$

#### Coefficient de rétention :

$$k = \frac{1}{q \cdot a_{\max}}$$

$a_{\max}$  : nous indiquons le maximum du sorbat qui peut-être retenu par la sorbent donné. La diminution de la pente de la droite signifie l'augmentation de  $a_{\max}$ .

$k$  de LANGMUIR caractérise l'énergie de rétention. Son augmentation indique l'augmentation de l'énergie de rétention du sorbat. Le coefficient de corrélation ( $r$ ) nous donne la réponse concernant le caractère de rétention.

Les valeurs proches ou égales à 1,0 indiquent l'absorption. en s'éloignant de 1,0, ce sont les autres phénomènes de rétention (sorption) qui entrent en jeu sous le nom de l'absorption : fixation = chimisorption, rétention sur des surfaces internes difficilement accessibles, rétention à l'intérieur des particules humiques. En plus, les différences significatives de  $r$  envers 1,0 peuvent être causées par la rétention discontinue.

#### 3.12.4 Programmes

On a établi plusieurs programmes pour effectuer tout les calculs :

- **Programme RLLOGLDG** : calcule les caractéristiques de la courbe d'étalonnage. En coordonnées logarithmiques, cette courbe devient une droite. Ce programme permet d'obtenir les concentrations d'équilibre (mg/l) à partir des absorbances (A 705) sans être obligé de tracer la courbe d'étalonnage et avec plus de précision.

- **Programme PRET** : permet d'effectuer les conversions nécessaires (mg/l à mg/100g à meq/100g à N) et déterminer la concentration d'équilibre (C en N), la quantité retenue (a en meq/100g) et le rapport  $c/a$ .

F-test :

$$F = \frac{S_1^2}{S_2^2} \text{ ou } \frac{S_2^2}{S_1^2} ; \text{ pour } F > 1$$

Si  $F < F_\alpha$  ;  $F_\alpha$  = la valeur du tableau.

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\frac{n_1 S_1^2 + n_2 S_2^2}{n_1 + n_2 - 2} \left( \frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right)}} ; \text{ pour } t \geq t_\alpha, n_1 + n_2 - 2$$

(différence  $\bar{x}_1 - \bar{x}_2$  est significative)

Si  $F \geq F_\alpha$  :

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\frac{S_1^2}{n_1 - 1} + \frac{S_2^2}{n_2 - 1}}}$$

$$t_\alpha^* = \frac{t_{\alpha, n_1 - 1} \cdot \frac{1}{n_1 - 1} + t_{\alpha, n_2 - 1} \cdot \frac{S_2^2}{n_2 - 1}}{\frac{S_1^2}{n_1 - 1} + \frac{S_2^2}{n_2 - 1}}$$

$t \geq t_\alpha^*$  (différence  $\bar{x}_1 - \bar{x}_2$  est significative).

- Pour le calcul des moyennes ( $\bar{x}$ ) et des variances ( $S^2$ ) :

$$\bar{x} = \frac{\sum x_i}{n}$$

$$S^2 = \frac{\sum x_i^2}{n} - \bar{x}^2 ; \text{ (programme STAT 1)}$$

- Pour le calcul de l'écart quadratique et du coefficient de variation :

$$S = \sqrt{S^2}$$

$$V = \frac{S}{\bar{x}} \cdot 100$$

Les corrélations mutuelles entre tous les facteurs sont testées par le t-test des coefficients de corrélation (r) en utilisant le programme CORREGML.

T-test de la corrélation :

$$t = \frac{|ryx|}{\sqrt{1 - r^2}} \cdot x \sqrt{n - 2} \text{ pour } t \geq t_\alpha \text{ (corrélation est significative)} ; t_\alpha =$$

valeur du tableau.

Ce programme nous indique aussi la fonction optimum (linéaire ou quadratique) et donne les valeurs pour tracer les courbes en cas de corrélations significatives.

\* Coefficient de corrélation

- Fonction linéaire

$$r_{yx} = \frac{n \cdot \sum x_i \sum y_i - \sum x_i \sum y_i}{\sqrt{[n \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2] [n \sum y_i^2 - (\sum y_i)^2]}}$$

- Fonction quadratique :

$$r_{yx} = \sqrt{1 - \frac{\sum (y_i - y_i')^2}{S'y^2}}$$

$y_i$  = valeurs mesurées

$y_i'$  = valeurs calculées

$$S'y^2 = \frac{\sum (y_i - \bar{y})^2}{n-1}$$

\* Coefficient de détermination (dépendance) :

$$d = r^2_{yx} \cdot 100$$

### 3.13 La micromorphologie des sols

La micromorphologie des sols est l'étude du sol non perturbé en lames minces au microscope polarisant, complétée par des observations en microscopie électronique et des microanalyses.

L'étude micromorphologique vient à la suite d'une démarche visant à caractériser à toutes les échelles les constituants simples et complexes, minéraux et organiques du sol et leur arrangement.

La mise en œuvre de la micromorphologie des sols nécessite d'adopter un système descriptif standardisé indispensable pour définir des objets similaires dans des termes formalisés.

Un système a été proposé, celui de Kubiena (1938), l'interprétation des entités reconnues s'appuie ensuite sur un référentiel élaboré empiriquement à partir de cas concrets et d'expérimentations.

### **Lames-minces**

L'étude des lames-minces, au microscope à lumière analysée, a constitué l'ossature du travail. L'échantillonnage doit être fait sans perturber le sol. On utilise des boîtes métalliques dites de « KUBIENA » que l'on enfonce délicatement avec la paume de la main, après avoir découpé le sol au couteau autour de la boîte. Puis l'échantillon est desséché ; il ne doit pas subir de modification. L'échantillon desséché est imprégné par capillarité, sous vide partiel avec une résine synthétique (N-FEDOROFF).

La principale étude au microscope a été, d'essayer de caractériser les cristaux de calcite, ainsi que les traits calcitiques et horizons carbonatés inventoriés au cours de l'analyse micromorphologique.

# Chapitre I

## CHAPITRE 3

### RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS

#### 1 Caractères physico-chimiques des principaux sols

##### 1.1 Introduction

Les hautes plaines Oranaises développent un paysage que l'on partage (DURAND, 1954 ; BOULAINÉ, 1957 et TRICART, 1965) en trois grandes unités morphologiques, domaine de l'alfa, dépressions et zones céréalières. Les conditions de la formation des sols steppiques du sud de Tlemcen sont abordables dans des situations géologiques différentes (AUCLAIR et BIEHLER, 1967 ; BENEST, 1985 et BENSALAH, 1989). Les groupements végétaux (QUEZEL, 1958, BOUAZZA, 1995 et BENABADJI, 1995) paraissent y former une série évolutive dont les différents stades seraient conditionnés surtout par des facteurs écologiques.

Dans les domaines steppiques qui nous intéressent, malgré un pédoclimat actuel (sécheresse pendant la saison chaude) peu favorable, les sols sont relativement peu différenciés. Cependant ces mêmes sols continuent à évoluer actuellement comme le montre POUGET (1980).

D'après l'orographie et la couverture végétal, on a pu distinguer trois (03) groupes de sol :

- zone 1 (sols de glacis occupés en prédominance par l'alfa, une partie très restreinte est prise par l'armoïse),
- zone 2 (sols de dépressions (dayas) occupés naturellement par l'armoïse de plus en plus exploités pour la céréaliculture),
- zone 3 (sols de transition (intermédiaires) entre le groupe 1 et 2 occupés par la céréaliculture).

Dans une première, les sols seront situés rapidement dans leur contexte régional. Certains aspects dynamiques de la couverture pédologique (analyses physico-chimiques) seront étudiés ; Dans la deuxième partie, l'étude des problèmes de l'eau et du sol liée à la pédogenèse et enfin nous essayerons d'examiner quel peut être l'apport de l'inventaire des ressources en sols et les éléments déterminants du comportement du sol des régions steppiques.

##### 1.2 Les Sols à alfa (Zone 1)

Du point de vue texture, les sols à alfa sont formés par les limons, limons argiles-sableux, ils sont de texture équilibrée. Il s'agit des sols superficiels, peu profonds. La fraction argileuse, même en profondeur est faible. (éch. 1-1)

La quantité des éléments grossiers est nettement plus élevée par rapport aux sols des dayas. Dans la composition de cette partie squelettique, ce sont les graviers qui prédominent toujours. La différence significative entre la surface et la profondeur se situe au niveau des sables fins. Les particules limoneuses sont réparties régulièrement dans tout le profil et les argiles sont plus abondantes dans les couches plus profondes. (appauvrissement de la surface en argile)

Le facteur de structuration (Tableau 21) nous indique la possibilité de structuration moins prononcée à la surface qu'en profondeur. La charge en carbonate est moyenne, et exceptionnellement forte (éch.3-1 et 3-2). On trouve une concentration élevée en profondeur qu'en surface.

La mesure de l'acidité actuelle nous montre (Tableau 21) que le pH/H<sub>2</sub>O se trouve dans les limites caractérisant les sols peu alcalins où juste au commencement du domaine des sols alcalins (pH/H<sub>2</sub>O=7,77-8,24). On a constaté une très légère augmentation en profondeur.

La quantité de la matière organique (Tableau 18) dans les sols de cette zone est faible ou moyenne. Les valeurs indiquant la quantité très faible ou forte sont rares (échantillons 3-1 et 4-2 respectivement). On remarque que les couches superficielles sont plus pauvres en matière organique mais cette différence n'est pas significative.

La qualité de l'humus nous montre que le noyau aromatique des composés humiques et peu polymérisé, ce qui amène à la prédominance des acides fulviques. Cette prédominance est un peu plus marquée en profondeur.

Le phosphore mobile (Tableau 21) se trouve dans ces sols en quantité faibles, mais seulement un échantillon a la concentration en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> moyenne (éch. 3-1), dépassant juste la limite entre la quantité faible et moyenne. La surface est plus riche en cet élément (2,06mg de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>/100g), que la couche plus profonde (1,11mg/100g) (éch. 3-2).

La quantité des sels solubles nous permet de classer ces sols dans le rang des sols non salés (Tableau 24). Dans la composition des cations (Tableau 25) c'est le calcium qui prédomine, le potassium restant en quantité suffisamment faible.

Parmi les anions (Tableau 28) la concentration de HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> est la plus importante alors que le NO<sub>3</sub><sup>-</sup> est faible. Le rapport des anions (Tableau 31) nous indique que le sol n'est pas soumis à une toxicité sauf dans le cas où la quantité de Cl<sup>-</sup> augmente.

Les caractéristiques physiques (échantillons non perturbés, tableau 33) du profil nous montrent que le rapport des pores capillaires, non capillaires et semi-capillaires n'est pas en optimum. La porosité augmente vers la profondeur. Ce qui correspond à la diminution du poids spécifique apparent et à l'augmentation de la capacité en air. (Tableau 35)

L'eau arrivant au sol sera mieux retenue par la couche superficielle (voir HR) et plus accessible aux plantes (voir ERN, tableau 34).

On pourrait constater d'une façon globale, que plus que nous descendons vers le sud de notre région d'étude, plus les conditions d'aridité deviennent intenses ce qui a pour conséquence une diminution de la couverture végétale et une érosion éolienne de plus en plus importante, d'où une texture sableuse.

À ce sujet, le tableau 32 et 34 montrent bien la relation étroite qui existe entre la quantité de sol perdue par érosion éolienne et le pourcentage de couverture de ce sol. On constate que pour des taux de couverture du sol inférieurs à 40% la proportion de perte en sol augmente très rapidement.

La matière organique fraîche constitue donc la matière première de l'humus : elle est formée de débris végétaux et animaux de toute nature qui se superposent au sol minéral où lui sont incorporés les molécules complexes de la matière organique fraîche subissant d'abord une décomposition microbienne, c'est-à-dire une simplification qui libère des composés simples, le plus souvent solubles : une partie subit le processus de minéralisation, c'est-à-dire se transforme en composés minéraux solubles ou gazeux (par exemple  $\text{CO}_2$ ) : c'est la minéralisation primaire assez rapide dans les milieux biologiques actifs. Une autre partie échappe à la minéralisation et sert de matériau à l'édification de molécules nouvelles, de plus en plus complexes, de nature colloïdale et de couleur foncée, dont l'ensemble constitue l'humus au sens strict : c'est l'humification. Ces « composés humiques » contractent des liens plus ou moins étroites avec les composés minéraux (argiles et oxydes) puis ils se minéralisent à leur tour, mais plus lentement que la matière organique fraîche (minéralisation secondaire).

### 1.3 Sols à armoire (Zone 2)

La zone 2 est formée de textures équilibrée (limons) à la surface (sauf éch. 7-1) et par la texture exclusivement de transition (limons argileux) en profondeur. (Tableau 15)

Les éléments grossiers sont minoritaires dans tout le profil, les particules sableuses sont réparties régulièrement. Les limons apparaissent plus abondants à la surface. La quantité est plus élevée en argiles dans les couches internes du sol.

La possibilité de structuration (Tableau 22) est significativement plus grande en profondeur qu'à la surface. Ces sols sont chargés en carbonates moyennement (Tableau 22) sauf l'échantillon 6-2 où la teneur reste faible que les couches superficielles apparaissent beaucoup plus riches que les couches profondes.

Du point de vue acidité, la plupart des échantillons peuvent être classés comme sols peu alcalins dont trois seulement bénéficie d'un  $\text{pH}/\text{H}_2\text{O}$  plus élevé donc alcalins. (Tableau 22)

La quantité de la matière organique (Tableau 19) est surtout moyenne ou faible sauf dans l'échantillon 6.1 où la quantité reste forte. Les couches plus profondes contiennent moins de matière organique.

Concernant la qualité de l'humus (Tableau 19), on assiste à une légère prédominance des acides fulviques. Les valeurs de Q4/6 des composés humiques confirment le degré de condensation et de polymérisation du noyau aromatique plus élevé par rapport à la zone 1.

On constate une légère augmentation de la qualité d'humus en profondeur. Les moyennes de AH/AF et de Q4/6 augmentent en surface et en profondeur. (Tableau 19)

Le phosphore mobile se trouve dans ces sols en quantités faibles (Tableau 22). la présence de  $P_2O_5$  accessible aux plantes diminue en profondeur. Les sels solubles sont présents en quantités inférieures à 0,3%, ces sols peuvent être classés comme sols non salés (Tableau 24). Les cations prédominants sont le  $Ca^{2+}$  et le  $Mg^{2+}$  (Tableau 26). Parmi les anions, on constate que seul les  $HCO_3^-$  prédominent. (Tableau 29)

Le rapport des anions nous montre que les toxicités ne sont pas en équilibre. (Tableau 31)

Les analyses des propriétés physiques (Tableau 32) nous montrent qu'on assiste à une diminution de la porosité totale vers la profondeur.

Dans les horizons internes, le rapport des pores se rapproche à l'optimum. le volume moins important des pores est lié à l'augmentation du poids spécifique apparent. L'élévation de la porosité capillaire provoque l'abaissement de la capacité en air (CR, tableau 35). L'accessibilité de l'eau aux plantes ne diffère pas beaucoup (Tableau 34). Cependant dans l'échantillon 2-2 (voir ERN) ; les forces de liaisons naturelles sont plus élevées. (Tableau 34)

Ces sols qui présentent le meilleur comportement hydrique sont donc ceux qui offrent une infiltration rapide, peuvent stocker l'eau à moyenne profondeur grâce à un horizon « réservoir » limité par un obstacle à l'infiltration, et qui sont protégés de l'évaporation par une diminution de la porosité capillaire de surface quand la sécheresse survient. Ces sols limoneux légèrement ensablés (absence de pellicule de battance) présente à 50cm de la surface un horizon limoneux qui fait office de réservoir ; malgré leur grande sensibilité à l'érosion éolienne.

#### **1.4 Sols céréaliers (zone 3)**

Dans la zone 3, c'est la texture équilibrée (limons) qui prédomine même en profondeur (sauf l'échantillon 11-1 formé par les matériaux marneux). (Tableau 16)

La proportion des éléments grossiers dépend de la proximité du substratum squelettique de la surface. La répartition des particules sableuses, limoneuses et argileuses est plus ou moins homogène dans les profils. Dans l'échantillon 9-2 on remarque une couche plus argileuse en profondeur.

Le facteur de structuration (Tableau 23) augmente avec la profondeur. La quantité de carbonates présente une variation très élevée. La plus grande charge en calcaire se trouve dans le sol 9-2 ayant un substratum constitué de calcaires marneux.

Les couches profondes sont plus riches en  $\text{CaCO}_3$ . Tout le profil est peu alcalin. Le pH/ $\text{H}_2\text{O}$  varie de 7,85 en surface à 7,71 en profondeur. (éch. 10-1 et 10-2) (Tableau 23)

La quantité de la matière organique (Tableau 20) augmente vers la profondeur. Dans les sols de cette zone la qualité de l'humus baisse avec la profondeur, on remarque une nette prédominance des acides fulviques. Les acides humiques n'offrent qu'une légère différence entre la surface et la couche interne.

La quantité faible du phosphore mobile (tableau 23) dans tout le profil correspond à 0,18mg./100g. dans le sol 11-2. Le degré de salinité est très bas (Tableau 24). Il s'agit des sols non salés. Parmi les cations, on constate que le  $\text{Ca}^{2+}$  et le  $\text{Mg}^{2+}$  prédominent (Tableau 27) et chez les anions c'est surtout le  $\text{HCO}_3^-$  (Tableau 30).

Le rapport des anions (Tableau 31) fait apparaître que seul les  $\text{Cl}^-$  et  $\text{HCO}_3^-$  peuvent devenir toxiques.

Les résultats caractérisant les propriétés physiques (Tableau 32) montrent une diminution de la porosité totale vers la profondeur et l'augmentation de la porosité capillaire. Il en est de même pour la porosité non capillaire et semi-capillaire qui diminue.

Le rapport des pores est nettement plus proche de l'optimum dans les couches internes (Tableau 33). Donc on assiste à une diminution de la capacité en air (CR, Tableau 35). L'eau arrivant dans les couches superficielles sera retenue en quantité moins élevée que dans l'intérieur du profil (voir HR), mais cette eau reste moins fortement liée. (voir ERN, Tableau 34)

Nous remarquons aussi que la teneur en cailloux ou en éléments grossiers varie considérablement d'une station à une autre et d'un horizon de surface à l'horizon de profondeur. (Tableau 13)

Le sol est un milieu en constante évolution, il est soumis à un ensemble de phénomènes qui ont pour effet d'accentuer cette évolution ou d'en modifier les caractères pour la freiner. Ainsi, la formation d'un profil du sol représente le résultat de l'action de longue durée des facteurs du milieu sur la roche mère. Parmi ces facteurs, nous avons ceux qui sont extérieurs qui agissent sur les horizons superficiels,

comme le climat, la température, la végétation, le vent, etc.) et ceux qui sont internes et qui agissent en profondeur comme l'altération de la roche mère par hydrolyse, oxydation ou réduction, etc.

Nous remarquons que pour les éléments grossiers, les fluctuations sont grandes donc ils sont soumis constamment à des changements de grande importance ce qui a pour effet d'influencer sur la pédogenèse. Comme l'a précisé GAUCHER (1972) : « le climat a une influence prédominante sur la pédogenèse ».

Les facteurs du milieu en pleine activité dans nos différents sols céréaliers ont pour effet l'altération de la roche mère qui donne naissance à des éléments grossiers en profondeur ou en surface. Le rôle de ces éléments grossiers réside dans leur porosité permettant de conserver une certaine humidité qu'ils cèdent partiellement à la terre fine lorsque celle-ci se dessèche.

## **2 Caractéristique des sols des trois zones**

### **2.1 Texture et nature de la couche meuble**

Malgré une énergie pédogénétique faible actuellement, les sols sont relativement bien différenciés et diversifiés. Ils sont encore marqués par l'influence de processus beaucoup plus intenses, dus à l'existence de climats pluvieux au cours des périodes passées et même assez récentes du quaternaire. Par ailleurs le substrat sédimentaire et les formes du relief auxquels ils sont liés, sont très variés. Le phénomène pédogénétique le plus actif actuellement est celui de la lexivation des sols solubles.

On remarque que les sols les plus profonds se forment dans la zone 2 qui est le milieu d'accumulation du matériel fin (taux des éléments grossiers négligeable ; moyenne 0,45% alors que les sols les plus superficiels se trouvent dans la zone 1.

La composition granulométrie nous révèle que les sols de la zone 1 et 3 sont d'un point de vue texture assez proches.

On peut donc distinguer la nette différence entre la zone 2 et les zones 1 et 3 aussi bien dans les couches superficielles qu'en profondeur. Les sols de la zone 2 sont enrichis en limon (surtout en limon fin et en argile).

Les éléments fins de la zone 2 proviennent du terrain environnant, c'est à dire des sols de la zone 1 et 3 et c'est l'eau de pluie et le vent qui sont à l'origine de ces déplacements. Mais le plus souvent le ruissellement est soupçonné de l'origine de ces déplacements. (Tableaux 14, 15 et 16)

En prenant les données météorologiques existantes de la station la plus proche Ras El Ma des années 1987 à 1997, on a remarqué que les précipitations annuelles se trouvent le plus souvent entre 250-350mm maximums ne dépassant jamais 500mm.

La moyenne mensuelle la plus élevée est de 63,43mm sur la zone 1, l'humidité de saturation (Tableau 32 de l'annexe) est sensiblement proche à 50% volumique. On peut dire que la couche de 10cm de ce sol peut retenir 50mm de précipitation, soit 100mm pour une couche de 20cm, ce qui est largement supérieur au maximum journalier. Mais en réalité, un sol ne peut être saturé que dans le cas des pluies très fines sur une période prolongée. Or sur notre zone d'étude les pluies sont souvent orageuses.

En fait pour les pluies plus intenses : on doit tenir compte de la valeur qui caractérise la possibilité d'infiltration d'eau : la porosité non capillaire.

Cette valeur (Tableau 32) nous indique que le sol peut facilement récupérer 26mm de précipitation (le maximum journalier est environ égal à cette valeur).

Le milieu correspond à un sol perméable, qui peut par l'intermédiaire de ces pores non capillaires amener l'eau jusqu'à la surface de la croûte, laquelle peut être soit déplacée latéralement, soit s'infiltrée hors du profil par fissuration de cette croûte. Il est à noter aussi que l'infiltration d'eau de pluie sera aussi influencée par l'état structural du sol. (Tableaux 21, 22 et 23)

## 2.2 Comportement hydrique des sols

Les sols qui présentent le meilleur comportement hydrique sont donc ceux qui offrent une infiltration rapide, peuvent stocker l'eau à moyenne profondeur grâce à un horizon « réservoir » limité par un obstacle à l'infiltration, et qui sont protégés de l'évaporation par une diminution de la porosité capillaire de surface (mulch) quand la sécheresse survient.

Sur la zone 1, la plupart des précipitations peuvent s'infiltrer sans provoquer l'érosion hydrique. Ceci est confirmé par l'absence de la superposition d'une série de strates avec un changement brutal de la composition granulométrique dans la zone 2 (dépressions).

Dans la zone 3 ces sols sont moins menacés par l'érosion hydrique compte-tenu de la porosité non capillaire plus élevée dans la couche arable (Tableau 32) et du poids spécifique apparent plus bas.

Le vent peut jouer un rôle important dans l'accumulation des argiles et des limons fins. Le transport des limons par déflation résulte du sol mal protégé par la végétation, de la faible teneur en matières organiques et du piétinement incessant des troupeaux du cheptel. De plus les limons n'ont pas une liaison comme les argiles ou les sables plus denses.

Les couches inférieures de l'air soufflant à travers les dépressions peuvent perdre leur charge en diminuant de vitesse aux bordures des dayas.

Même si les sols de la zone 1 et 3 sont proches du point de vue composition granulométrique, l'organisation des particules texturales est différente.

En analysant la porosité (Tableau 32) dans le sol de la zone 2 et 3 on constate que la porosité totale baisse vers la profondeur, la porosité capillaire augmente et logiquement les autres formes de porosité (non capillaires et semi-capillaires) baissent. Cette situation se confirme par le rapport des pores (Tableau 33). Cela signifie que dans les sols de la zone 3, malgré la teneur plus élevée en sables fins et la teneur plus faible en limons fins et argiles par rapport aux sols de la zone, la répartition des pores est similaire.

Ce phénomène est lié à la consolidation des couches internes (voir poids spécifique apparent) qui arrivent à avoir les mêmes valeurs que celles de la zone 2. Cette consolidation est provoquée par la pression des outils de labour sur cette couche et l'infiltration plus facile de l'eau grâce à l'augmentation du volume des pores non capillaires et semi-capillaires dans les couches superficielles (Tableau 32) provoquée par le labour. À cet effet la consolidation ne peut être causée que par le gonflement des argiles. Dans le cas où on aurait une quantité plus importante des argiles gonflantes, les valeurs d'humidité de saturation seraient sensiblement supérieures à la porosité totale.

On peut dire que les sols de la zone 1 zone plus filtrante en profondeur qu'à la surface, l'élimination de l'eau du profil est plus accentuée et le sol se dessèche facilement, se qui constitue un déficit hydrique durant les périodes sèches. Les sols de la zone 2 et 3 ayant les couches internes du sol moins filtrantes sont capables de ralentir l'infiltration d'eau vers la profondeur, de faciliter par remontée capillaire l'alimentation de la rhizosphère et d'emmagasiner plus d'eau dans les couche internes. (Tableau 34)

### **2.3 Ressources en eaux**

D'une manière générale, pour tous les sols, il n'y a jamais report de l'eau du sol d'une année à l'autre ; la totalité des précipitations efficaces pour la recharge des réserves en eau est reprise par ETR. (Tableau 34)

Le rapport des pores (PC) égale à 2, c'est à dire que la prédominance de 2/3 des pores capillaires sur les pores non capillaire et semi-capillaire de 1/3 assure la remontée capillaire efficace pour alimenter les couches superficielles en eau à condition qu'il existe une réserve d'eau en profondeur mais que l'infiltration d'eau des pluies soient régulièrement réparties.

En tenant compte de ces caractères dans les régions sèches, il convient d'empêcher l'évaporation excessive par une couche très superficielle plus meuble (pores non capillaires et semi-capillaires plus abondants) ou bien freiner l'évaporation dense.

La totalité d'eau présente dans un sol n'est pas accessible aux plantes. Les résultats (Tableau 32) montrent qu'une bonne partie de l'eau peut être liée par les forces dépassant les forces de succion des racines.

Les calculs prenant en considération l'eau capillaire, l'eau se trouvant dans les pores semi-capillaires et non capillaires, établissent que l'énergie libre de cette eau, augmente considérablement (la quantité d'eau disponible aux plantes serait sensiblement plus élevée). (Tableau 34)

Par ailleurs la technique pour déterminer le point de flétrissement que nous avons utilisé, ne peut donner que des résultats généraux sans tenir compte des spécificités des plantes adaptées aux climats arides.

#### **2.4 Les horizons au-dessus de la croûte calcaire**

Les taux de matière organique des horizons supérieurs, à l'exception des pellicules de battance de l'ensemble des sols de la steppe, dépassent rarement 0,6 à 0,7% de la terre fine, sauf pour quelques sols forestiers reliques des massifs montagneux (2 à 3% de matière organique). L'humus est de type « mull calcaire de steppe » (DUCHAUFOR, 1984 ; POUGET, 1980) très stable ( $C/N < 10$ ) et difficilement minéralisable ; il est « caractérisé par une forte proportion de composés stables très fortement polymérisés : acides humiques gris et humines ».

Le tableau 21, 22 et 23 donnent les valeurs quantitatives (moyennes). On constate que les sols des trois zones étudiées ne diffèrent pas significativement au niveau des couches superficielles en  $CaCO_3$  et P. En effet on assiste à une répartition plus moins homogène du calcaire et du phosphore assimilable.

Cette homogénéité résulte essentiellement de l'apport du matériel érodé de la zone 1 vers la zone 2.

Malgré les différences non significatives, la zone 3 est enrichie en  $CaCO_3$  et ceci grâce aux remontées provenant des couches internes dues au labour (la zone 3 est plus riche en calcaire que la zone 1, tableau 23).

En ce qui concerne le phosphore, la zone 3 est moins riche que les zones 1 et 2 et ceci grâce aux cultures céréalières qui l'absorbent. (Tableau 23)

C'est entre la zone 2 et 3 qu'on remarque plus de différences (pH, Cox, CH, AH et FS). Ces différences sont liées à l'action anthropique (culture) : abaissement du pH, perte de matière organique et de sa qualité, amélioration de la possibilité de structuration des sols de la zone 3 (Tableau 20). On constate moins de différences entre la zone 1 et 3 (pH, AH et FS). Concernant le Cox et le CH, les différences sont les mêmes (pas significatives).

Par contre entre la zone 1 et 2 le Cox et le AH montrent une différence significative caractéristique de l'origine des dayas (érosion des sols environnant, Tableau 18 et 19). En effet il s'agit du transport des particules fines (limons fins et argiles plus riches en matière organique et de meilleure qualité).

Les résultats obtenus nous permettent de tirer les constatations suivantes ; on assiste à un appauvrissement en Cox et à l'abaissement de la qualité de la matière organique des couches superficielles des sols de la zone 1 (Tableau 18), alors que dans la zone 2 c'est plutôt le % du Cox et la qualité des composés humiques qui augmentent (Tableau 19).

## 2.5 Couches profondes

L'évolution de la matière organique peu abondante sous forme d'un mull calcaire de steppe, pénètre profondément et régulièrement dans le profil.

On ne remarque aucune différence significative en quantité de carbone organique, le pédoclimat des couches profondes de toutes les zones se ressemblent, étant donnée qu'elles sont plus à l'abri des influences atmosphériques que les couches superficielles.

Le nombre de différence le plus élevé se trouve entre la zone 2 et 3 (CH, AH, P, FS). La différence pH est moins accentuée (Tableaux 22 et 23). L'influence possible de la quantité plus élevée de  $\text{CaCO}_3$  sur le pH dans la zone 3 semble marquée par l'agriculture (quantité plus élevée des acides fulviques acidifiantes, tableau 23).

La différence significative en phosphore assimilable peut être expliquée soit par les quantités du P moins élevées du matériel déposé dans les couches plus profondes des dépressions et par un épuisement ancien d'une végétation plus dense, soit par la rétrogradation plus poussée dans des conditions de température moins variable de la zone 2.

On peut constater la ressemblance des couches profondes de la zone 1 et 3 en propriétés chimiques. Une seule différence significative CH est provoquée par la culture : formation des quantités plus importantes de composés humiques moins condensés et plus acides (AF) et plus son déplacement en profondeur dans les sols de la zone 3. (Tableau 20)

On observe ainsi une différence significative entre la zone 1 et 2 en  $\text{CaCO}_3$  et CH, AH. La différence en calcaire résulte des modes de formations des sols dans les dépressions (accumulation) et d'un régime hydrique différent qui serait à l'origine de l'élimination d'une partie du calcaire par lixiviation.

Les conditions plus favorables d'humification des couches plus profondes de la zone 2 caractérisées par l'humidité plus régulière montrent une différence significative de la qualité et de la matière organique. En effet les composés humiques et les acides humiques restent plus condensés. (Tableau 19)

Il n'y a pas de différences entre pH et CH. Cependant dans la zone 3 les propriétés entre les deux couches sont les plus proches. Ce résultat s'explique par l'influence du travail du sol qui tend à être plus homogène. Le facteur de structuration détermine la seule différence significative en augmentant avec la profondeur. Ce phénomène peut être provoqué par la répartition des particules plus fines favorables à la structuration par le déplacement de ces particules favorisées par le labour (augmentation de la quantité des particules <0,001mm par l'infiltration, moins de particules comprises entre 0,001-0,05mm liées à la roche mère environnante fournissent les éléments plus grossiers). (Tableau 16)

La qualité plus élevée des AH dans la couche superficielle se caractérise par la non maturation de ces AH. C'est ainsi qu'on assiste à un blocage au stade précoce par l'intermédiaire du  $\text{Ca}^+$  moins abondant dans la zone 2. (Tableau 26)

À cet effet on remarque que dans la zone 2, le nombre de différences significatives entre la couche superficielle et la couche profonde sont plus élevées (Cox, FS). La quantité supérieure du C organique dans la couche superficielle du sol provient de l'enrichissement en éléments fins serait à l'origine des zones environnantes. Les particules plus grossières restent sur place.

Le phosphore assimilable se trouve en quantité plus abondante dans les couches plus proches de la surface qu'en profondeur. La quantité du phosphore dans la zone 2 des couches superficielles est sensiblement proche à celle de la zone 3 ce qui confirme à nouveau la provenance du matériel se déplaçant depuis les superficies environnantes. Par contre l'appauvrissement en P assimilable de la couche interne résulte des facteurs mentionnés ci-dessus évoquant les différences entre les couches internes de la zone 2 et 3. (Tableaux 21, 22 et 23)

La meilleure possibilité de structuration de la couche interne résulte d'un apport plus favorable des éléments fins 0,001mm dans cette couche.

## 2.6 Décomposition des matières organiques

Elle se manifeste par l'influence des limons (L) et des sables (S). L'augmentation du pourcentage des limons est suivie d'une diminution de Cox (Figure 14). La présence du limon plus abondant dans le sol assure une humidité favorable pour les processus de minéralisation (pertes) et un temps plus long.

Dans la zone 2 (Figure 15), on assiste à l'augmentation du pourcentage du sable et de la quantité de la matière organique. Nous remarquons qu'en élevant le volume des pores non capillaires, le sable facilite le dessèchement ; c'est-à-dire il provoque un raccourcissement de la période de minéralisation de la matière organique.

Comme dans le cas précédent, la dépendance des composés humiques est liée à deux fractions texturales : Limoneuse (L) et sableuse (S). On remarque qu'avec l'augmentation du pourcentage du limon, croît la qualité des composés humiques. (Figure 16)

Ce phénomène s'explique par l'influence catalytique de la surface des particules limoneuses qui assurent la condensation plus poussée des précurseurs humiques (élévation des acides humiques). Par contre sur la zone 2, on constate que la quantité de sable augmente alors que la qualité des composés humiques baisse. (Figure 17)

Le sable ne possède presque pas de surface active, ne peut assurer la fonction catalytique, d'où résulte la formation plus abondante des acides fulviques. La dépendance des AH semble liée à la fraction limoneuse du sol, elle devient plus significative avec les limons grossiers (LG). L'augmentation de la quantité de cette fraction texturale correspond au degré de condensation du noyau des acides humiques (Figure 18). Ces résultats révèlent un mécanisme analogue à la fonction catalytique des particules limoneuses.

Cette dépendance se manifeste différemment envers les sables et les limons. Sur la zone 2, on remarque que plus la quantité du limon croît plus le pH s'élève. Ainsi les sols limoneux possèdent la surface d'adsorption plus élevée (Figure 19). Cette surface peut d'une part libérer un nombre plus important des ions basiques dans le milieu et d'autre part sorber la quantité plus élevée des ions acides ; produites par la voie biologique, et provoquer l'élévation du pH.

Pour les sables (Figure 20), contrairement aux particules limoneuses, ils ne possèdent qu'une surface d'adsorption négligeable. C'est pourquoi ils ne peuvent ni libérer la quantité importante des ions basiques, ni retenir un nombre élevé d'ions acides qui restent dans les solutions du sol et influent sur le pH.

## 2.7 Dépendance mutuelle

La quantité du phosphore assimilable est liée aux particules sableuses (surtout sable grossier-SG). A l'élévation du pourcentage des particules sableuses, correspond une augmentation de la quantité du phosphore assimilable (Figure 21). Compte tenu du pourcentage élevé des particules ayant la surface réduite (SG), le phosphore trouve moins de possibilités à se fixer et reste sous forme assimilable.

La quantité du calcaire tient compte de la taille des particules. L'augmentation de la quantité des sables (S), montre que la teneur en  $\text{CaCO}_3$  après une légère baisse augmente (Figure 22). Sur la figure 23 et 24, avec l'élévation de la quantité des particules plus fines (limons-L, argiles-A), la quantité de carbonates diminue et n'augmente qu'après l'obtention d'un certain seuil quantitatif de ces éléments. Ce caractère de dépendance est en rapport avec la majorité du calcaire se trouvant dans les particules grossières de la terre fine à savoir que c'est le calcaire inactif qui prédomine.

En se référant à la figure 25 : On remarque que l'élévation de la quantité de la matière organique (Cox) correspond une élévation des valeurs de Q4/6. En même temps la quantité des acides fulviques (AF) par rapport aux acides humiques (AH) augmente. On assiste à la peioration de la qualité des composés humiques.

A cet effet, on constate que les additions de matière organique fraîche sont à l'origine de l'enrichissement du milieu en composés de faible degré d'humification.

La quantité du carbonate ( $\text{CaCO}_3$ ) peut influencer la réaction du milieu. L'augmentation des carbonates provoque l'élévation de pH (Figure 26). Ce processus ne tend pas vers l'infini étant donné qu'en présence du  $\text{CaCO}_3$  plus abondant la hausse du pH s'arrête.

## **2.8 Dépendance du phosphore assimilable sur la qualité de la matière organique**

Il s'agit ici d'une dépendance linéaire. La quantité de phosphore assimilable par les plantes croît avec l'élévation de la matière organique. (Figure 27)

Ce résultat montre qu'une partie du phosphore organique est plus accessible aux plantes que la forme minérale. On constate que les sols de la zone 3 possèdent plus de dépendances mutuelles que les sols de la zone 1. De plus, les différentes couches du sol ne présentent pas souvent les mêmes dépendances : la couche superficielle se caractérise par un milieu différent de la couche interne. Le tableau 39 de l'annexe regroupe les dépendances ; ainsi, on peut remarquer que la plupart des caractéristiques étudiées sont liées à la composition granulométrique.

La différenciation des caractéristiques du sol résulte, soit de la diversité des surfaces de particules texturales (surface beaucoup plus importante chez les particules fines par rapport aux éléments grossiers), soit de l'influence indirectes des autres propriétés du sol (l'humidité, l'aération, activité biologique, etc.).

L'augmentation de la fraction sableuse peut provoquer : l'élévation de la quantité de matières organiques, la dégrada de la qualité des composés humiques, l'acidification du milieu, l'augmentation de la charge en calcaire et l'élévation de la quantité du phosphore assimilable.

L'augmentation de la fraction limoneuse peut engendrer : la diminution de la quantité de la matière organique, l'amélioration de la qualité des composés humiques et des acides humiques, l'élévation du pH et la diminution de la charge en calcaire.

L'augmentation de la quantité de l'argile peut provoquer la diminution de la charge en calcaire.

La dégradation de la qualité des composés humiques est liée à l'augmentation de la quantité de la matière organique. L'élévation du pH dépend de l'augmentation de la quantité de  $\text{CaCO}_3$  et la quantité du phosphore assimilable est en rapport avec l'élévation de la quantité de la matière organique.

Notons que ces dépendances ne sont pas valables dans les sols et dans les deux couches analysées.

Les sols de la zone 1 se caractérisent par quelques dépendances : le Cox de la couche interne et les AH sur tout le profil sont liées aux limons. Il semble que dans les sols alfatiens, ce sont les limons qui jouent un rôle déterminant en influençant les transformations de la matière organique. La dépendance  $\text{AH} = f(\text{L})$  dans la couche superficielle est beaucoup plus faible (50%) que la couche profonde. Sur la zone 2, le nombre de dépendances est plus élevé.

C'est tout d'abord la dépendance entre la quantité de la matière organique sur la quantité de limon et de sable dans les couches superficielles qui restent plus sensibles au dessèchement que les couches internes. Dans la zone 1, c'est plutôt la couche interne très caillouteuse qui se dessèche rapidement par le drainage naturel très efficace. Dans la zone 2, on remarque en plus la dépendance du pH sur la composition granulométrique et ce au niveau des deux couches internes et superficielles.

Dans la couche interne, le pH est lié à la quantité de carbonates. La couche superficielle montre les liaisons entre la quantité du phosphore assimilable et des sables (SG). Ce nombre plus élevé de dépendances mutuelles caractérise les conditions plus favorables pour former les liaisons entre les différentes propriétés du sol.

On constate que le nombre élevé de dépendance se trouve sur la zone 3, plus de 50% concerne la matière organique :  $\text{Cox} = f(\text{S})$ ,  $\text{CH} = f(\text{L})$ ,  $\text{CH} = f(\text{S})$ ,  $\text{CH} = f(\text{Cox})$ . L'autre partie regroupe les liaisons entre le  $\text{CaCO}_3$  et les différentes fractions granulométriques, il s'agit :  $\text{CaCO}_3 = f(\text{S})$ ,  $\text{CaCO}_3 = f(\text{L})$ ,  $\text{CaCO}_3 = f(\text{A})$ . Ces dépendances mutuelles sont plus fréquentes dans la couche superficielle que dans la couche interne. Ce phénomène nous laisse déduire que les liaisons entre différentes caractéristiques sont dépendantes du rafraîchissement des surfaces des sols.

Les sols de la zone 1 ne sont pas touchés par l'agriculture, avec l'humectation saisonnière de courte durée.

Les sols de la zone 2 subissent de temps en temps des interventions agricoles ; l'humidité plus régulière est prolongée. Les sols de la zone 3 sont sous l'influence permanente du travail du sol.

En établissant un modèle mathématique pour chaque couche et pour chaque dépendance trouvée, on peut déterminer les changements probables d'un autre à partir d'un élément. En fait, ces modèles peuvent être informatisés. A titre d'exemple, on a établi le modèle de dépendances pour la couche superficielle de la zone 3 (programme MODELE) ; en prenant en considération les dépendances mentionnées plus haut (Tableau 46 de l'annexe) et celle existantes entre les fractions granulométriques de base (sables, limons et argiles).

Par cette méthode, on peut calculer, sans réaliser les analyses au laboratoire les caractéristiques de la couche donné des sols de la zone en question à partir d'un seul élément qui est lié mutuellement aux autres (dans notre exemple, c'est le pourcentage du sable).

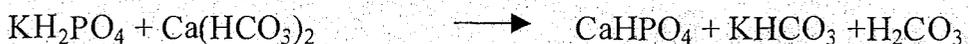
L'obtention des renseignements concerne les caractéristiques des sols. La fiabilité augmente avec le nombre d'échantillons analysés et le degré de dépendances.

Nous avons montré une méthode qui permettrait de simplifier les analyses des sols. Elle serait utilisée aussi pour l'évaluation des besoins en différents éléments nutritifs, c'est-à-dire après la détermination des réserves existantes et après l'établissement des équations mathématiques qui existent entre l'élément choisie et les autres caractéristiques du sol.

## 2.9 Phosphore assimilable isothermes

l'abondance du calcaire dans le sol, nous a amené d'étudier la rétention du phosphore.

La réaction entre les anions  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$  et  $\text{HPO}_4^{2-}$  avec les cations de  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$  donne des composés peu solubles ou insolubles et le phosphore devient peu accessible aux plantes (rétrogradation du phosphore) :



De plus, dans les sols étudiés, la réserve en phosphore assimilable est insuffisante ( $< 2,0\text{mg}$  de  $\text{P}_2\text{O}_5/100\text{g}$ ).

Les résultats de nos études sont regroupés dans les figures 28, 31 et 34 (isothermes Freundlich) ; 29, 32 et 35 (isothermes Langmuir) et 30, 33 et 36 (analyse détaillée des isothermes Langmuir). Le tableau 39 fait apparaître les caractéristiques des isothermes qu'on peut calculer.

Nous avons étudié les couches superficielles qui sont les plus importantes pour la nutrition des plantes.

Si on se réfère aux figures des isothermes Freundlich, on constate que cette forme se classe dans le groupe L (GILLE, 1960 ; figure 37). Cette forme nous indique l'orientation des molécules du sorbat à plat (parallèlement avec la surface), qui augmente l'énergie d'adsorption (par rapport au groupe S où l'orientation perpendiculaire).

Nous remarquons que ce résultat correspond bien au K Langmuir qui augmente dans l'ordre  $Z_1$   $Z_2$   $Z_3$  avec l'augmentation de l'énergie d'absorption (k Langmuir) l'aptitude à l'échange du sorbat entre la phase solide et liquide baisse ( $1/n$  Freundlich). Cela signifie que les forces d'adsorption du phosphore dans la zone 1 sont les plus faibles et par conséquent l'échange et la plus faible.

Dans les zones 1 et 2, les valeurs de r Langmuir sont sensiblement plus basses par rapport à la zone 3 et les valeurs mesurées des isothermes Langmuir (Figures 29 et 32) ne correspondent pas toujours avec la droite, ce résultat confirme qu'à côté d'adsorption, on a la présence d'absorption. Le même phénomène est confirmé par l'analyse détaillée des isothermes Langmuir (Figures 30 et 33) et par les k Freundlich (affinité plus élevée du sorbat envers le sorbent des zones 1 et 2, provoquée par les réactions chimiques, donnant naissance aux composés moins solubles ou insolubles.

Ce mode de rétention des couches superficielles de la zone 1 et 2, qui se ressemble, confirme encore une fois l'origine du matériel des dépressions (apport de la zone 1). Dans la zone 3 l'absorption reste négligeable, ce sont surtout les réactions physico-chimiques qui prédominent.

Sur la zone 1 et 2, on observe une absorption plus élevée résultant de la présence du phosphore, sous forme moins accessible par rapport à la zone 3. Ainsi, les zones 1 et 2 ont la capacité d'immobiliser (absorber) la quantité plus élevée du P, ce qui détermine la faible teneur du phosphore disponible aux plantes (adsorption). Le phosphore absorbé reste moins fortement lié (k Langmuir plus bas), donc plus accessible.

Dans les sols de la zone 3, on a remarqué une faible teneur en phosphore liée irréversiblement (absorption), mais les forces de liaisons physico-chimiques (adsorption) sont plus fortes que celles de la zone 1 et 2. Le phosphore adsorbé de la zone 3 est moins accessible que celui de la zone 1 et 2. Les valeurs de a max (capacité maximum de retenir le phosphore) montrent que les sols de la zone 3 peuvent sorber moins de phosphore par rapport aux zones 1 et 2. Ce résultat découle par la forte prédominance d'adsorption et l'absence presque totale d'absorption qui pourrait éventuellement augmenter a max. De plus les sols de la zone 3 possèdent une faible affinité du sorbent envers le sorbat.

L'analyse détaillée des isothermes Langmuir nous permet de déterminer le domaine de concentration dans lequel le phosphore sera retenu préférentiellement sous formes accessibles, c'est-à-dire par simple adsorption ce sont les secteurs de concentration qui se rapprochent le plus à l'isotherme Langmuir total. A cet effet nous pouvons donc délimiter les domaines de doses les plus efficaces pour les sols étudiés (Tableau 48 de l'annexe).

Les céréales (blé, orge) utilisent 1,2 à 1,5 kg  $P_2O_5$  par quintal de grain produit, elles se placent habituellement dans la fourchette 40-50q/ha, ce qui correspond à 50-75 unités  $P_2O_5$ /ha. Le maïs dont les rendements sont souvent plus élevés, 60 à 80q/ha, prélève 65 à 100  $P_2O_5$ /ha dont les trois quarts sont rassemblés dans l'épi.

Les cultures fourragères sont soumises à un très large éventail d'exportation de  $P_2O_5$ . Cela peut aller de 20  $P_2O_5$ /ha, cas de prairies dégradées fournissant un fourrage médiocre, jusqu'à plus de 100  $P_2O_5$ /ha cas de prairies temporaires intensivement exploitées. Les valeurs 60 à 80  $P_2O_5$ /ha/an sont fréquemment atteintes, elles correspondent à environ 10 tonnes de matière sèche récoltée avec une teneur moyenne de 7 pour mille  $P_2O_5$  (ou 3 pour mille P). (Roger, 1970)

# Chapitre 4

## CHAPITRE 4

### DISCUSSION GÉNÉRALE

#### 1. Les caractères hydriques

##### 1.1 Mobilité de l'eau des réserves du sol

Une meilleure infiltration de l'eau protège le sol contre l'érosion hydrique. L'infiltration de l'eau est liée, tout d'abord à la composition granulométrique et à la répartition des pores. À cet effet les couches superficielles du sol de la zone 1 et 3 sont favorables : texture équilibrée avec le rapport des pores souvent inférieur à 2.

Par contre dans la zone 2 la texture limoneuse et surtout argileuse peuvent poser des problèmes et ce malgré le rapport des pores  $< 2$ . La texture limoneuse correspond aux « terres battantes » avec faible stabilité structurale, les sols argileux deviennent plastiques et imperméables à l'état humide.

Durant les périodes de fortes pluies sur sol nu, la structure se dégrade rapidement en entravant l'infiltration d'eau.

Pour minimiser ce phénomène, on peut recommander : l'enfouissement de la matière organique qui augmente la stabilité structurale, l'application des conditionnaires de la structure (composés artificiels assurant les liaisons stables entre les particules) et l'installation d'une couverture végétale continue qui protège la surface du sol.

Un sol de bonne rétention hydrique doit contenir une couche moins filtrante à l'intérieur où l'eau sera emmagasinée. Cette couche doit être suffisamment éloignée de la surface pour ne pas provoquer l'asphyxie de la rhizosphère par formation de nappes superficielles.

Sur notre périmètre d'études, la zone 1 ne peut assurer la rétention d'eau qu'en quantité modérée. Les sols de cette zone sont très filtrants et la quantité des pores grossiers (PN, PS) augmente vers la profondeur.

Les sols de la zone 2 et 3 sont beaucoup plus favorables de ce point de vue, bien que la zone 2 soit plus sensible à l'asphyxie temporaire, vu la présence d'une couche moins perméable tout près de la surface. Pour améliorer la rétention d'eau nous pouvons recommander l'addition de matières organiques. Cette dernière peut diminuer l'infiltration d'eau dans les couches filtrantes et augmenter la perméabilité des couches de texture argileuse.

## **1.2 Régime hydrique des sols**

L'eau emmagasinée en profondeur doit être envoyée progressivement vers la rhizosphère durant les périodes de besoin. Ce sont les pores capillaires qui assurent ce mouvement. Pour le bon fonctionnement, on a besoin de 2/3 des pores capillaires (de la porosité totale) dans le sol. Cette condition n'est pas assurée dans les sols de la zone 1 alors que les sols de la zone 2 et 3 paraissent sensiblement meilleurs.

L'amélioration de ces sols peut être envisagée par l'apport de matières organiques bien que l'aspect technique risque d'être fastidieux.

De plus une forte évaporation conditionnée par les températures élevées et le vent très fréquent diminue la tension de vapeur d'eau dans des couches d'air proche de la surface du sol. Pour freiner cette évaporation on doit entraver la remontée capillaire superficielle et augmenter la tension de vapeur d'eau dans les couches d'air, touchant le sol. La remontée capillaire peut être freinée par la formation d'une mince couche superficielle du sol à pores non capillaires. Cette couche peut être engendrée par le travail du sol très superficiel (le cas des sols labourés) qui « coupe » les pores capillaires près de la surface du sol et en formant une couche protectrice à basse conductivité de chaleur et à tension élevée de vapeur d'eau.

Dans des sols non labourés, il convient de protéger la surface du sol contre la dégradation de la structure (éviter le piétinement) et assurer la diminution de l'évaporation par l'utilisation du mulching ou par une couverture végétale continue (éviter le surpâturage).

L'évaporation peut être également freinée par l'installation des bocages (brises vent). Les conditionnaires de la structure peuvent jouer, aussi un rôle positif.

## **2. L'érosion éolienne et hydrique**

### **2.1 L'érosion éolienne**

Les sols érodés perdent leur couche humifère la plus fertile, la matière organique de ces sols se dégrade comme le confirme TURSKI (1971), les sols touchés par érosion présentent la diminution du rapport AH / AF, les AH sont moins condensés et polymérisés, le rapport C/N augmente, la partie aliphatique des particules humiques devient plus importante. Ces changements jouent un rôle défavorable sur la structure : les liaisons stables entre la matière minérale et organique s'affaiblissent, la stabilité

structurale diminue. GILLES (1960) montre la diminution consécutive de la matière minérale et organique, dans des sols érodés. Ce phénomène est lié à l'ablation des particules fines sous l'effet de l'érosion. En effet se sont les particules inférieures à 0,02mm qui accumulent plus de matière organique que les éléments plus grossiers (TURSKI et al, 1977 ; GILLS, 1960).

Les sols les plus exposés à l'érosion se trouvent dans la zone 1. Ils ne présentent pas de couverture végétale continue, les touffes d'alfa étant souvent clairsemées. Le piétinement et le bouturage intensif des troupeaux d'ovins empêchent la formation d'une couverture herbacée entre les touffes d'alfa.

Les sols de la zone 3 moins érodés que ceux de la zone 1 sont couverts par les céréales durant une bonne période de l'année et s'enrichissent chaque année de la matière organique fraîche (surtout par les racines mortes), donnant naissance aux composés organiques capable de déclencher les premières étapes de la formation de la structure polysaccharide.

Par contre ces sols subissent une destruction régulière de la structure par le labour bien qu'ayant les meilleures possibilités de formation structurale et le facteur de structuration est égale à 38,8 pour la couche superficielle (éch. 11-1). Pour les sols de la zone 1 et 2 cet indice est plus bas (20,30 pour la zone 1 et 20,20 pour la zone 2).

En outre, il convient d'éliminer ou réduire au minimum l'utilisation d'engrais contenant les ions monovalents ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ) qui empêchent l'obtention du point isoélectrique (diminution du potentiel au zéro) assurant la floculation des colloïdes.

## 2.2 L'érosion hydrique

Les sols de la zone 2 ne sont presque pas touchés par l'érosion, au contraire, ils reçoivent les apports des sols environnants. Cet apport récent s'ajoutant à la couche superficielle est défavorable du point de vue formation de la structure (le facteur de structuration le plus bas). Pour les sols n'ayant pas un pourcentage de Cox trop élevé (<2,0) c'est notre cas, on se base pour le calcul du facteur de structuration sur les particules <0,001 et 0,001-0,05mm).

La diminution du facteur de structuration peut être causée soit par l'abaissement du pourcentage des particules < 0,001mm, soit par l'augmentation des autres (0,001-0,05mm).

Dans les couches superficielles de la zone 2 (en les comparant avec la zone 1), on assiste à une augmentation de la quantité des particules 0,001-0,05mm. Ce fait confirme qu'on est en présence de dayas (dépressions) d'accumulation ; il s'agit le plus souvent d'un enrichissement de ces dépressions en particules limoneuses (surtout en limons fins) et partiellement argileuse.

Pour les argiles, il s'agit d'un enrichissement en particules entre 0,001-0,002mm. Pour le calcul du facteur de structuration, ce sont les particules comprises entre 0,001-0,002mm qui se déplacent en priorité.

La fraction des limons grossiers (0,02-0,05mm), même si on la mentionne dans le calcul du facteur de structuration ne se déplace pas. Ces particules proviennent des sols environnants. On peut avoir des apports éoliens depuis les régions très éloignées, mais sa quantité reste infime.

Pour freiner l'érosion il convient de diminuer le surpâturage et le piétinement afin de favoriser une couverture végétale plus dense et éliminer la destruction de la structure. En plus, l'utilisation des conditionnaires de la structure, du mulching et de l'amendement organique et la formation des bocages diminuera l'érosion des sols concernés (la zone 1 et 3). Pour les sols de la zone 2 les bocages ne sont pas nécessaires (sauf s'il s'agit de dépressions très exposées ou ouvertes aux vents dominants du secteur NW).

### **3. La minéralisation des argiles dans les sols à croûtes et encroûtements calcaires**

#### **3.1 Profils à croûtes calcaires**

La profondeur du sol a une influence importante pour la croissance des plantes. La faible profondeur du sol empêche la formation d'un système racinaire puissant donc plus efficace. Le volume pour le stockage des éléments nutritifs est réduit. Si l'horizon C est imperméable, l'eau engorge le sol et son excès s'accumule à la surface. Si l'horizon C est imperméable ou incliné, l'eau se perd en profondeur ou s'écoule latéralement dans ce cas la rhizosphère ne trouve aucune réserve d'eau.

Les sols les moins profonds se trouvent dans la zone 1, la profondeur est généralement de 20-25cm localement de 10cm, les sols de la zone 3 sont plus profonds. Ils atteignent le plus souvent 35cm. Les sols les plus profonds se situent sur la zone 2; ils dépassent très largement 60cm (Daya).

Les sols peu profonds doivent être utilisés pour les cultures possédant les racines superficielles telles que les graminées (le cas des sols de la zone 1 et 3). Utiliser les sols profonds pour installer des espèces végétales ayant un enracinement profond (sols de la zone 2).

La pénétration des racines en profondeur peut être facilitée dans les sols de la zone 1 par destruction mécanique de la croûte calcaire (barrage vert). Pour l'agriculture courante ce n'est pas possible (exception faite pour une plantation d'arbres).

### 3.2 Profils de distribution des argiles

Pour les profils des argiles, nous remarquons une insuffisance de lessivage, sauf pour la station 5 située au niveau du Djebel Mekaïdou, en ambiance bioclimatique aride moyen froid.

En effet, exception faite pour la station 5, il serait impropre de parler de lessivage car les conditions particulières : sécheresse et la disparition de la végétation forestière et son remplacement par la steppe d'alfa empêche le lessivage et la redistribution des éléments fins à l'intérieur du profil des sols.

De ce fait, l'évolution des sols n'étant plus ce qu'elle était dans le temps empêche la formation des sols bruns tronqués. En somme, il y a évolution vers des sols peu évolués des régions arides et semi-arides, liée à l'incorporation profonde d'une matière organique stabilisée par maturation et de couleur foncée, mais également à l'apport de matériaux déjà rubéfiés (transformés) ce qui donne des sols bruns de la steppe.

Au niveau des bas de pentes, nous avons des sols de colluvions qui sont des sols en situation de piémont, bénéficiant d'apports de matériaux solubles, transportés le long des pentes ; à la différence des sols alluviaux, ils ne présentent pas de nappes ; suivant les cas, ils peuvent être constitués de matériaux grossiers (voire pierreux), au pied des pentes ou de matériaux fins à une certaine distance des pentes.

Nous avons aussi les sols bruns de la steppe qui se localisent en zones humides et semi-arides dans les Djebels de l'Atlas tellien et du Djebel Mekaïdou. Nous remarquons plus d'argile à l'intérieur des profils qu'à leur surface, ce qui n'est pas induit au lessivage ou à l'enrichissement d'argiles des couches internes, mais plutôt aux effets de l'érosion éolienne qui appauvrissent les horizons superficiels en éléments fins qui vont être entraînés en altitude et seront déplacées souvent sur de très grandes distances (parfois des milliers de km).

D'après M. RAYNAL, 1962 ; les poussières soulevées dans les zones arides et semi-arides représentent près de 50% des aérosols injectés dans l'atmosphère. En somme, la présence importante d'argile à l'intérieur des profils par rapport à leur surface résulte de l'appauvrissement en surface de cet élément.

## 4. La fertilité des sols

### 4.1 La désertisation

La désertisation est caractérisée par l'ensemble des processus qui transforme progressivement une zone non dégradée en une zone désertique sous l'influence de l'homme et de ses animaux. Ces processus anthropozoogènes sont d'autant plus intenses et rapides que l'aridité climatique est simultanément forte. Localement, sans changement macroclimatique notable, la désertisation se traduit néanmoins par un

renforcement de l'aridité : bilan hydrique stationnel devenant de plus en plus défavorable, augmentation de l'albédo, baisse de la rugosité à la surface du sol, disparition d'un substrat meuble pour les végétaux.

Mais les manifestations de la désertisation, dans la zone pré-saharienne, sont souvent sournoises et difficiles à diagnostiquer. Il est d'ailleurs en général trop tard pour tenter une action de lutte lorsque l'on est en présence de phénomènes d'une telle ampleur.

En réalité, la désertisation se manifeste souvent par taches de quelques hectares, et n'est pas toujours facile à évaluer ; car des ablations de quelques millimètres de sol par an, ou des diminutions de quelques points du pourcentage du couvert végétal, ou encore des diminutions faibles des productions végétales, se mesurent difficilement, surtout si la variabilité inter-annuelle de la pluviosité est importante.

En analysant les possibilités de fertilisation des sols de la région étudiée il convient d'envisager la désertisation. La désertisation est un processus lié à « l'appauvrissement régulier de la faune et de la flore sauvage consécutive à la diminution des précipitations et à l'apparition de longues périodes de sécheresse.

Il s'agit d'un processus relativement lent ayant pour cause, un changement climatique dû à des modifications atmosphériques » (STILES, 1988) et sur tout la désertification est très souvent engendrée dans nos régions par le mauvais usage que l'homme le bétail font de la terre. Le déboisement survient lorsque les populations humaines défrichent arbres et coupent buissons pour développer les cultures ou pour se procurer du combustible, du fourrage et des matériaux de construction. L'impact est tel que les jeunes plantes n'ont pas le temps de se développer. Les terres sur pâturées et piétinées par les animaux se dénudent, s'exposent alors à l'érosion éolienne et hydrique. Il s'agit d'un processus rapide que la désertisation qui peut survenir en l'absence de changement climatique.

#### **4.2 L'amendement organique**

L'amendement organique peut augmenter la capacité de rétention de l'eau, améliorer l'aptitude à la formation des agrégats, élever la stabilité structurale, diminuer la perméabilité des sols de composition granulométrique grossière et augmenter la perméabilité des sols de composition granulométrique fine, rendre aussi les sols moins sensibles à l'érosion hydrique et éolienne et diminue l'évaporation. de plus la nutrition des plantes sera meilleure (approvisionnement en azote, accessibilité élevée du phosphore et accroissement de l'activité biologique).

L'apport de la matière organique est recommandé sous forme de composts enrichis en phosphore (matière organique préhumifiée), pour améliorer la qualité des composés et diminuer les pertes de l'azote par les ions de  $\text{Ca}^{2+}$  et pour freiner la rétrogradation du phosphore. Il convient d'enfouir immédiatement les engrais organiques dans le sol pour éviter les pertes de l'azote.

Les conditionnaires de la structure peuvent assurer la formation du nombre plus élevé d'éléments structuraux et augmenter la stabilité de ces éléments.

Par conséquent, ces composés peuvent optimiser les propriétés hydriques du sol, processus de transformation de la matière organique (humification), diminuer la sensibilité envers l'érosion et abaisser l'évaporation d'eau des surfaces nues.

Le mulching peut assurer une meilleure protection du sol contre le rayonnement solaire, une diminution de l'évaporation, le prolongement de la période d'humectation du sol et l'humification de la matière organique. De plus le mulching peut apporter aux sols une certaine quantité d'éléments nutritifs provenant de la macération du matériel du mulching.

Les bocages peuvent diminuer l'érosion éolienne en diminuant la force des vents, en augmentant l'humidité du sol et l'abaissement de l'évaporation. Leur implantation n'est pas nécessaire dans les dépressions peu espacées.

L'amendement organique et les conditionnaires de la structure peuvent avoir une influence positive sur toutes les zones. Le piétinement et le surpâturage menacent les sols de la zone 1. Les bocages peuvent être efficaces dans la zone 1 et 3, le mulching est applicable par tout, sauf les zones à cultures céréalières.

On ne doit pas craindre l'utilisation des engrais physiologiquement acides, car les sols contiennent assez de carbonates pour fonctionner comme un bon tampon dans le domaine acide.

Au contraire, il faut éviter si possible, les engrais contenant les ions monovalents ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{NH}_4^+$ ) pouvant accroître le potentiel et rendre la structure plus mauvaise. La prédominance  $\text{Ca}^{2+}$  dans la composition des sels solubles est un signe positif du point de vue structure, il convient de ne pas la modifier par les activités humaines.

Pour combler le déficit hydrique et rendre les céréales plus denses, on peut recommander l'application des engrais azotés, sur tout à l'époque de ramification. Toutes les zones ont besoin d'engrais phosphatés (vu la quantité insuffisante du phosphate assimilable).

## 5. La salinité

Tous les observateurs s'accordent pour montrer que si les encroûtements sont très souvent surmontés d'une croûte, il existe aussi de vastes encroûtements nus, mais jamais de croûte sans encroûtement, au moins de faible épaisseur. Génétiquement, la croûte précède toujours l'encroûtement.

La croûte, dont l'épaisseur moyenne varie entre 5 et 10cm, parfois plus dans des cas très particuliers, est généralement morcelée en polygones dont l'amorce est visible dans l'encroûtement sous-jacent. Les faces supérieures et inférieures sont nettement

individualisées ; la face supérieure souvent patinée, montrant en coupe un liseré verdâtre, peut être unie ou rugueuse ou même lapiazée. On note parfois une structure lamellaire dans la partie supérieure, au-dessous d'un matériau blanc homogène et moins dur.

La croûte repose sur l'encroûtement par une nette discontinuité soulignée par la pellicule durcie de la face inférieure et un mince lit très pulvérulent au sommet de l'encroûtement.

On observe habituellement dans les encroûtements de surface deux parties distinctes : La partie supérieure, ou encroûtement blanc, généralement pulvérulent, mais parfois lamellaire ou stratifié, et la partie inférieure, ou encroûtement jaune, plus compact que le précédent, et comportant des amas durcis dits têtes d'épingles.

L'augmentation de la quantité des sels solubles dans la rhizosphère peut avoir une influence négative sur la végétation. Parce que les sols de la région étudiée se trouvent dans des conditions favorables (du point de vue climat) à la formation du régime hydrique exopercolatif, on a déterminé le degré de salinité. Aucun échantillon ne possède de salinité élevée, ils appartiennent au domaine des sols non salés. Ces résultats sont déterminés par l'absence de nappe phréatique superficielle.

Seuls les sols de la zone 2 (dépressions) pourraient être menacés par l'augmentation de la concentration en sels solubles compte tenu de leur situation topographique. Les résultats montrent qu'il ne faut retenir pour le moment aucune réserve préventive contre la salinité.

## 6. Minéralogie de la fraction argile

Les relations entre le degré dévaluation et l'âge du substratum sont évidemment plus étroites, la vitesse de formation des profils est plus lente, c'est le cas du processus de lessivage de l'argile. De l'étude géopédologique, les minéraux argileux les plus répandus sont les smectites et la palygorskite. Les conditions de la genèse et la stabilité de la polygorskite ont été précisées par BOCK (1984).

Le microscope électronique nous a révélé que la kaolinite est constituée par de petits cristaux à contours hexagonaux, l'halloysite et la nontronite se pressentent sous forme de petits bâtonnets et lattapulgite de fibres.

La concentration de la polygorskite dans les encroûtements calcaires des profils est due à la fois à une néoformation et à une accumulation relative de ce minéral, qui reste stable plus longtemps que les autres minéraux argileux.

La palygorskite serait néoformée d'origine paleopédologique. La palygorskite est plus stable que la montmorillonite dans les milieux alcalins (dayas). Nous avons trouvé la palygorskite en forte proportion dans la fraction argile des accumulations calcaires (zone 2).

Ainsi la calcite a essentiellement un rôle physique qui peut être assimilé à une véritable cimentation.

Conclusion

Générale

## CONCLUSION GÉNÉRALE

Les sols de la région sud de Tlemcen se dégradent et s'érodent rapidement. Ces processus de dégradation résultant d'une modification de la végétation sous l'influence humaine peuvent s'observer sur tous les types de stations : mais dans certains cas, cette dégradation ne provoque que de faibles transformations du profil (sol gris de steppe tronqué). Ailleurs, la gamme correspond à la succession des profils est un peu plus large : sol gris brun de steppe à l'évolution récente de colluvium rouge.

Compte tenu des deux facteurs pédogénétiques essentiels des milieux étudiés ; lithologique et biologique, l'analyse des complexes organo-minéraux permet maintenant d'appréhender, dans une certaine mesure le processus chimique et physiologique de la brunification.

Ces sols souvent érodés ou recouverts d'alluvions, malgré une énergie pédogénétique faible (pluviosité moyenne de 300 à 400mm) continuent à évoluer, le processus pédogénétique le plus actif est la lixiviation des sels solubles ( $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{CaSO}_4$ ,  $2\text{HO}$  et  $\text{NaCl}$ ) et leur accumulation dans le profil en surface ou en moyenne profondeur sous forme de croûtes, encroûtement, nodules et pellicules.

Le calcaire et les sels solubles sont omniprésents dans les sols de nos trois zones d'études. Ils jouent un rôle essentiel dans la genèse, le fonctionnement et le comportement des sols et donc dans leur mise en valeur.

On assiste sur l'ensemble des zones d'étude à une augmentation des surfaces occupées par les sols squelettiques (croûte calcaire) due à l'érosion éolienne.

Dans les sols souvent épais (Sidi El Djillali) moins sensibles à l'érosion que les Dayas, mais très battants ; ce sont des terres réservées traditionnellement à la céréaliculture.

Dans les plaines, les glacis et principalement à El Aricha se développent des formations à croûte calcaire. Ces horizons à accumulation calcaire sont comparables à ceux décrit par DURAND (1963), et POUGET (1980) dans les steppes Sud-Algéroises.

Les transformations pédogénétiques sont donc limitées aux horizons superficiels alors que le bas des profils peut être considéré comme non fonctionnel. Les accumulations de sels solubles ( $\text{NaCl}$ ,  $\text{MgSO}_4$ ,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ) occupent les parties basses et les niveaux les plus récents (Dayas, Terrasses).

Dans certaines zones bien localisées, la disparition progressive du couvert végétale (alfa) a conduit généralement à la disparition du voile éolien jusqu'à l'horizon à nodules calcaires et parfois à la croûte calcaire.

Le taux de l'humus des horizons supérieurs de l'ensemble des sols de nos zones d'étude dépassent rarement 2,5% de la terre fine. L'humus est du type mull calcaire de steppe très stable et difficilement minéralisable; il est caractérisé par une forte proportion de composés stables. La fixation et la rétrogradation résultent de processus biologiques et chimiques: ce sont ces derniers qui, dans les sols des trois zones d'étude sont responsables de l'essentiel des transformations des phosphates et de l'azote.

Les absorptions sont le plus souvent, suivies d'un arrangement stérique des ions phosphatés et des cations qui leur sont associés et qui aboutissent à des composés cristallins très peu solubles.

De cette étude de micromorphologie, il ressort cependant que toutes les phases de développement de l'accumulation calcaire n'ont pas de correspondance avec le morphotype de la calcite.

Dans les horizons superficiels et les dépressions, l'individualisation se poursuit actuellement, mais elle est discontinue à cause de la lenteur du processus. Il ressort que le polymorphisme de la calcite ne serait pas lié à un stade évolutif de l'individualisation du calcaire, mais plutôt à des conditions de précipitations.

La concentration de la palygorskite dans les encroûtements calcaires des profils est due à la fois à une néoformation et à une accumulation relative de ce minéral, qui reste stable plus longtemps que les autres minéraux argileux. La palygorskite serait néoformée d'origine paléopédologique. Les deux minéraux les plus répandus et les plus déterminants sont la montmorillonite et les smectites.

Les relations entre le degré d'évolution et l'âge du substratum sont évidemment plus étroites, la vitesse de formation des profils est plus lente.

Les sols gris bruns de nos trois zones d'étude sont formés sur substratum jeune, il s'agit d'un seul cycle d'évolution, celle-ci s'étant entièrement déroulée pendant un temps relativement court.

La présente étude peut contribuer à résoudre un certain nombre de problèmes à savoir :

- Amélioration des propriétés physiques du sol.
- Application des conditionnaires de la structure.
- Apport de la matière organique pour élever la rétention de l'eau (130 à 600kg/ha de  $P_2O_5$ ).
- Une fertilisation sur les pâturages dégradés, zone à armoise et à alfa avec une disponibilité immédiate de N, P et K ainsi que des interactions favorables NP et NK qui participent à une meilleure nutrition minérale du végétal.
- Pour la céréaliculture, un rapport en phosphores et en oligo-éléments (Mn, Cu, Zn, Al) est nécessaire.

# Bibliographie

## BIBLIOGRAPHIE

- ABDELGUERFI et BERRIKIA R., 1985 - Contribution à l'étude du genre *Hadysarium* L. en Algérie. Thèse Magister ; INA 1-131.
- AIDOUD A., 1983 - Contribution à l'étude des écosystèmes steppiques du sud oranais : phytomasse, productivité primaire et applications pastorales. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, U.S.T.B.H Alger, 180 p.
- AIME S., 1991 - Etude écologique de la transition entre les bioclimats sub-humides, semi-arides dans l'étage thermo-méditerranéen du Tell oranais (Algérie nord occidentale). Thèse Doct. Univ. Aix-Marseille III.
- ALCARAZ C., 1969 - Etude géobotanique du pin d'Alep dans le tell oranais. Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, Université Montpellier, 184 p
- ALCARAZ C., 1992 - La végétation de l'ouest algérien. Thèse de doctorat Es - Sc, Perpignan, 415p + annexes.
- ALEXANDER M., 1971 - Introduction to soil Microbiology, Microtinal Ecology. New York 5 - 36.
- AL RAWI G. J. and SYS C., 1967 - Comparat , A study between Euphrate and tigris sediments in the mesopotamian flood Plain pédologie, V 17, 187 - 211.
- AKIMA H., 1970 - A new method of interpolation and smooth curve fitting based on local procedures : Journ, ass, comp, machin. 17 : 589 - 602.
- AUBERT G., 1947 - Les sols à croûtes calcaires. Conf . pédo - Médit. Montpellier, Alger, 330 - 332.
- AUBERT G., 1960 - Les sols de la zone aride, étude de leur formation, de leurs caractères, de leur conservation. Actes coll. UNESCO de Paris sur les problèmes de la zone aride, 127 - 150.
- AUBERT G. et DUCHAUFOR Ph., 1956 - Projet de classification des sols. 6<sup>ème</sup> Congrès International de Science du Sol. Vol. E, 597-604, Paris
- AUBERT G., 1951 - Les sols des régions semi-arides d'Afrique et leur mise en valeur. Les bases écologiques de la régénération, de la végétation des zones arides, 12-25.
- AUBERT G, 1978 - Méthodes d'analyses des sols. Centre National de documentations pédologiques. 191. Marseille. France.

AUCLAIR et BIEHLERT J., 1967 - Etude géologique des hautes plaines Oranaises entre Tlemcen et Saida, Publ. Ser. Carte Geol. Algérie, Nulle série, bulletin n° 34, P.3 - 45, 4 fig. pl. I. VI.

AUBERT G. et BOULAINÉ J., 1972 - La pédologie. P.U.K. « Que sais-je » n° 352, 1-128

AUCLAIR et BIEHLERT J., 1967 - Etude géologique des hautes plaines oranaises entre Tlemcen et Saida, Publ. ser. carte Geol. Algérie, Nulle série, bulletin n° 34, p. 3-45, 4 fig. pl. I. VI.

AUROUSSEAU P., CURMI P. BOUILLE S. et CHARPENTIER S., 1983. Les vermiculites hydroxy - alumineuses du Massif Armoricaïn thermodynamique, Geoderma, 31, 17-40.

AVANLIER J. A. de BRUY P. L. et OVERBEEK G., 1960 - the solubility of quartz, J. Phys. Chem. 64, 1675 - 1682.

BAGNOULS F. et GAUSSEN H., 1953 - Saison sèche et indice xéothermique. Docum. Cartes product. Végét., Ser : Généralités, 3 (1), art. 8 : 1-47.

BAGNOULS F. et GAUSSEN H., 1957 - Les climats biologiques et classification. Ann. Géogr. Fr 355, 193 - 220.

BAGNOULS F. et GAUSSEN H., 1958 - Carte des précipitations de l'Algérie. Echelle 1/500.000, I.N.G. Paris

BAIZE D., JAMAGNE M. & AUBERT G., 1995 - Pédologie, In Encyclopédia Universalis, Paris, 105 - 236.

BAL L., 1975 - Carbonate in soil : A theoretical consideration on and proposal for its fabric analysis 2 Gystal tubes, intercalary Gysal. K Fabric Net. J. Agri. Sci. 23, 71- 78.

BAL L. et BURSINK J., 1975 - An inceptisol formed in calcareous loess on the Dast- i- Esan top plain in North Afghanistan. Fabric, mineral and trace element analysis. Neth. J. Agric. Sci. 24, 17-42.

BALBA A. M., 1982 - Desertification in North Africa. Transactions of the 12 th International congress of soil Science, Symposia papers III, 14-26.

BARIAUD P., CESBRON F., GEFFROY J., 1977 - Les minéraux. Leurs gisements ; leurs associations. Minéraux et fossiles 45130 - France, 2<sup>ème</sup> volume, 489 p.

BARRY J. P. et FAUREL L., 1973 - Notice de la feuille Ghardaïa : Carte de la végétation de l'Algérie au 1/500.000. Mem.Soc. Hist .Nat .Afr n° 21 - 125.

BEDRANI S., 1981 - L'agriculture Algérienne depuis 1966. O.P.U. Alger, 1- 414.

BENABADJI N., 1995 - Etude phyto-écologique des steppes à *Artemisia herba alba* Asso. Et *Salsola vermiculata* L. Au sud de Sebdou (Oranie-Algérie). Thèse Doct. Es. Sci. Spécia : Biolo. Organisme et Population Univ. De Tlemcen. 158 p. + 150 p. Annexes (Tableaux et Figures).

BENACHNHOU A., 1982 - Les politiques agraires en Algérie. Vers l'autonomie ou l'indépendance. C.R.E.A. 1 - 174.

BENEST M., 1985 - Evolution de la plate-forme de l'Ouest algérien et du Nord - Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du crétacé : Stratigraphie, milieux de dépôt et dynamique sédimentaire. Thèse de doctorat Es-Sc, Lyon. Document labo. Géol. 95, Fasc. 1 et 2, Lyon, 585 p.

BENSALAH M. BENEST M., GAOUAR A., et MOREL J. L., 1987. Découverte de l'Eocène continental à Bulimes dans les hautes plaines oranaises (Algérie) : Conséquence pléogéographique et structurales. C.R. Acad Sc. Paris.

BENSALAH M., 1989 - L'éocène Continental d'Algérie ; importance de la tectogenèse dans la mise en place des sédiments et des processus d'épigénie dans leur transformation. Thèse de doctorat, Université Lyon, 140 p.

BENYAHIA B., 1973 - Contribution à l'étude des monts du Kof et de Sidi Medjahed (Monts de Tlemcen - Algérie) D.E.A Fac des Sciences. Oran.

BERBAR E. T., 1979 - Etude d'un projet intégré forêt - usine de pâte à papier à base de résineux dans la région de Tlemcen - Sebdou S.N.I.C 1 - 206.

B.N.E.D.E.R., 1983 - étude des potentialités des zones steppiques dans la Daïra de Sebdou. Schéma directeur de mise en valeur, 1-14

BERNER R. A., 1971 - Principles of chemical sedimentology. Mc GRAW - HILL, New York. 140 p.

BESSION H., CAILLIERE S. et HENIN S., 1975 - Evolution de quelques silicates phylliteux en présence de composés magnésiens peu solubles. C.R. Acad. Sc. Paris, t.281, série D, 863-865.

BLACKMORE A. V. and MILLER R. D., 1961 - Tactoïde size and osmotic awellig in calcium montmorillonite. Soil Sci. Soc. Am. Proc. , 199-173.

BLOKHUS W. A., PAPE Th. And SLAGER S., 1969 - Morphology and distribution of pedogenic carbonate in some vertisols of the sudan. Geoderma, 2, 173-200.

BLOKHUS W. A., SLAGER S. et VANSCHAGEN R. H., 1970 - Plasmic fabrics of two sudan vertisols, *Geoderma*, 4, 2, 127-137.

BLOUNT C. W. et DICKSON F. W., 1973 - Gypsum - anhydrite equilibria in systems  $\text{CaSO}_4 - \text{H}_2\text{O}$  and  $\text{CaCO}_3 - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$ . *C. Am. Mineral*, 58, 323-331.

B.N.E.D.E.R., 1983 - Etude des potentialités des zones steppiques dans la Daïra de Sebdu. Schéma directeur de mise en valeur, 1-114.

BOCK L., 1984 - L'intégration chronospatiale des accumulations calcaires. Approche morphopédologique et géochimique dans un paysage semi - aride de l'atlas tellien (Algérie). Thèse de Doctorat Université de Gembloux (Blegique) 447p.

BOCQUIER G., 1971 - Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux au Tchad. Interprétation biogéodynamique. Thèse d'Etat, Strasbourg, 364 p.

BOLT G. H and FRISSEL M. J., 1960 - The preparation of clay suspensions with specified ionic composition by means of exchange resins. *Soil, Sci. Soc. Am. Proc.*, 172-177.

BONFILS P., 1967 - Méthodes d'analyses des sols. S.E.S. , n° 91, INRA Montpellier, 156 p.

BONNEAU M & SOUCHIER B., 1979 - Pédologie 2. Constituant et propriétés du sol Masson Paris, 1- 459.

BOUABDELLAH H., 1991 - Dégradation du couvert végétal steppique de la zone Sud-Ouest oranaise (le cas d'El Aricha). Thèse de Magistère Univer. Oran, 218 p + annexes.

BOUAZZA ., 1995 - Etude phytoécologique de la steppe à *Stipa Tenacissima* au sud de Sebdu Oraniè - Algérie). Thèse Doct. Es-Sci specia : Biologie et pop univ de Tlemcen, 153 p + 150 p + Annexes.

BOULAIN J., 1957 - Etude des sols des plaines du chélif. Thèse d'état, Univ. Alger 582 p.

BOUKHOBZA M., 1982 - L'agro-pastoralisme traditionnel en Algérie. De l'ordre tribal ou désordre colonial O.P.U. 167-227.

BOURAHLA A & GUITTONEAUG. G., 1979 - Nouvelles possibilités de régénération des nappes alfatières en liaison avec la lutte contre la désertification. *Bull. inst. Evol. Appl. Orléan*, (1), 19-40.

BRAUN - BLANQUET J., 1931 - Aperçu des groupements végétaux du bas languedoc. Communication SIGMA, Marseille.

BRAUN - BLANQUET J., 1944 - L'importance pratique d'une carte détaillée association végétales de la France Comm SIGMA, N° 86, 1-18 p.

BRAUN - BLANQUET J., 1947 - Instruction pour l'établissement de la carte des groupements végétaux CNRS, cause graille et castelnaud impr., Montpellier, 45p, carte en couleur.

BRAUN - BLANQUET J., 1951 - Eflanzensoziologie Grundzüge der vegetation Kunde. Ed. 2, Springer Vienne Autriche.

CAILLEAU P. DRAGONE D., GIROU.A, JACQUIN C., ROQUES H., 1977 - Etude expérimentale de la précipitation des carbonates de calcium en présence de l'ion magnésium. Bull. Soc. Fr. Minéralogie - Cristallographie, 100, 31 p.

CAILLEAU P., JACQUIN C., DRAGONE D., GIROU A., ROQUES H. et HUMBERT L., 1979 - Influence des ions étrangers et de la matière organique sur la cristallisation des carbonates de calcium. Revue de l'I.F.P., 1, 83.

CAILLIERE S., HENIN S. et RAUTUREAU M., 1982 - Minéralogie des argiles, Masson Ed. Tomes 1 et 2, 184 et 189 p.

CALLOT G., CHAMAYOU H., DUPUIS M., 1978 - Variations du Ph de la solution de matériaux calcaires en relation avec la dynamique de l'eau, éléments d'analyse d'un système carbonaté. Ann. Agron., 29 (1) 35-47.

CALVERT R., 1972 - Adsorption de l'eau sur les argiles ; étude de l'hydratation de la montmorillonite, Bull. Soc. Chimique de France, 8, 3097-3104.

CARATINI C. L., 1967 - Evolution paléogéographique et structurale de la région de Chellala - Reibell. Bull. De la Soc. Géol de France, 7, IX, 6, 850 - 858.

CARMOUZE J. P., PEDRO G. et BERRIER J., 1977 - Sur la nature des smectites de néoformation du lac Tchad et leur distribution spatiale en fonction des conditions hydrogéochimiques. C.R. Acad. Sci. paris, t. 284, série D, 615-618.

CASAGRANDE A., 1984 - Die araométer - Methode sur Bestimmung des kornverte : bing von boden, Berlin.

CELLES J. C., 1974 - Etude de la végétation des confins saharo-constantine (Algérie). 1<sup>ère</sup> partie : Analyse statistique préliminaire de la matière des données floristiques. Ann. Muséum hist. Nat., Nice 2 : 3-14.

CELLES J. C., 1975 - Contribution à l'étude de la végétation des confins saharo-Constantinois (Algérie). Thèse d'Etat, Nice, 364 p.

- CHANTRET F., DESPRAIRIES A., DOUILLET P., JACOB., STEINBERG M., et TRAUTH N., 1971 - Révision critique de l'utilisation des méthodes thermiques en sédimentologie : cas des smectites (montmorillontes). Bull. Gr. Fr. Argiles, 1, 141-172.
- CHAUMONT M. et PAQUIN C., 1971 - Carte pluviométrique de l'Algérie à 1/50.000 Phytoécologique du Hodna (direction H.N. LE HOUEROU) Pub. Fao, Rome, 154 p et 2 cartes.
- CLAUDIN J., LE HOUEROU H. N. et POUGET M., 1979 - Etude bioclimatique des steppes algériennes (avec 1/1.000.000). Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Du Nord, Alger.
- COLLIGNON B., 1986 - Hydrologie appliquée des aquifères Karstiques des monts de Tlemcen. Thèse de doctorat, Unive, d'Avignon.
- COQUE R., 1972 - La Tunisie présaharienne (étude géomorphologique). Thèse Fasc. Pet. Pari, Armand colin, 1-488.
- COUDERC R., 1974 - Le climat dans l'économie de l'Algérie, essai de synthèse et de recherche géographique. Université d'Oran.
- COUDERC R., 1979 - Les hautes Steppes Oranaises. Thèse Doctorat Es-Sc, Université Paul Valéry, 400 p.
- COTE M., 1983 - L'espace Algérien. Les prémices d'un aménagement. O.P.U. Alger, 1-278.
- DEMOLON A., 1948 - Dynamique du sol. Dunod Ed. , Paris, 520 p.
- DE MARTONE E., 1926 - Une nouvelle fonction climatologique : l'indice d'aridité. La Météorologie, 449 - 458
- DJEBAILI S., 1978 - Recherches phytosociologiques et écologiques sur la végétation des hautes plaines steppiques et de l'Atlas saharien algérien. Thèse d'état, Univ de Montpellier.
- DJEBAILI S., 1984 - Steppe algérienne, phytosociologie et écologie, O.P.U, Alger.
- DOUMERGUE K., 1910 - Carte géologique détaillée au 1/50.000 feuille Terney n° 300.
- DUBIEF J., 1953 - Rapport sur l'évolution des régions arides dans le passé et l'époque actuelle. N.S/AZ/112, UNESCO, Paris.
- DUCHAUFOR PH., 1976 - Principe d'une classification des sols. Agrochimia, XX, 4-5 : 313-323

DUCHAUFOR PH., 1984 - Abrégé de Pédologie. Masson, Paris, 220 p.

DURAND J., 1954 - Les sols d'Algérie - Alger. Serv. Etude. Sci. Gouv. Gén. Algérie, Pédologie, 2, 224 p.

DURAND J., 1958 - Du nouveau au sujet de la formation des croûtes calcaires. Bull. Soc. Hist. Nat. afri. Nord, 49, pp. 196 - 203.

DURAND J., 1963 - Les croûtes calcaires et gypseuses en Algérie, Formation et âge. Bull. Soc. Géol. Fr. (7) V, 959 - 968.

DURAND J., 1978 - La pédogenèse d'une rendzine encroûtée développée sur la craie à pôches de cryoturbation en champagne. Thèse d'état, Strasbourg, 176 p.

ELPRINCE A. M., MASHLADY A. S., and ABA - HUSAYN M. M., 1979 - The occurrence of pedogenic palygorskite (attapulgitite) in Saudi Arabia, Soil Sc. , 128, 211-218.

EMBERGER L. 1955 - Une classification biogéographique des climats. Trav. Inst. Bot. , Montpellier, 7, 3-43.

EMBERGER L., 1957 - Les études phytosociologiques entreprises en Afrique du Nord sous le contrôle scientifique et technique du service de la carte des groupements végétaux de la France. Bull. Serv. Carte Phytogéographique, B, II, 2, 25-36.

ESTEIOLE CHOUX J., 1967 - Contribution à l'étude des argiles du Massif Américain. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. Thèse Doct d'état, Université Rennes, 299 p.

ESTORGES P., 1962 - Morphologie du plateau Arba. Travaux de l'I.R.S., XX : 29-77.

ESTORGES P., 1965 - La bordure saharienne du djebel Amour. Travaux de l'I.R.S., XXIV : 31-46.

FERNANDEZ PINEDA C. et MENGAL J. I., 1977 - Permeation of water of low pressure in cellulose acetate membranes . II. Nature of flow. J. Colloide Interface Science 61, 95-108

FLANDRIN J., 1952 - Monographies régionales, 1ère série, Algérie n°14, les chaînes atlassiques et la bordure Nord du Sahara Tunisien. Note tech. N° 116, O.M.M./WO, Geneve, 20p.

FLOK R. L., 1974 - The natural history of cristalline calcium carbonate. Effet of magnesium content and salinity. Journal of sedimentary petrology , 44, 1, 40-53

FLORET G. H., LE FOC' H E., PONTANIER R. et ROMANE F. 1977 - L'étude de sur la désertification. Région d'oblat Mertebo, Tunisie. Extrait et adapté du document A. Conf. 74/12, conf. Nairobi, 249 p.

FLORET G. H. et PONTANIER R., 1982 - L'aridité en Tunisie présaharienne. Climat sol, végétation et aménagement. L'harmattan, Paris, 1-144.

ERITZ B., 1975 - Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions. Application à la géochimie des altérations et des eaux continentales. Sci.Geol., Mém. 41, Strasbourg, 249 p.

FRITZ b., 1981 - Etude thermodynamique et modélisation des réactions hydrothermales et diagénétiques. Sci.Géol.Mém. 65, 197 p.

FROMENT D., 1972 - Etablissement des cultures fourragère d'atriplex en Tunisie centrale, in « semaine d'étude des problèmes méditerranéens ». du 13 au 17-9.

GALLALI T., 1980 - Transfert sels-matière organique en zones arides méditerranéennes. Thèse de Doctorat ès-Science, Université de Nancy I, 202 p.

GARCIA HERNANDER J. E., 1980 - Interprétation cinetica de la geoquimica de altération de la silica a baja temperatura (250c). Thèse Univ. La laguna, 189 p.

GARDET J. J., GHILHOT B. et SOUSTELLE M., 1980 - Etude des formes hydratées du sulfate de calcium. Bull. de la soc. Chim. De France, n°10, 3377-3382

GARRELS R. M. et CHRIST C. L., 1985 - solution, minéraux and equilibria Marper et Row. Ed. New-York, 450 p

GAUCHER G., 1947 - Les sols rubéfies et les sols à croûtes du bas - chelif et des basses plaines oranaises (régions d'inkermann, de Relizane de Perregaux et de Saint Denis du Sig). C.R. Acas. Sci. 225, 133-135

GAUCHET G. et BURDIN S., 1974 - Géologie, géomorphologie et hydrologie des terrains salés press. Uni. France, 227 p

GAUCHET G., 1968 - Traité de pédologie agricole, le sole et ses caractéristique Dunod. Paris.

GAUCHET G., 1972 - Contribution à la géomorphologie, à la prospection pédologique annales de géographie IXXX, 1ère année.

GAUSSEN H., 1954 - Géographie des plantes Ed, 2, 1-233 p.

GILBON D., 1981 - Ramfed farming systems in the mediterranean region plan and soil 58, : 59-80.

GUERASSINOV P., 1956 - Sols des régions méditerranéennes de L'Afrique (tell). VI congrès de la science du sol, Paris.

GILLES C.H. & Al., 1960 - Studies in adsorption. Part XI A system of classification of solution adsorption isotherms and its use in diagnosis of adsorption mechanism and in measurement of specific surface areas of solids. Y. Qmer.Chem. Soc.82 : 3973-3993.

GRECO J., 1966 - L'érosion. la défense et la restauration des sols. Le reboisement en Algérie. Alger. MARA. 1-393

HALITIM A., 1985 - Contribution à l'étude des sols des zones arides (Hautes plaines steppiques de l'Algérie) . Morphologie , distribution et rôle des sols dans la genèse et le comportement des sols . Thèse doc. d'Etat. Univ, de rennes, 1-183

HALITIM A., ROBERT M., TESSIER D. et PROST R., 1984 - Influence des cations échangeable ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ) et de la concentration saline sur le comportement physique (rétention en eau, conductivité hydraulique) de la montmorillonite. Agronomie, 4 (5) 451-459

HANDBOOK of CHEMISTRY and PHYSICS, 1978 - 57 Ed. Chem. Rubber publishing Co. Clevepard Ed

HANNA F. S. et ETOOPS G., 1976 - Contribution to the micromorphology of some saline soils of the north Nile Delta in Egypt , pédologie , 26-55

HARRY O. et BUCKMAN, 1965 - Les sols et nature des sols. Revue Nyle C. Brady. Paris France. 204-222

HERDIE L. A., 1967 - The gypsum-anhydrite equilibrium by solubility measurement. Geochim. Et Cosmechim. Acta. Vol 44, 1931-1936

HELGESON H.C, GARRELS R. M. et MACKENZIE F. T., 1969 - Evaluation of irréversible réactions in geochemical processes involving minirels and aqueous solution . II. Applications. Geochim. Cosmochim. Acta, 33, 455-481

HENDERSON J. H., SYERS JK JACKSON M. L.1970 - Quarts dissolution as influenced by ph and the presence of a distribed surface layer. J. of chemistry, 8, 357-372

HENIN S., GRAS R. et MONNIER G., 1969 - Le profil cultural. Masson et Cie. Editeurs, Paris,331 p.

HENIN S., TERNISIEN J., 1944 - sur une relation entre la pluviosité, le drainage et l'évaporation. C.R. 219, 80 p.

HESS, 1966 - In ABTAHI 1977. Ref. Citée.

HUBBLE G. D., NORTHCOTE K. H., ISABELLE R. F. 1977 - A description of Australian soils, International specialized Book services, Portland (ore.), 14-78

ILER R. K., 1979 - The chemistry of silica, Wiley, inters, New-York, 866 p.

INNORTA G., RABBI E. and TOMADIN L., 1980 - The gypsum - anhydrite equilibrium by solubility measurement . *Geochemica and Cosmochim. Acta.* Vol. 44, 1931-1936

KADIK B., 1987.- Contribution à l'étude du Pin d'Alep (*Pinus halepensis*) en Algérie. *Ecologie, dendrometrie, morphologie.* O.P.U. Alger.

KILLIAN CH., 1948 - Conditions édaphiques et réaction des plantes indicatrices de la région alfatière . *Ann. Agron.* Vol I.

KILLIAN CH., 1950 - Nouvelles observations sur les conditions édaphiques et la réaction des plantes indicatrices dans les réserves des pâturages de la région alfatière algérienne. *Ann. Inst. Agric. Alger*, 4, 10, pp. 1-36

KUBIENA W. L., 1938 - « Micropedology ». Collegiaa press, Amer. Iowa, 243 p.

LE HOUEROU H. N., 1969 - La végétation de la Tunisie steppique (avec référence aux végétations analogues d'Algérie, de Lybie et du Maroc). *Ann. Inst. Nat. Rech Agron de Tunisie*, 42 (5), 1-624 et I carte couleur au 1/500 000.

LE HOUEROU H.N., 1977 - Etude bioclimatique des steppes Algériennes (avec carte bioclim à 1/1000.000). *Bull. Soc, Hist. Nat. Afr. Nord* 68, 3-4 Alger.

LE HOUEROU H. N. & FROMENT D., 1966 - Une doctrine pastorale pour la Tunisie steppique. *Bull. Ecole, Nat. Sup. Agr. Tunis* (10/11), 73-152.

LE HOUEROU H. N., CLAUDIN J. & POUGET M., 1979 - Etude bioclimatique des steppes algériennes (avec une carte bioclimatique à 1/1000.000 *Bull. Soc. Hist. Nat. AFR. Du Nord.* Tome 68 Fasc. 3 & 4 : 33-74. Alger.

LEHURAUX L., 1931 - Le nomadisme et la colonisation dans les hauts plateaux. ED. du comité de l'Algérie française, Paris

LEMEE G., 1978 - précis d'écologie végétale, Ed. Mass. Paris, New-York, Barcelone, Milan.

LOISEL R., 1976 - La végétation de l'étage méditerranéen dans le sud-est continental français. 384 p. Thèse doc. Es. Sci. Marseille III.

- LONG G., 1954 - Contribution à l'étude de la végétation de la Tunisie centrale. Ann. Serv. Bot. Agron. Tunis, 27, 1, 388 p.
- LONG G., 1974 - Diagnostique phytoécologique et aménagement du territoire. Principes généraux et méthodes. Ed. Mass. et C<sup>ie</sup>
- LUCAS G., 1942 - Description géologique et pétrographique des Monts de Char Roubane et de Sidi El-Abed. Thèse. Paris, sér. A. n° 1986, 540 p. 131 fig. XXXIV pl.
- LUCAS G., 1952 - bordure nord des Hautes plaines dans l'Algérie occidentale. XIX<sup>ème</sup> Congrès Géol. Int Alger, Monogr.rég. sér.1 n° 21, 139 p. 59 fig.
- MAC ARTHUR R. H., 1957 - On the relative abundance of bird speaes. Proc. Nat. Acad. Sci. Washington, 43 : 293-295.
- MARA, 1966 - La steppe Algérienne. Revue Agricole n° 9, 1966 - Alger.
- MATUSHE VSKIY V. P. 1963 - Détermination of absorbed cations in soils contraining gypsum. Solubility Handbook, Vol. 2, 1712-1719.
- MERMUT A. R. and SAINT - ARNAUD R. D., 1981 - A study of microcrystalline pedogenic carbonates using sub-microscopie technique. Can. J. Soil Sci. 61, 261-272.
- MILLER E. E. and MILLER R. D., 1956 - Physical theory for capillary flow phenomena. J. Appl. Phys. 27, 324-332.
- MILLOT G., 1964 - Géologie des argiles. Masson et Cie Paris, 499 p.
- MILLOT G., 1977 - Géochimie de la surface et formes du relief. Présentation, Sci. Géol. Bull., 27, 324-233.
- MILLOT G., NAHON D., PAQUET H., RUELLAN A. et TARDY Y., 1977- L'épigénie calcaire des roches silicates dans les encroutements carbonates en pays subaride. Antiatlas, Maroc, Sc. Géol. Bull, Strasbourg. 30, 3, 129-152.
- MILLOT G., NAHON D., PAQUET H., RUELLAN A., 1969 - Néof ormation de l'atapulgitte dans les sols à carapaces calcaires de la basse Moulouya (Maroc Oriental). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 268, série D, 274-277.
- MONJAUZE G., FAUREL L. et SCOTTER G., 1955 - Note préliminaire sur un itinéraire botanique dans la steppe et le Sahara septentrional algérois. Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique du nord, Alger, 46, 206-230.
- MONNIER G., STENGEL P. et FIES J.C., 1973 - Une méthode de mesure de la densité apparente de petites agglomérats terreux. Applications à l'analyse des systèmes de porosités du sol. Ann. Agron. 24, 5, 533-545.

MONOD TH., 1958 - Parts respectives de l'homme et des phénomènes naturels dans la dégradation des paysages et le déclin des civilisations à travers le bassin méditerranéen. L. S. avec les déserts et semi - déserts adjacents au cour des derniers millénaires. Univ. Intern. Conser. Nat. 7<sup>ème</sup> réunion technique, Athènes.

NALOVIC L., 1977 - Recherches géochimiques sur les éléments de transitions dans les sols : étude sur le comportement du fer et l'évolution des composés ferriques au cours de la pédogenèse, O. R. S. T. O. M., Paris 6-42.

OUADAH Y., 1982 - Contribution à l'étude des principales essences d'intérêt fourrager des régions aride et semi-aride d'Algérie. Application à quelques espèces. Thèse d'Ingénieur, INA, 1-108.

OZENDA P., 1964 - Bibliographie végétale Doin, Paris 374 p.

OZENDA P., 1982 - La végétation de la biosphère.

PAQUET H., 1969 - Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats tropicaux et méditerranéens à saisons contrastées. Thèse d'état Univ. De Strasbourg, 210 p.

PAQUET H., 1983 - Stability instability and significance of attapulgite in the calcrets of méditerranéen and tropical area with marked dry season. Actes du colloque de pétrologie C. N. R. S. Paris, In. Sc. Géol., Mém., 72 p.

PEDRO G., 1964 - Contribution à l'étude expérimentale de l'altération géochimique des roches cristallines. Thèse d'état, Paris, 344.

PEDRO G., 1966 - Essai sur la caractérisation géochimique des différents processus zonaux résultants de l'altération superficielle. C. R. Acad. Sci. , 262, D, 1828-1831.

PEDRO G., 1968 - Contribution expérimentale à l'étude du rôle du calcaire dans l'évolution géochimique des sols. 9<sup>th</sup> Int. Congres of soil Sci. Trans. 4, 511-522.

PONS A. et P. QUEZEL P., 1957 - Première étude palynologique de quelques paléosols sahariens. Ext. Tr. Inst. Rech. Paris.

POUGET M., 1980 - Les relations sol végétation dans les steppes Sud algéroises. Doctorat d'état Es Sc, Univ. d'Aix Marseille III. Travaux et documents de l'OROSTOM, n° 116.

POSPISIL F., 1981 - Group-and fractional composition of the hurrus of different soils. Trans. of V<sup>th</sup> inter. Soil Sci. Conf. , Prague : vol. 1 135-138.

QUEZEL P. & SANTA S., 1962-63 - Nouvelle flore de l'Algérie et des régions désertiques méridionales. C. N. R. S. Paris, Tome 1, 565 p. Tome 2, 1-605.

QUEZEL P., 1958 - Quelques aspects de dégradation du paysage végétale au Sahara et en Afrique du Nord. UICN, 7<sup>ème</sup> Réunion Thech. Athènes.

QUEZEL P., SIMONNAU P., DUTIL P. et KILLAN J., 1964 - Contribution à l'étude phytosociologique du Sahara Oriental Sud-Constantinois. Louis Jean, Gap, 55 p

QUITANILLA E. Q., 1981 - Particularités régionales du problème de la désertification au Pérou. Symposium scientifique international sur la lutte contre la désertification par le développement intégré. Tachkent (URSS), 132-139.

QUIRK J. P. et SCHOFIELD R. K., 1955 - The effect of electrolyte concentration on soil permeability. Jour. Soil Sci. V, 2, 163-178.

RAYNAL R., 1962 - Plaines et piedmons du bassin de la Moulouya, Rabat, Thèse d'état, 573 p.

RAO T. S., PAGE A. L., COLMAN N. T., 1968 - The influence of ionic strength and ion-pair formation between alkaline-earth metals and sulfate on Na- divalent cation-exchange equilibria. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 32, 639-643.

RAZZAGHE-KARIMI M. H., 1976 - Contribution à l'étude expérimentale des phénomènes d'altération au milieu organique acide. Thèse d'état Univ. Paris VI, 220p.

RAZZAGHEM. H. et ROBERT M., 1979 - Géochimie des éléments majeurs des micas en milieu organique : mécanismes de l'altération des silicates. Ann. Agron., 30 (6) 493-512.

REGAYA K., 1983 - Etude géologique de la formation des limons de Matmata (Sud Tunisien). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Aix Marseille III, 121 p.

RHOADES J. D., 1972 - Quality of water irrigation. Soil Sci. 113, 227-284.

RICHARDS L. A., 1947 - Pressure membrane apparatus construction and use. Agric. Eng. , 28, 451-454.

ROGER G., 1970 - Les phosphates et l'agriculture. Dunod. Paris, 298 p.

RUELLAN A., 1970 - Contribution à la connaissance des sols des régions méditerranéennes. Les sols à profil calcaire différencié des plaines de la Basse Moulouya (Maroc Oriental). Thèse Univ. Strasbourg, Mée. ORSTIM, 54, 302.

RUELLAN A., 1980 - Caractéristique des sols calcaires à régime hydrique xérique ou aridique. Third International soil Classification Workshop Damascus (Syria), 1-17.

SARAG M., 1983 - Etude méthodologique de la matière organique des sols, cas des sols du semi-aride du Hodna. Publi. 16 p.

SAUVAGE CH., 1963 - Etudes bioclimatiques. Atlas du Maroc, notice explicative phys. Cl. Météor., 44 p.

SELTZER P., 1946 - Le climat de l'Algérie. Inst. De Météo. Et de phy. Du Globe de l'univ. de Alger, 219 p.

SCOTT A. D. and SMITH S. J., 1966 - Susceptibility of interlayer potassium in micas to exchange with sodium. Clays and clay miner. 14, 69-81.

SEHGAL J. L. et STOOPS G., 1972 - Pedogenic calcite accumulation in arid and semi-arid region of the Indo gangetic alluvial plain of Erswile Punjab (India), Their morphology and origin, Geoderma, 59-72.

SELTZER P., 1946 - Le climat de l'Algérie. Imprimerie de la typo-litho-Alger, 210 p.

SERVANT J., 1975 - Contribution à l'étude pédologique des terrains halomorphes. L'exemple des sols salés au sud et au sud-ouest de la France. Thèse doct. D'état Montpellier, S. E. S. INRA, 200p.

SHAINBERG I. et GAL M., 1982 - The effect of lime on the response of soils to sodic conditions. Journ. Of soil Sci. , 33, 489-498.

SHAINBERG I. , KEMPER W. D., 1966 - Electrostatic forces between clay and cations as calculated and inferred from electrical conductivity. Clays and clay Miner., 14, 117-132.

SHOMER I., MENGELGRIN U., 1978 - A direct procedure for determining the number of plates in tactoids of smectites. The Na-Ca-montmorillonite case .Clays and clay Miner., 26,(2) 135-138.

SEIVER R., 1962 - Silica solubility 0°-200°C and diagenesis in siliceous sediments. J. Géol. 70, 127-150.

SINE R., 1988 - Poussières rouges sur Paris : c'était le Sahara, Science et Vie, 849 65-66.

SINGER A., 1979 - Palygorskite in sediments ; detrital, diagenetic or neoformed-A critical review. Son derdruck ans der geologischen Randschan Baud 68, 996-1008.

SINGER A. et NORRISH K., 1974 - Pedogenic palygorskite occurrence in Australia. Am. Miner. 50, 508-517.

SOILEAU J. M. & CRACKEN J., 1967 - Free iron and coloration in certain well drained wastal plan soils in relation to their properties and classification, In Proc, soil Sci. Soc. America , vol XXXI, n° 2.

SOURCE 1 : Sous direction des eaux et forêts de Tlemcen, 15 Mars 1987. Production du bois et du liège des écosystèmes forestiers de la Wilaya de Tlemcen.

SPRENT J. I., 1988 - The ecology of the Nitrogen Cycle Cambridge Univ. Press (G.B) 52-86.

STACE H. C. T., 1956 - Chemical characteristics of Terra Rossa and Rendzinas of South Australia, In journal. Soil Sci, Vol VII.

STEWART P., 1969 - Quotient pluviothermique et dégradation bios-phérique. Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord, Alger, 59 (1-4), 23-36.

STEWART P., 1975 - Un nouveau climagramme pour l'Algérie et son application au Barrage vert, Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord, 65, pp. 239-245.

STILES D. N., 1988 - Le dromadaire contre l'avancée du désert. La recherche, 201: 948-952.

TAVERNIER R. & SMITH G.D., 1957 - The concept of braunerde, brown forest soil in Europe and the United States, in Agronomy, vol IX, 110-217.

THEVENET A., 1900 La météorologie générale et la climatologie algérienne. Bull. Géogr. Alger pp. 420-421.

THIBOUT F., 1974 - Interactions morphogénèses exp. D'application dans la région de Bechcoul, Algérie. Agronomie tropicale n° 2 et 3 série agronomie générale.

THINTHON R., 1984 - Les aspects physiques du tell Oranais. Essai de morphologie des pays semi - arides Ed, Fouque, Oran, 638p.

TOMAS G., 1985 - Géodynamique d'un bassin intra-montagneux bassin du bas Chelif occidental (Algérie) durant le Mio-Plio Quaternaire. Thèse Doc.Es. Scie. Uni. Pau et des pays de l'Adours 59 p.

TOMASELLI R., 1976 - La dégradation du maquis méditerranéen, projet M. A. B. 2.

TRABUT L., 1889 - Etude sur l'alfa. Alger. Jourdan. 90 p.

TRICART J., 1965 - Principes et méthodes de la géomorphologie. Ed. Masson et C<sup>ie</sup> Paris 169p.

TRUESDELL A.H. et JONES B.F., 1974 - WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibria of naturel waters, J. Res. U. S ; Géol. Surv., 2, (2) 233-248.

TURC L., 1953 - Le bilan d'eau des sols. Relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. Thèse d'état univ. Paris, 252 p.

TURC L., 1961 - Evaluation des besoins en eau d'irrigation. Evapotranspiration potentielle. Ann. Agron., 12 (1), 13-49.

TURSKI R., 1971 - Substancia organiczna gleb terenow erodowahych. Roczniki gleboznawcze. XXII : 19-57.

UNESCO, 1970 - Recherche et formation en matière d'irrigation avec des eaux salées 1962-1969. Rapport technique. 243 p.

UNESCO, 1977 - A new map of the world distribution of arid regions. Nature and Ressources. Vol. XIII, n° 3, 2-3.

USDA, 1975 - A basic système of soil classification for marking and interpreting soil survey. Soil conservation Serv. Agric. Handbook, n° 436, 754 p.

VALLA M., KOZAK J. & DRBAL J., 1980 - Cviceni Z puzozualstri II SPN Praha, 1-280.

VAN OLPHEN H., 1963 - An introduction to clay colloïd chemistry. Interscience publiskersedit, New-York, 300p.

VANRANST E., DE CONNINCK F. et BAYENS L., 1979 - Pedogenesis of some soils developed on acid igneous rocks in North-West and central Corsica. Univ. de Gent, 126 p.

VEDY J.C., 1973 - Relations entre le cycle biogéochimique des cations et l'humification en milieu acide. Thèse Univ. Nancy, 130p.

VEDY J. C. et BRUCKERT S., 1979, - Les solutions du sol. Composition et signification pédogénétique. In Bonneau M. et Souchier B., Pédologie II. Constituants et propriétés du sol, Masson, Paris. pp. 161-186.

VERGES V., 1981 - Contribution à l'analyse et à la représentation cartographique des formations pédologiques en moyenne montagne calcaire (Mont Ventoux, France). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Paris VII, 226 p.

VERGOUWEN V., 1981 - Origine and mineralogy of saline soils in the Kenya Bassin in Turkey and in Kenya. Ph. D. Thesis, Agricultural Univ. Wageningen, the Netherlands.

VERNEMMEN C. 1969 - BIJDRAGE tot de studie van de klimaat. Classification van C. M. TORNTHTWAITE. Thèse, Gent.

VIEILLEFON J., 1979 - Contribution à l'amélioration de l'étude analytique des sols gypseux. Cahier ORSTOM, ser. Pédologie, Vol. XVII, (3) 195-223

VOGT T., 1984 - Croûtes calcaire : types et genèse. Exemple d'Afrique du Nord et de France méditerranéenne. Thèse Doct. D'Etat, Univ. Strasbourg, 238 p.

WADIA D.N., 1966 - Geologie of India. Mac Millan, 535-536 p.

WADLEIGH C.H. and AYERS A.D., 1945 - Growth and biochemical composition of bern plants as conditioned by soil moisture tension and salt concentration , plant phys. 20, 160-232. In Irrigation, drainage and salinity - FAO/UNESCO, 1973

WAGMAN D.D., AVANS W.H., PARKER V.B., HALOW I., BAILLY S.M. et SCHUMM, 1968 - Selected values of chemical thermodynamical properties. U.S. Nat. Bur. Stand., Tech. Note, 270,3,264 p.

WATON A., 1979 - Gypsum cruts in deserts . Journal of arid environment, 1979, 2 (1) oxford, 3-20

WEAVER C.E. and BECK K.C., 1977 - Miocene of the S.E. United states a model for chemical sedimentation in a peri-marine environment. Dev. In sedimentology, 22, Elsevier, 134 p.

WEY R. et SIFFERT B., 1961 - Réaction de la silice monomoléculaire en solutions avec les ions Al et Mg. Genèse et synthèse des argiles. coll. Int. CNRS, 105, 11-24

WIERSMA J., 1970 - Provenance, genesis and paleogeographica implications of microminirals occuring in sedimentary rocks of the Jordan Valley area. PH. D. Thesis University of Amsterdam.

WILBERT J., 1962 - Croûtes et encroutements calcaires au Maroc. Al Awamia, Rabat, 3, 175-192

WOLLAST R., FRED T. MACKENZIE F.T. and BRICKER P., 1968 - Experimental precipitation and genesis of sepiolite at eart- surface conditions . The Amer . Miner. V. 53, 1645-1662

WOOD J.R., 1972 - Prediction of mineral solubilities in concentrated brines : a thermodynamic approach. Ph. D. , Baltimore, 12 p.

YALLON D. H. and WIEDER M., 1976 - Pedogenic palygorskite in semi-arid broon (calciorthid) soil of Israel. Clay Minerais II, 73-80

ZERAIA L., 1981 - Essai d'interprétation comparative des données écologiques, phénologiques et de la production subéroligneuse dans les forêts de chêne liège de provenance cristalline (France méridionale) et d'Algérie . Thèse Doct. Univ. Aix-Marseille, 367p+annexes.

ZIANI L., 1970 - *Atriplex halimus*, exploitation des formations naturelles et des plantations, organisation des nations unies pour l'alimentation et l'agriculture. I.R.T., 24p.

ZID E. et BOUKHRIS M., 1977 - Quelques aspects de la tolérance de l'*Atriplex halimus* au chlorure de sodium. Multiplication, accroissement, composition minérale. Décol-plant, Tome 1-2, n°4, pp 351-362.

# Annexe

**Tableau 13 :** Composition granulométriques, éléments grossiers (%).

Éch. N°	Localisation des prélèvements en cm		Cl	Texture	Éléments grossiers (%)		
					Somme	Graviers	Cailloux
1-1	0 – 6	Zone 1	L	T. équilibrée	15,1	72,4	27,6
1-2	6 – 20		L	T. équilibrée	18,1	86,2	13,8
2-1	0 – 5		L	T. équilibrée	19,2	91,5	8,5
2-2	20 – 25		L	T. équilibrée	22,2	100,0	0,0
3-1	0 – 5		L	T. équilibrée	1,9	90,9	9,1
3-2	20 – 25		L	T. équilibrée	17,78	84,7	15,3
4-1	0 – 6		Las	T. équilibrée	18,9	100,0	0,0
4-2	10 – 20		Las	T. équilibrée	17,2	82,0	18,0
5-1	0 – 6	Zone 2	L	T. équilibrée	8,7	100,0	0,0
5-2	10 – 20		La	T. de transition	19,1	90,8	9,2
6-1	0 – 10		L	T. équilibrée	18,7	89,2	10,8
6-2	10 – 20		La	T. de transition	0,9	100,0	0,0
7-1	0 – 5		La	T. de transition	5,2	100,0	0,0
7-2	20 – 25		La	T. de transition	20,7	98,6	1,4
8-1	0 – 10		L	T. de transition	0,3	100,0	0,0
8-2	20 – 25		La	T. de transition	0,0	0,0	0,0
9-1	0 – 6	Zone 3	L	T. équilibrée	14,3	68,2	31,8
9-2	6 – 12		L	T. équilibrée	0,6	100,0	0,0
10-1	0 – 10		L	T. équilibrée	17,9	85,3	14,7
10-2	10 – 23		L	T. équilibrée	9,0	42,9	57,1
11-1	0 – 10		L	T. équilibrée	13,0	62,1	37,9
11-2	10 – 24		L	T. équilibrée	16,2	77,3	12,7
12-1	0 – 12		L	T. équilibrée	13,9	66,2	33,8
12-2	12 – 26		L	T. équilibrée	20,6	98,2	1,8

**Tableau 14 :** Analyse granulométrique en % de la terre fine. Zone 1

Ech N°	SG	SF	S	LG	LF	L	A
1-1	14	22	36	11	32	43	21
1-2	16	21	37	17	24	41	22
2-1	18	34	52	14	13	27	21
2-2	19	26	45	13	17	30	25
3-1	13	25	38	14	24	38	24
3-2	16	18	34	10	29	39	27
4-1	22	32	54	12	10	24	22
4-2	20	37	57	6	11	17	26

**Tableau 15 :** Analyse granulométrique en % de la terre fine. Zone 2

Ech N°	SG	SF	S	LG	LF	L	A
5-1	7	17	24	13	37	50	26
5-2	8	13	21	9	38	47	32
6-1	6	29	35	8	30	38	27
6-2	9	21	30	10	26	36	34
7-1	5	15	20	15	37	52	28
7-2	6	13	19	9	36	45	36
8-1	8	21	29	13	35	48	23
8-2	5	22	27	10	31	41	32

**Tableau 16 :** Analyse granulométrique en % de la terre fine. Zone 3

Ech N°	SG	SF	S	LG	LF	L	A
9-1	7	35	42	14	22	36	22
9-2	8	30	38	10	25	35	27
10-1	11	36	48	11	20	31	21
10-2	10	35	45	19	26	35	20
11-1	13	36	49	11	19	30	21
11-2	11	31	42	13	23	36	22
12-1	8	36	44	14	19	33	23
12-2	10	33	43	10	17	27	20

**Tableau 17 :** Composition granulométrique (zone 1), les moyennes (%).

Type de particule	EG	SG	SF	S	LG	LF	L	A
<b>Localisation</b>								
<b>Surface</b>	13,77 <sup>⊕</sup>	16,75	28,25	45	12,75	19,75	33	22
<b>Profondeur</b>	18,82 <sup>⊕</sup>	17,75	25,50	43,25	11,50	20,25	31,75	25

<sup>⊕</sup> : Différence significative.

Tableau 21 : Données analytiques.

Ech N°	FS	% CaCO <sub>3</sub>	pH/H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> mg/100g	T meq/100g
1-1	21,2	7,4	7,90	0,27	22,4
1-2	26,4	23,8	7,81	0,18	21,5
2-1	20,3	11,2	7,95	1,98	20,6
2-2	25,9	19,6	8,11	1,03	18,4
3-1	21,7	30,1	8,13	2,06	23,8
3-2	27,1	54,5	8,24	1,11	21,7
4-1	20,5	9,8	7,77	1,35	19,4
4-2	26,8	18,3	7,89	0,77	22,7

Tableau 22 : Données analytiques.

Ech N°	FS	% CaCO <sub>3</sub>	pH/H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> mg/100g	T meq/100g
5-1	20,2	8,2	7,95	1,64	22,7
5-2	32,5	5,6	7,86	0,19	20,4
6-1	22,7	9,7	7,97	1,12	19,2
6-2	31,4	2,2	7,78	0,25	21,4
7-1	21,8	14,1	8,05	1,31	23,6
7-2	33,1	8,8	7,94	0,29	22,1
8-1	20,9	11,5	7,91	0,97	23,2
8-2	34,6	6,1	7,83	0,23	21,5

Tableau 23 : Données analytiques.

Ech N°	FS	% CaCO <sub>3</sub>	pH/H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> mg/100g	T meq/100g
9-1	41,4	45,4	7,83	1,19	17,6
9-2	49,8	80,2	7,74	0,81	18,9
10-1	44,6	15,8	7,85	0,96	15,4
10-2	44,1	16,1	7,71	0,71	16,7
11-1	38,8	7,3	7,89	0,25	18,2
11-2	47,2	8,4	7,93	0,18	17,5
12-1	42,5	12,9	7,84	0,87	16,8
12-2	45,1	9,9	7,81	0,59	17,4

Tableau 24 : Salinité

Ech N°	SOMME DES IONS % DE LA TERRE SÈCHE	Résidu sec % de la terre sèche	Degré de salinité
1-1	0,12	0,13	Non salée
1-2	0,14	0,16	//
2-1	0,09	0,10	//
2-2	0,13	0,15	//
3-1	0,08	0,09	//
3-2	0,11	0,14	//
4-1	0,07	0,08	//
4-2	0,09	0,11	//
5-1	0,11	0,13	//
5-2	0,14	0,17	//
6-1	0,12	0,14	//
6-2	0,13	0,16	//
7-1	0,11	0,12	//
7-2	0,16	0,18	//
8-1	0,10	0,11	//
8-2	0,13	0,15	//
9-1	0,09	0,10	//
9-2	0,16	0,18	//
10-1	0,08	0,11	//
10-2	0,16	0,17	//
11-1	0,07	0,09	//
11-2	0,09	0,14	//
12-1	0,10	0,12	//
12-2	0,11	0,15	//

Tableau 25 : Extrait aqueux-cations (meq/100g).

Ech N°	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Somme
1-1	0,45	0,41	0,18	0,06	1,10
1-2	0,75	0,52	0,54	0,05	1,86
2-1	0,40	0,38	0,15	0,04	0,97
2-2	0,70	0,47	0,70	0,04	1,91
3-1	0,60	0,45	0,62	0,05	1,72
3-2	0,55	0,41	0,25	0,04	1,25
4-1	0,70	0,49	0,67	0,03	1,99
4-2	0,50	0,52	0,25	0,05	1,32

Tableau 26 : Extrait aqueux-cations (meq/100g).

Ech N°	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Somme
5-1	0,75	0,51	0,10	0,06	1,42
5-2	0,50	0,52	0,12	0,10	1,22
6-1	0,65	0,48	0,18	0,05	1,36
6-2	0,55	0,39	0,17	0,08	1,19
7-1	0,70	0,55	0,13	0,11	1,49
7-2	0,65	0,43	0,20	0,04	1,97
8-1	0,45	0,37	0,11	0,01	0,94
8-2	0,60	0,38	0,18	0,06	1,22

Tableau 27 : Extrait aqueux-cations (meq/100g).

Ech N°	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Somme
9-1	0,40	0,36	0,04	0,02	0,82
9-2	0,60	0,54	0,11	0,03	1,28
10-1	0,55	0,48	0,07	0,01	1,17
10-2	0,65	0,59	0,05	0,06	1,35
11-1	0,45	0,38	0,13	0,05	1,01
11-2	0,60	0,55	0,08	0,02	1,25
12-1	0,55	0,41	0,12	0,04	1,12
12-2	0,70	0,59	0,04	0,01	1,34

Tableau 28 : Extrait aqueux-anions (meq/100g).

Ech N°	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Somme
1-1	0,29	0,23	0,65	0,05	1,22
1-2	0,35	0,28	0,71	0,11	1,45
2-1	0,25	0,22	0,56	0,06	1,09
2-2	0,31	0,26	0,61	0,12	1,30
3-1	0,38	0,21	0,69	0,09	1,37
3-2	0,41	0,27	0,58	0,08	1,34
4-1	0,29	0,31	0,56	0,10	1,26
4-2	0,32	0,29	0,51	0,07	1,19

Tableau 29 : Extrait acqueux-anions (meq/100g)

Ech N°	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Somme
5-1	0,30	0,31	0,74	0,06	1,41
5-2	0,33	0,52	0,55	0,09	1,49
6-1	0,35	0,25	0,81	0,11	1,52
6-2	0,29	0,32	0,71	0,08	1,40
7-1	0,37	0,26	0,59	0,07	1,29
7-2	0,33	0,29	0,68	0,11	1,41
8-1	0,31	0,25	0,72	0,10	1,38
8-2	0,39	0,31	0,56	0,09	1,35

Tableau 30 : Extrait acqueux-anions (meq/100g)

Ech N°	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Somme
9-1	0,28	0,11	0,59	0,05	1,03
9-2	0,41	0,40	0,78	0,03	1,62
10-1	0,28	0,32	0,74	0,06	1,40
10-2	0,37	0,51	0,81	0,04	1,73
11-1	0,32	0,41	0,79	0,07	1,59
11-2	0,29	0,37	0,66	0,05	1,37
12-1	0,39	0,34	0,82	0,03	1,58
12-2	0,33	0,28	0,75	0,08	1,44

Tableau 31 : Rapport des anions

Ech N°	CL	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	NO <sub>3</sub>
1-1	01	0,79	2,24	0,17
1-2	01	0,80	2,03	0,31
2-1	01	0,88	1,93	0,24
2-2	01	0,84	1,97	0,39
3-1	01	0,55	1,82	0,29
3-2	01	0,66	1,41	0,19
4-1	01	1,07	1,93	0,34
4-2	01	0,91	1,59	0,22
5-1	01	1,03	2,47	0,20
5-2	01	1,58	1,67	0,27
6-1	01	0,71	2,31	0,31
6-2	01	1,10	2,49	0,28
7-1	01	0,70	1,59	0,19
7-2	01	0,88	2,06	0,33
8-1	01	0,81	2,32	0,32
8-2	01	0,79	1,44	0,23
9-1	01	0,39	2,11	0,18
9-2	01	0,98	1,90	0,07
10-1	01	1,14	2,64	0,21
10-2	01	1,38	2,19	0,11
11-1	01	1,28	2,47	0,22
11-2	01	1,27	2,28	0,17
12-1	01	0,87	2,10	0,08
12-2	01	0,85	2,27	0,24

Tableau 32 : Porosité, humidité de saturation.

Ech N°	P % Vol.	HS % Vol.	PC		PN		PS	
			% Vol.	% Rel.	% Vol.	% Rel.	% Vol.	% Rel.
1-1	49,31	50,63	28,18	55,66	12,44	24,57	10,01	19,77
1-2	53,52	50,34	24,84	46,41	14,18	26,49	14,50	27,09
2-1	49,48	50,60	28,21	55,75	12,61	24,92	9,78	19,33
2-2	53,72	50,31	24,89	46,33	14,21	26,45	14,62	27,21
5-1	54,24	50,82	29,82	54,98	11,90	21,94	12,52	23,08
5-2	45,97	44,21	29,52	64,22	10,61	23,08	5,84	12,70
6-1	54,11	50,91	29,84	55,15	11,96	22,10	12,31	22,75
6-2	45,78	44,19	25,55	55,81	10,51	22,96	9,72	21,23
9-1	55,21	49,31	17,14	31,05	17,89	32,40	20,18	36,55
9-2	44,15	40,35	23,43	53,07	11,90	26,95	8,82	19,98
10-1	52,12	47,19	18,24	34,99	18,71	35,90	15,17	29,11
10-2	47,36	42,87	20,66	43,62	14,81	31,27	11,89	25,11

**Tableau 33 : Rapport des pores.**

Ech N°	PC / ( PN + PS )
1-1	1,25
1-2	0,87
2-1	1,26
2-2	0,86
5-1	1,22
5-2	1,79
6-1	1,23
6-2	1,26
9-1	0,45
9-2	1,13
10-1	0,54
10-2	0,77

**Tableau 34 : Accessibilité d'eau.**

Ech N°	HM (% vol)	HR (% vol)	EMD (% vol)	ERD (% vol)	ERN (% de HR)
1-1	18,89	28,18	5,34	14,63	48,08
1-2	17,09	24,84	2,62	14,37	42,15
2-1	18,94	28,21	5,01	14,28	49,38
2-2	17,13	24,89	2,75	10,51	57,77
5-1	18,31	29,82	7,06	18,57	37,73
5-2	13,55	29,52	3,28	19,25	34,79
6-1	18,35	29,84	8,02	19,51	35,29
6-2	13,58	29,55	3,33	19,30	34,69
9-1	12,46	17,14	4,37	9,25	46,03
9-2	21,03	23,43	8,23	10,63	54,63
10-1	13,71	18,24	3,35	7,88	56,80
10-2	19,12	20,66	6,06	7,60	63,21

Tableau 35 : Capacité en air.

Ech N°	CM		CR	
	% Vol.	% Rel.	% Vol.	% Rel.
1-1	30,42	60,08	21,13	41,73
1-2	36,43	68,07	28,68	53,59
2-1	30,54	60,70	21,27	42,03
2-2	36,59	68,11	28,83	53,67
5-1	35,93	66,24	24,42	45,02
5-2	32,42	70,52	16,45	35,78
6-1	35,76	66,09	24,27	44,85
6-2	32,20	70,34	16,23	35,45
9-1	42,75	77,43	38,07	68,92
9-2	23,12	52,35	20,72	46,93
10-1	38,41	73,69	33,88	65,00
10-2	28,24	59,63	26,70	56,37

Tableau 36 : Poids spécifique réel (S) et apparent (Sa) ( $\text{g.cm}^{-3}$ ).

Ech N°	S	Sa
1-1	2,63	1,33
1-2	2,65	1,24
2-1	2,64	1,36
2-2	2,66	1,23
5-1	2,62	1,29
5-2	2,67	1,44
6-1	2,62	1,20
6-2	2,66	1,46
9-1	2,64	1,18
9-2	2,67	1,49
10-1	2,65	1,27
10-2	2,69	1,42

Tableau 37 : Poids de flétrissement.

Ech N°	Pf	
	% pondéral	% de volume
1-1	10,19	13,55
1-2	11,67	14,47
2-1	10,24	13,93
2-2	11,69	14,38
5-1	8,72	11,25
5-2	7,13	10,27
6-1	8,61	10,33
6-2	7,02	10,25
9-1	8,86	8,09
9-2	8,59	12,80
10-1	8,16	10,36
10-2	9,20	13,06

Tableau 38 : Composition granulométrique (zone 2), les moyennes (%).

Type de particule	EG	SG	SF	S	LG	LF	L	A
Localisation								
Surface	8,22	6,5	20,5	27	12,25	34,75	47	26 <sup>⊕</sup>
Profondeur	10,17	7	17,25	24,25	9,50	32,75	42,25	33,50 <sup>⊕</sup>

<sup>⊕</sup> : Différence significative.

Tableau 39 : Composition granulométrique (zone 3), les moyennes (%).

Type de particule	EG	SG	SF	S	LG	LF	L	A
Localisation								
Surface	14,77	9,75	35,75	45,75	12,50	20	32,50	21,75
Profondeur	11,60	9,75	32,25	42	13	22,75	33,25	22,25

Tableau 40 : Différences dans la couche superficielle (zone 1,2,3)

Zone	Différences Significatives en						
	CaCO <sub>3</sub>	PH	Cox	CH	AH	P	FS
1/2							
1/3							
2/3							

**Tableau 41** : Différences dans la couche interne (zone 1,2,3)

Zone	Différences Significatives en						
	CaCO <sub>3</sub>	PH	Cox	CH	AH	P	FS
1/2							
1/3							
2/3							

**Tableau 42** : Différences dans la même zone ( Surface / Profondeur)

Zone	Différences Significatives en						
	CaCO <sub>3</sub>	pH	Cox	CH	AH	P	FS
1							
2							
3							

**Tableau 43** : Les valeurs moyennes d'analyses.  
Comparaison des zones et couches.

Analyses	Surface		
	Z <sub>1</sub> /Z <sub>2</sub>	Z <sub>1</sub> /Z <sub>3</sub>	Z <sub>2</sub> /Z <sub>3</sub>
EG	13,77/8,22	13,77/14,77	8,22/14,77
SG	16,75/6,5	16,75/9,75	6,5/9,75
SF	28,25/20,5	28,25/35,75	20,5/35,75
S	45/27	45/45,75	27/45,75
LG	12,75/12,25	12,75/12,50	12,25/12,50
LF	19,75/32,25	19,75/20	32,25/20
L	33/47	33/32,50	47/32,50
A	22/26	22/21,75	26/21,75
FS	20,92/21,4	20,92/41,82	21,4/41,82
CaCO <sub>3</sub>	14,62/10,82	14,62/20,35	10,82/20,35
pH	7,93/7,97	7,93/7,85	7,97/7,85
Cox	1,28/1,61	1,28/0,84	1,61/0,84
CH	4,27/3,99	4,27/4,49	3,99/4,49
AH	3,87/3,83	3,87/4,03	3,83/4,03
P	1,41/1,26	1,41/0,81	1,26/0,81

**Tableau 44 :** Les valeurs moyennes d'analyses.  
Comparaison des zones et couches.

Analyses	Profondeur		
	Z <sub>1</sub> /Z <sub>2</sub>	Z <sub>1</sub> /Z <sub>3</sub>	Z <sub>2</sub> /Z <sub>3</sub>
EG	18,82/10,17	18,82/11,60	10,17/11,60
SG	17,75/7	17,75/9,75	7/9,75
SF	25,50/17,25	25,50/32,25	17,25/32,25
S	43,25/24,25	43,25/42	24,25/42
LG	11,50/9,50	11,50/13	9,50/13
LF	20,25/32,75	20,25/22,75	32,50/22,75
L	31,75/42,25	31,75/33,25	42,25/33,25
A	25/33,50	25/22,25	33,50/22,25
FS	26,55/32,90	26,55/46,55	32,90/46,55
CaCO <sub>3</sub>	29,05/5,67	29,05/30,15	5,67/30,15
pH	8,01/7,85	8,01/7,79	7,85/7,79
Cox	1,23/1,25	1,23/1,03	1,25/1,03
CH	4,58/3,90	4,58/4,90	3,90/4,90
AH	4,04/3,80	4,04/3,96	3,80/3,96
P	0,77/0,24	0,77/0,57	0,24/0,57

**Tableau 45 :** Les valeurs moyennes d'analyses.  
Comparaison des zones et couches.

Analyses	Surface / Profondeur		
	Z <sub>1</sub>	Z <sub>2</sub>	Z <sub>3</sub>
EG	13,77/18,82	8,22/10,17	14,77/11,60
SG	16,25/17,75	6,5/7	9,75/9,75
SF	28,25/25,50	20,50/17,25	35,75/32,25
S	45/43,25	27/24,25	45,75/42
LG	12,75/11,50	12,25/9,50	12,50/13
LF	19,75/20,25	32,25/32,75	20/22,75
L	33/31,75	47/42,25	32,50/33,25
A	22/25	26/33,50	21,75/22,25
FS	20,92/26,55	21,4/32,90	41,82/46,55
CaCO <sub>3</sub>	14,62/29,05	10,82/5,67	20,35/30,15
pH	7,93/8,01	7,97/7,85	7,85/7,79
Cox	1,28/1,23	1,61/1,25	0,84/1,03
CH	4,27/4,58	13,99/3,90	4,49/4,90
AH	3,87/4,04	3,83/3,80	4,03/3,96
P	1,41/0,77	1,26/0,24	0,81/0,57

Tableau 46 : Dépendance entre les différences caractéristiques des sols

Zone Dépendance	Surface	Profondeur	Surface	Profondeur	Surface	Profondeur
	1		2		3	
Cox=f(L)						
Cox=f(S)						
CH=f(L)						
CH=f(S)						
CH=f(Cox)						
AH=f(LG)						
pH=f(L)						
pH=f(S)						
pH=f(CaCO <sub>3</sub> )						
CaCO <sub>3</sub> =f(S)						
CaCO <sub>3</sub> =f(L)						
CaCO <sub>3</sub> =f(A)						
P=f(S6)						
P=f(Cox)						

Tableau 47 : Caractéristiques de rétention du phosphore

Caractéristiques	Zones		
	1	2	3
r Freundlich	0,993	0,989	0,992
r Langmuir	0,801	0,793	0,985
k Freundlich	113,2	132,5	82,2
1/n Freundlich	0,856	0,741	0,656
k Langmuir	139	356	772
a max (meg/100g)	3,47	3,27	2,48
a max (ka/ha) couche 10 cm	725	748	568
a max (ka/ha) couche 10 cm	1,283	1,362	1,056

Tableau 48: Domaine de fumure phosphatée recommandée

Zone	Dose en kg/ha ( couche de 10 cm )			
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P	Na	K <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	133 – 333	62 – 154	100 – 120	50 – 70
2	133 – 333	62 – 154	120 – 125	50 – 85
3	400 – 600	182 – 270	120 – 150	80 – 120

Tableau 49 : Profondeurs des horizons de la zone 1,2 et 3.

Ech N°	Horizon	Profondeur en cm	Ech N°	Horizon	Profondeur en cm
1	A <sub>11</sub>	0 - 6	7	A <sub>11</sub>	0 - 6
	A <sub>12</sub> Ca	6 - 20		A <sub>12</sub>	6 - 40
	C - Ca	20 - 24		A <sub>13</sub>	40 - cm
	Ca >	24			
2	A <sub>11</sub>	0 - 6	8	A <sub>11</sub>	0 - 8
	A <sub>12</sub> Ca	6 - 25		A <sub>12</sub>	8 - 50
	C - Ca	25 - 28		A <sub>13</sub>	50 - cm
	Ca >	28			
3	A <sub>11</sub>	0 - 7	9	A <sub>11</sub>	0 - 10
	A <sub>12</sub> Ca	7 - 24		A <sub>12</sub> Ca	10 - 20
	C - Ca	24 - 27		C - Ca	20 - 24
	Ca >	27		Ca >	24
4	A <sub>11</sub>	0 - 5	10	A <sub>11</sub>	0 - 5
	A <sub>12</sub> Ca	5 - 15		A <sub>12</sub>	5 - 40
	C - Ca	15 - 19		A <sub>13</sub>	40 - cm
	Ca >	19			
5	A <sub>11</sub>	0 - 6	11	A <sub>11</sub>	0 - 8
	A <sub>12</sub>	6 - 40		A <sub>12</sub>	8 - 45
	A <sub>13</sub>	40 - cm		A <sub>13</sub>	45 - cm
6	A <sub>11</sub>	0 - 5	12	A <sub>11</sub>	0 - 6
	A <sub>12</sub>	5 - 45		A <sub>12</sub>	6 - 42
	A <sub>13</sub>	45 - cm		A <sub>13</sub>	42 - cm

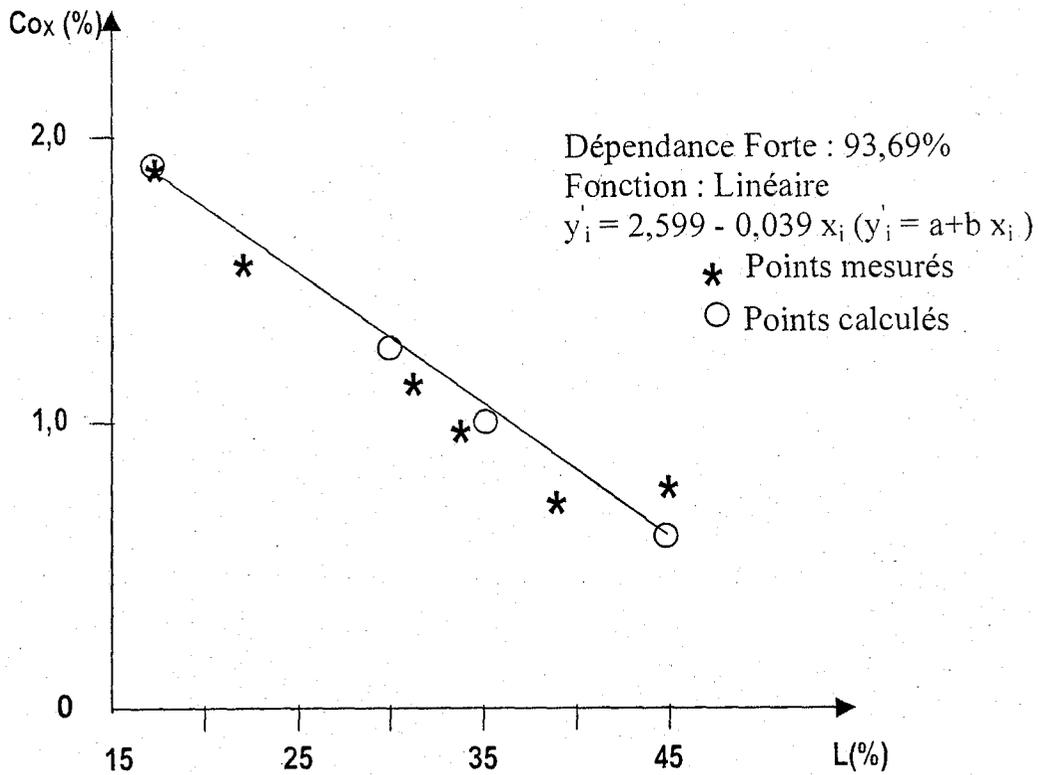


Fig. 14 - Dépendance Cox = f(L) – Zone 1, Profondeur

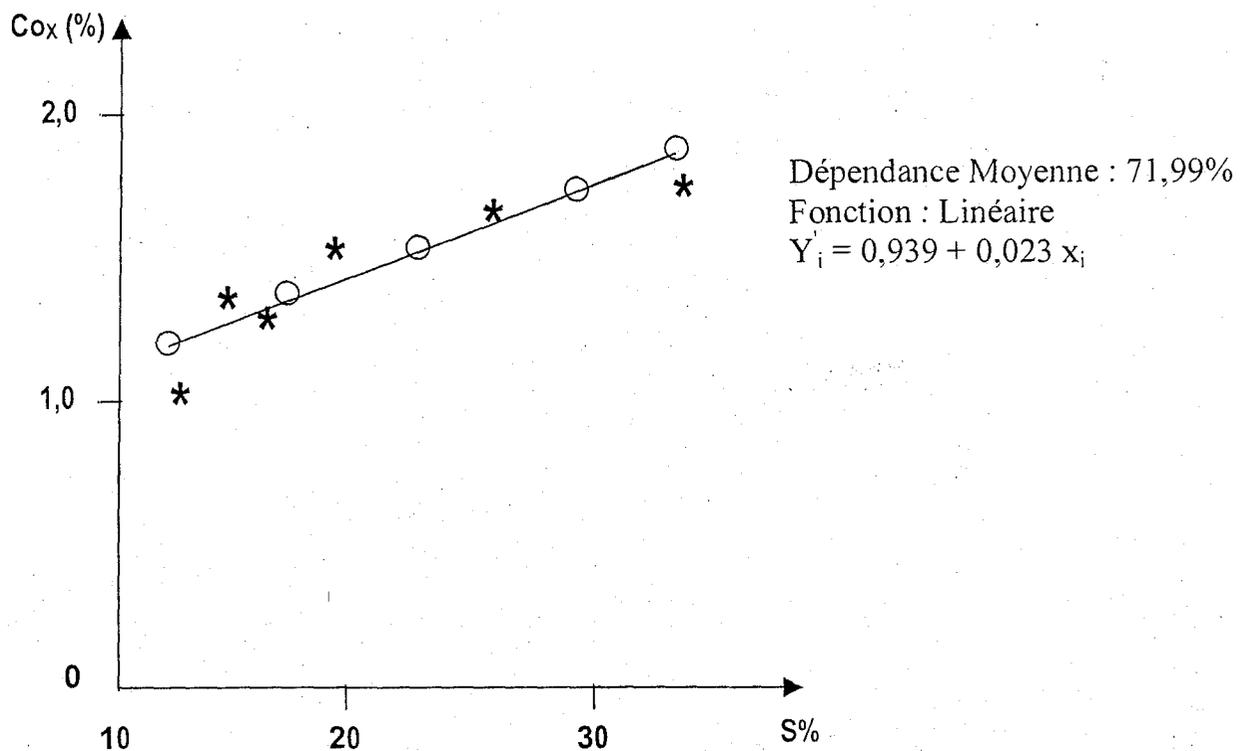


Fig. 15 - Dépendance Cox = f(S) – Zone 2, Surface

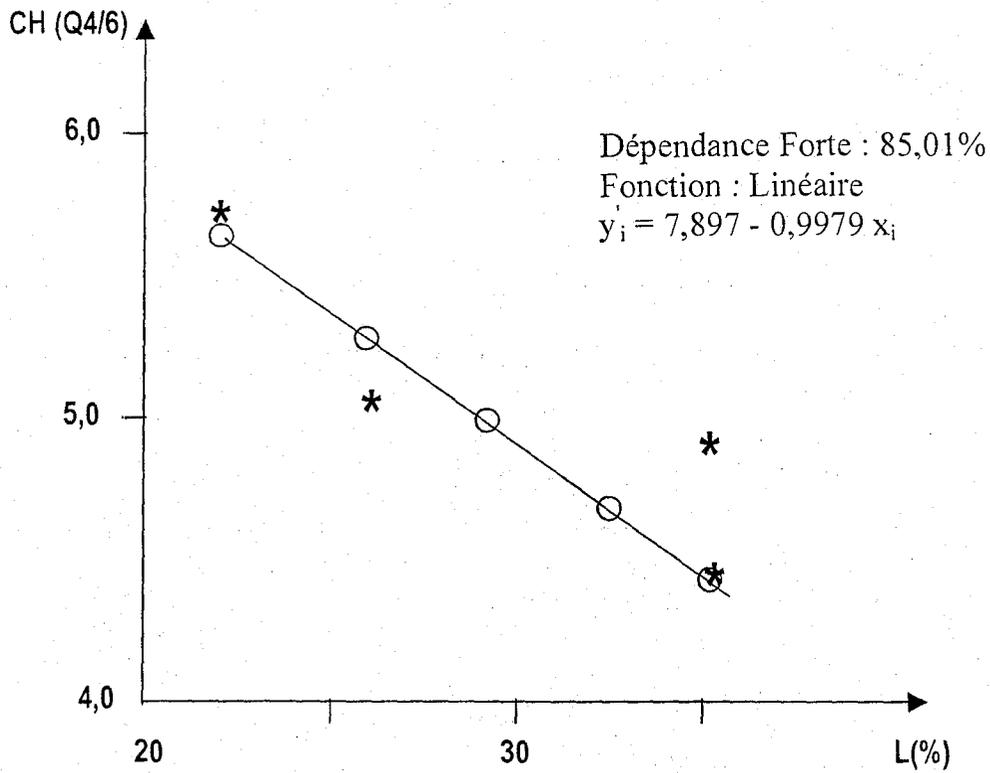


Fig. 16 - Dépendance CH = f(L) - Zone 3, Profondeur

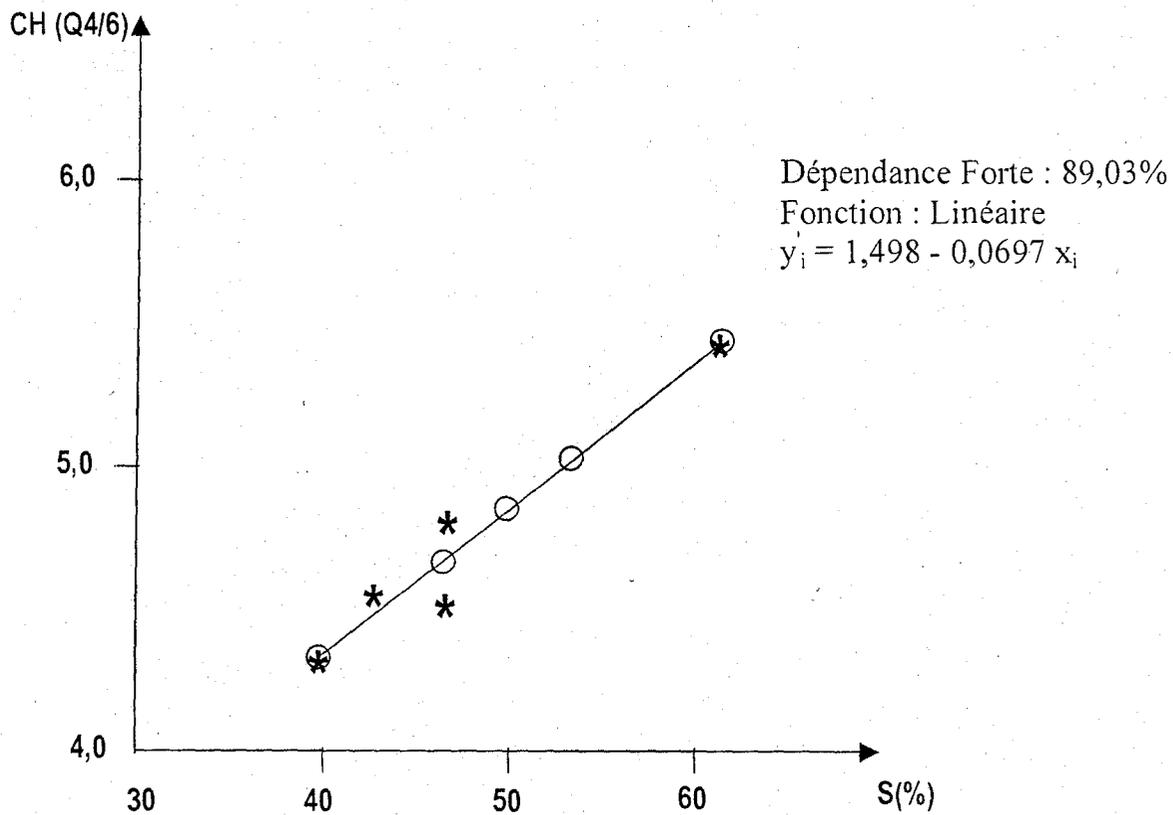


Fig. 17 - Dépendance CH = f(S) - Zone 3, Profondeur

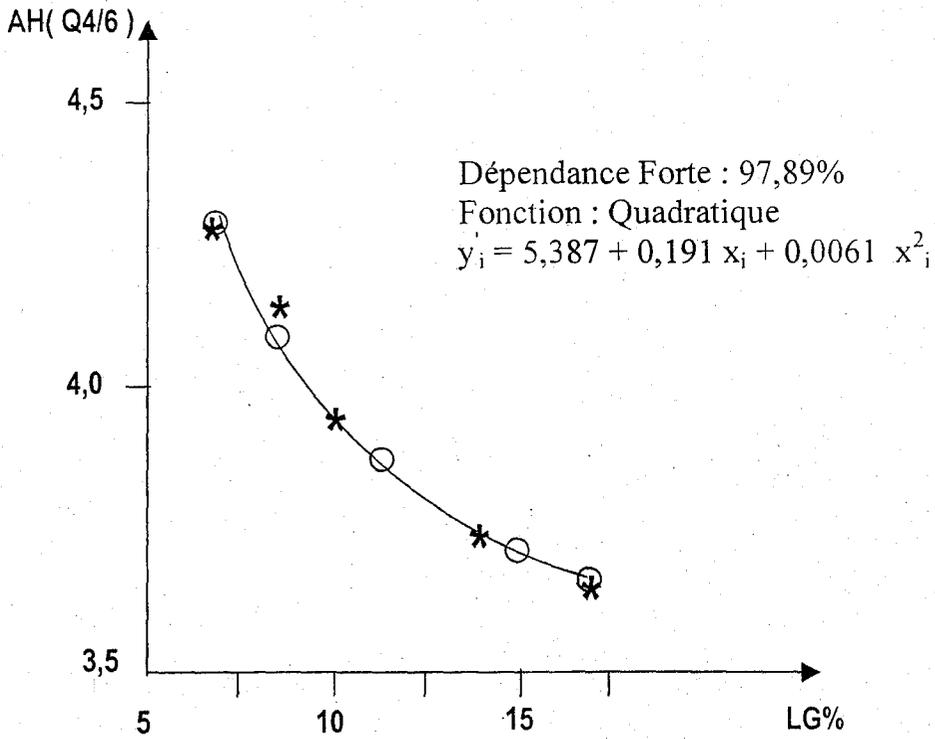


Fig.18 – Dépendance AH =f(LG) – Zone 1, Profondeur

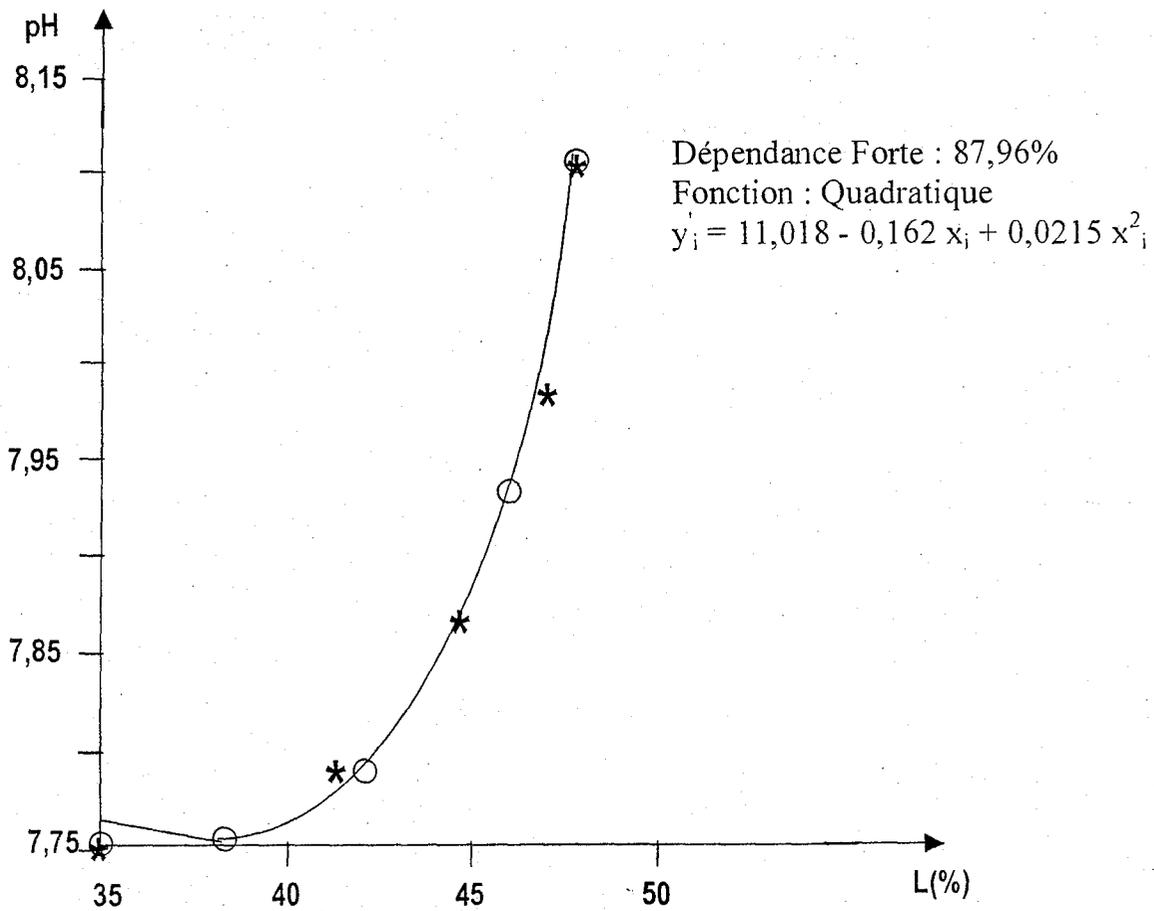


Fig. 19 Dépendance – pH =f(L) – Zone 2, Profondeur

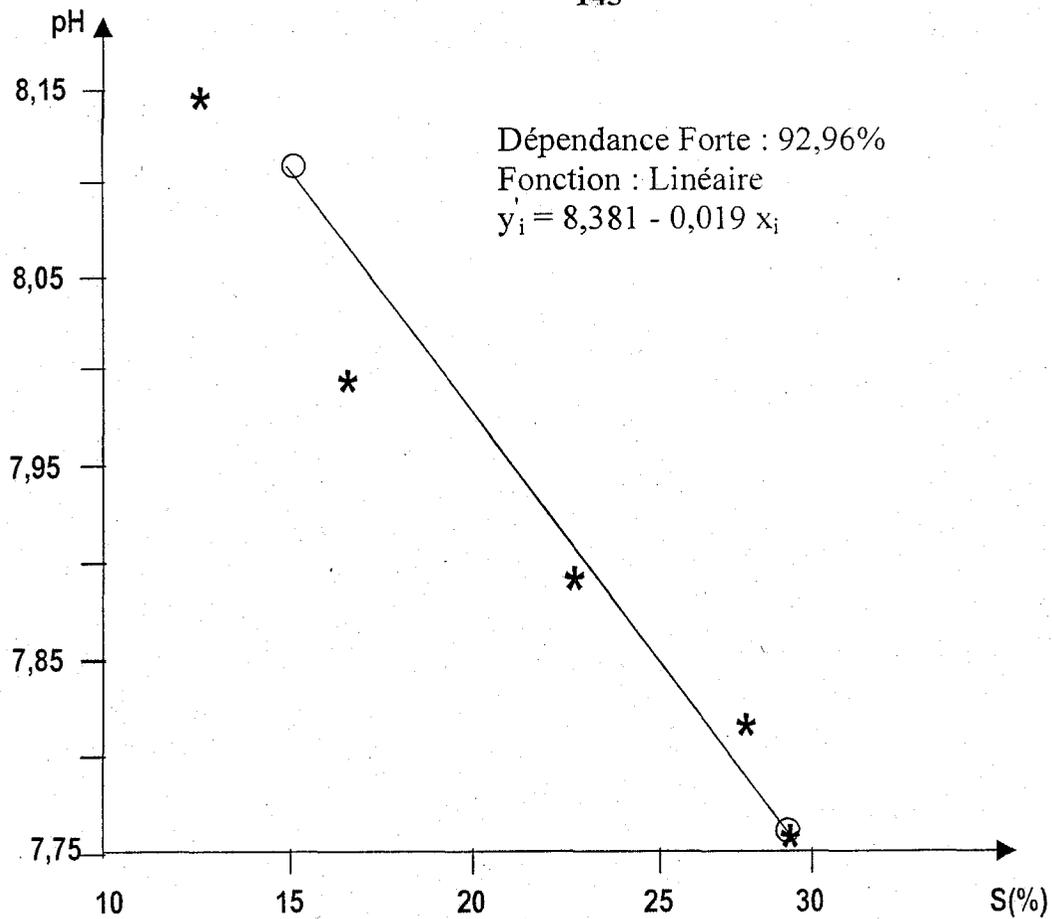


Fig.20– Dépendance pH=f(S) – Zone 2, Profondeur

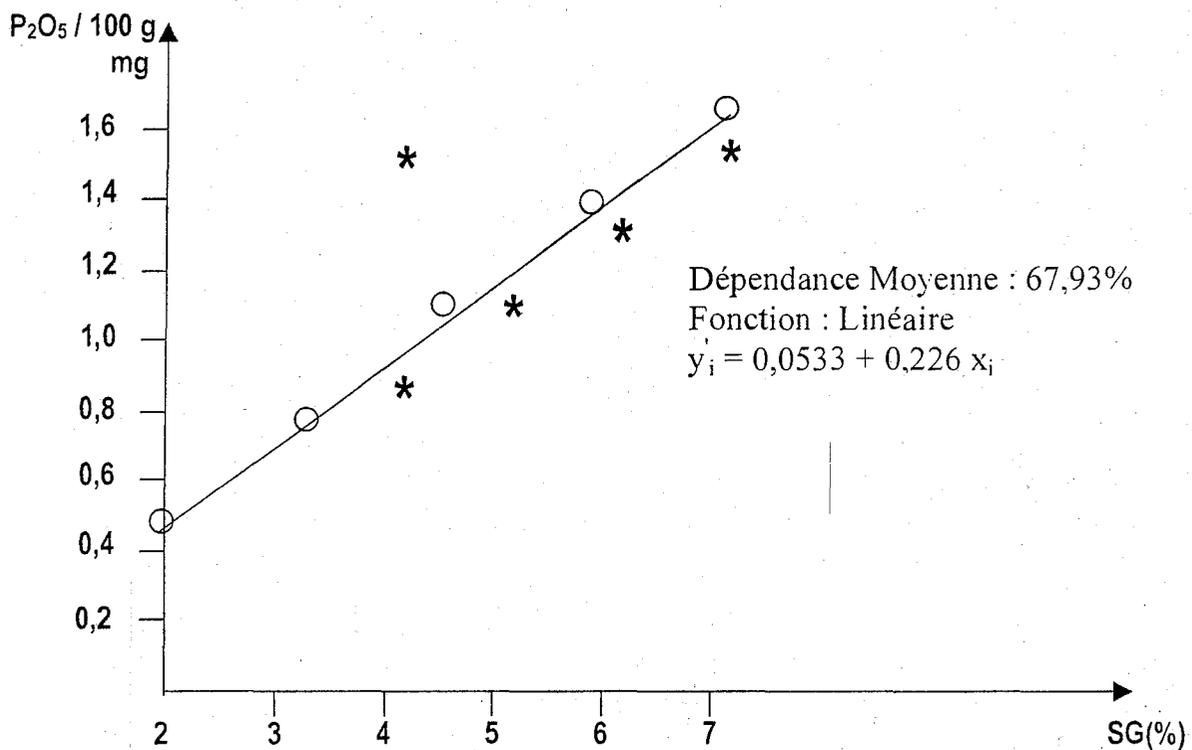


Fig. 21– Dépendance P=f(SG) – Zone 2, Surface

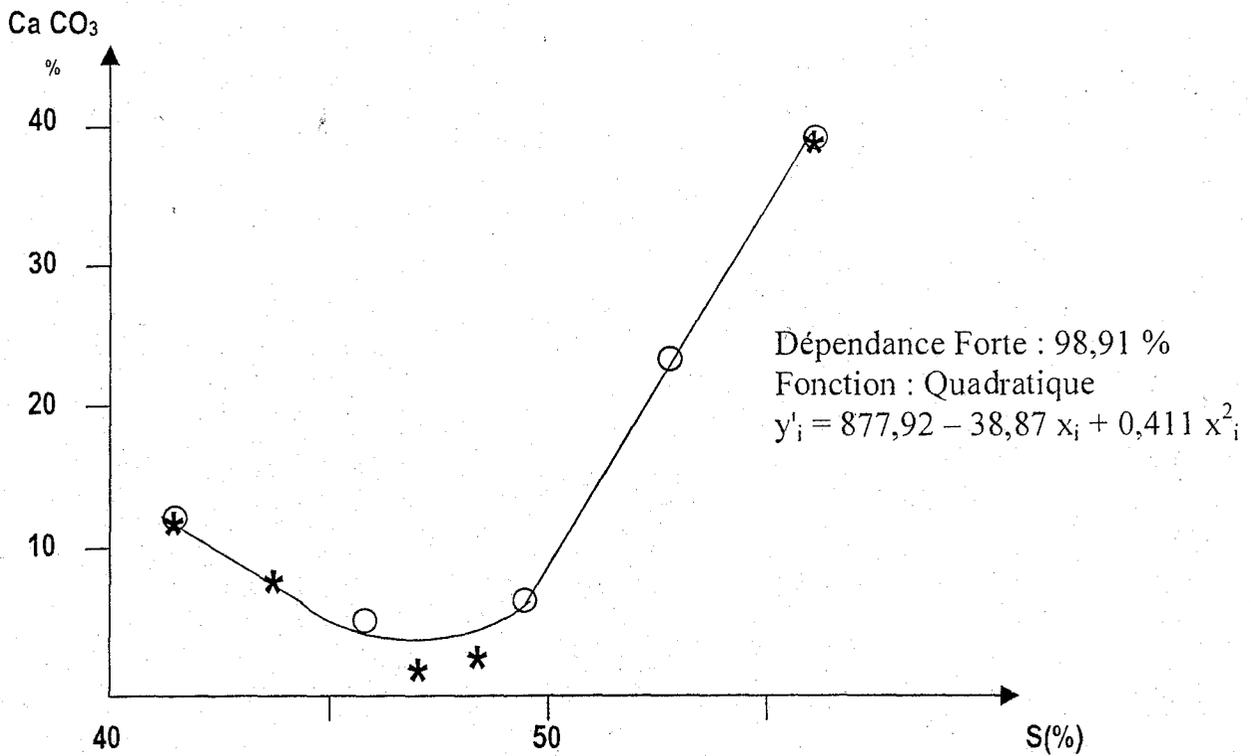


Fig. 22— Dépendance CaCO<sub>3</sub>=f(S) – Zone 3, Surface.

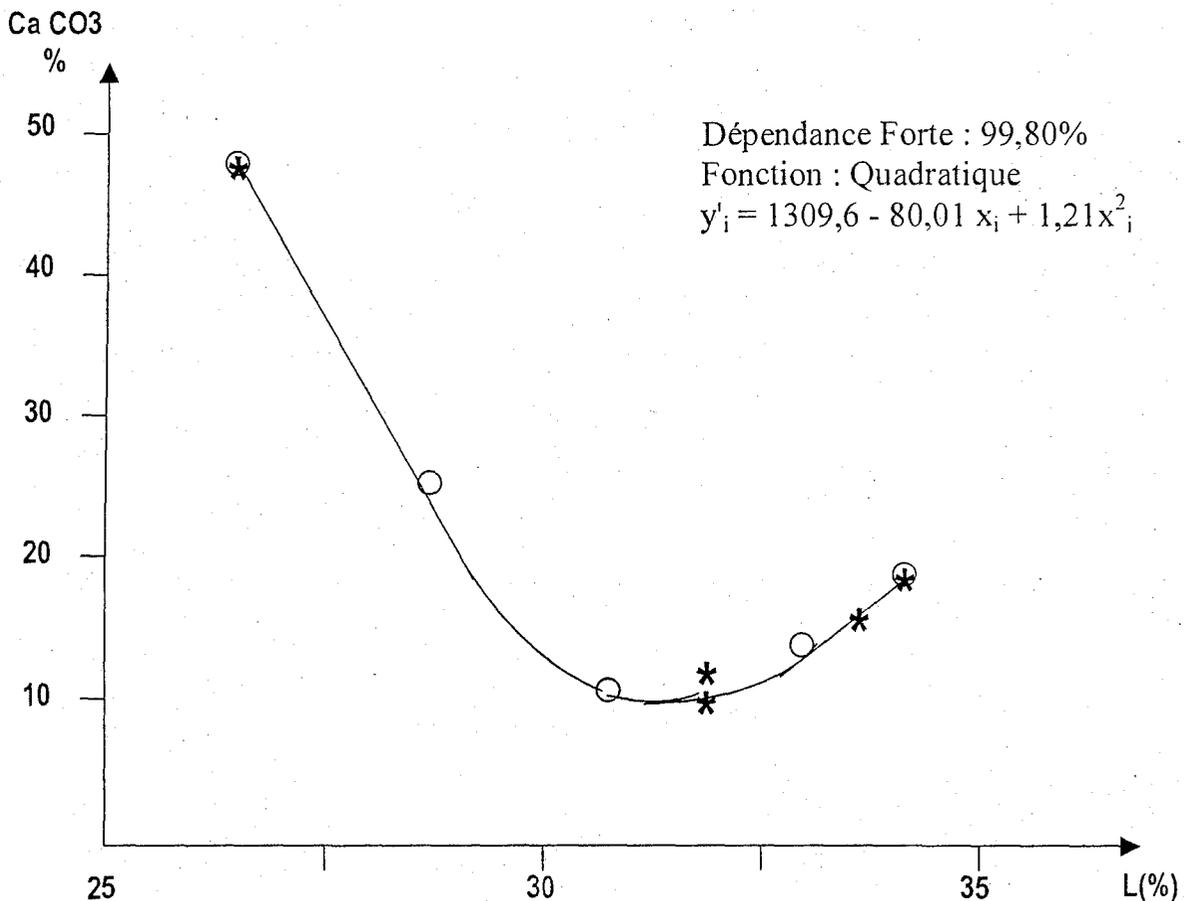


Fig. 23— Dépendance CaCO<sub>3</sub>=f(L) – Zone 3, Surface

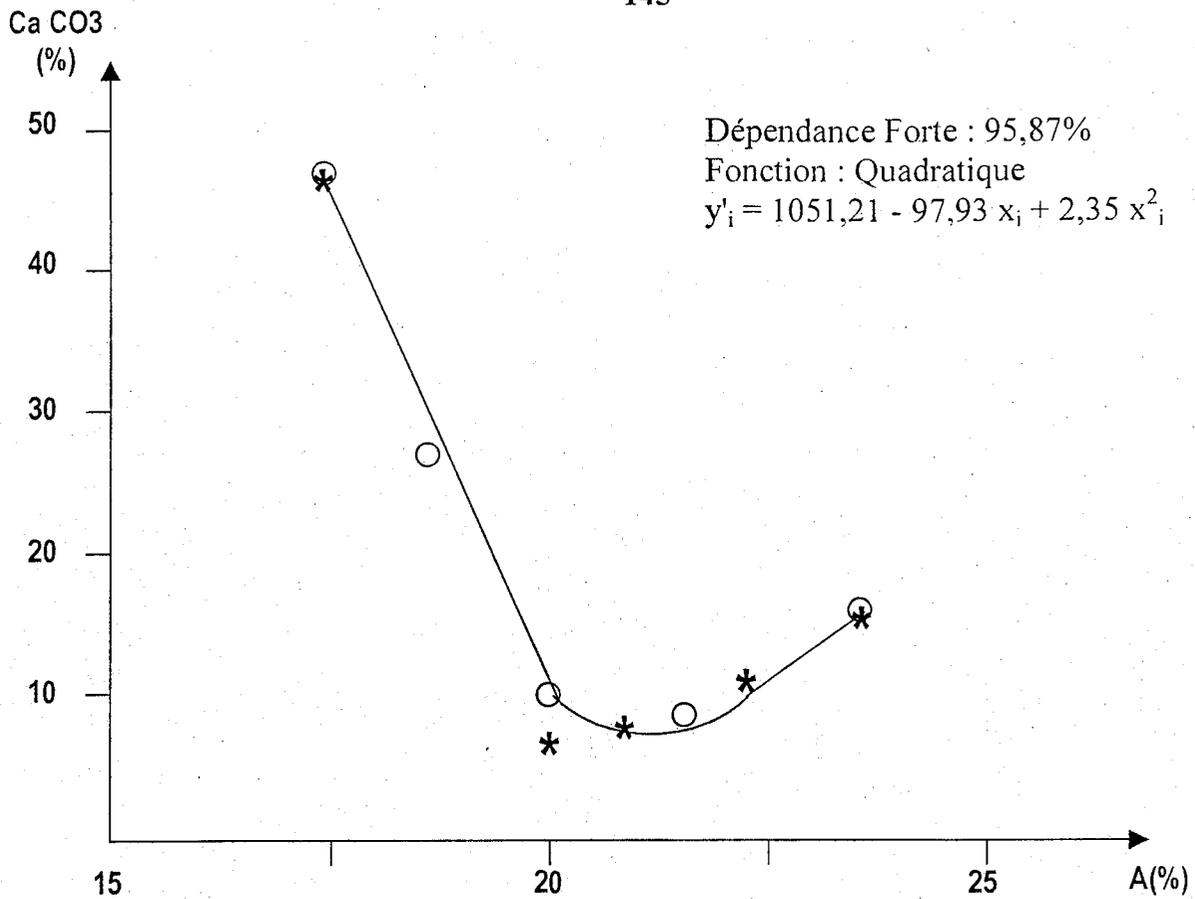


Fig. 24— Dépendance CaCO<sub>3</sub>=f(A) – Zone 3, Surface

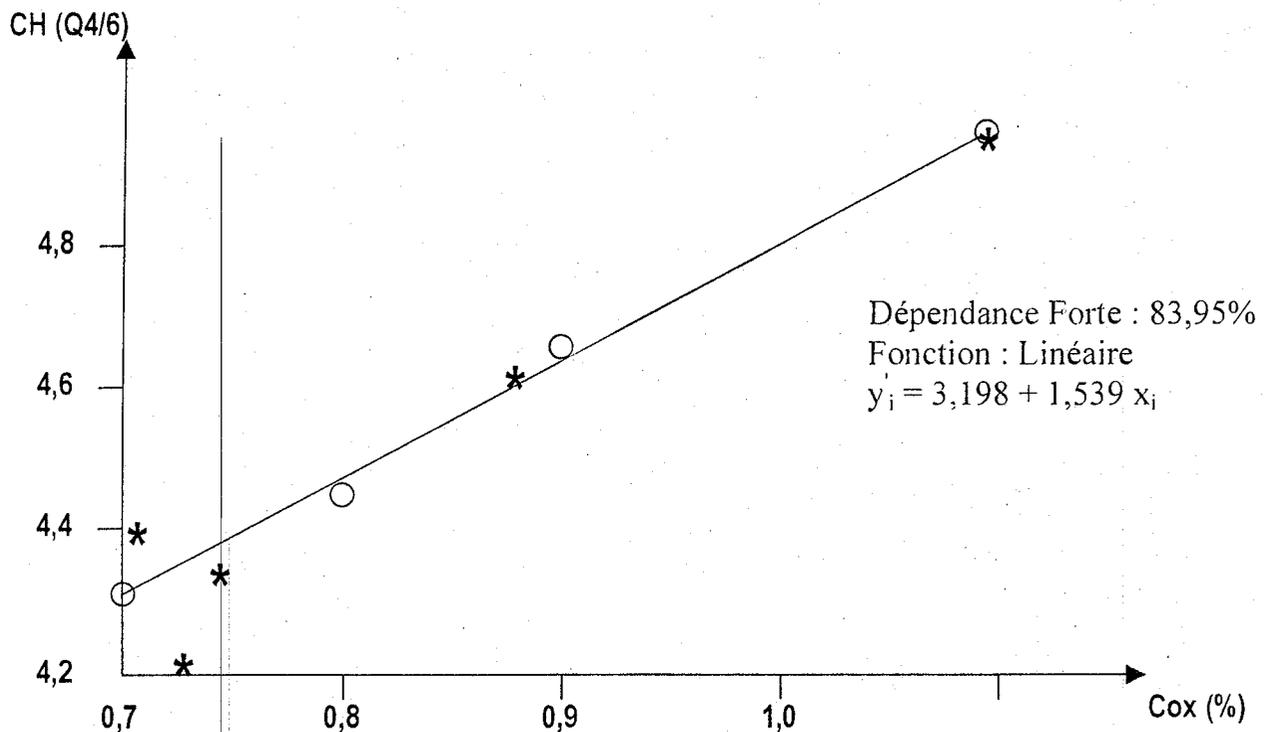


Fig. 25 — Dépendance CH=f(Cox) – Zone 3, Surface

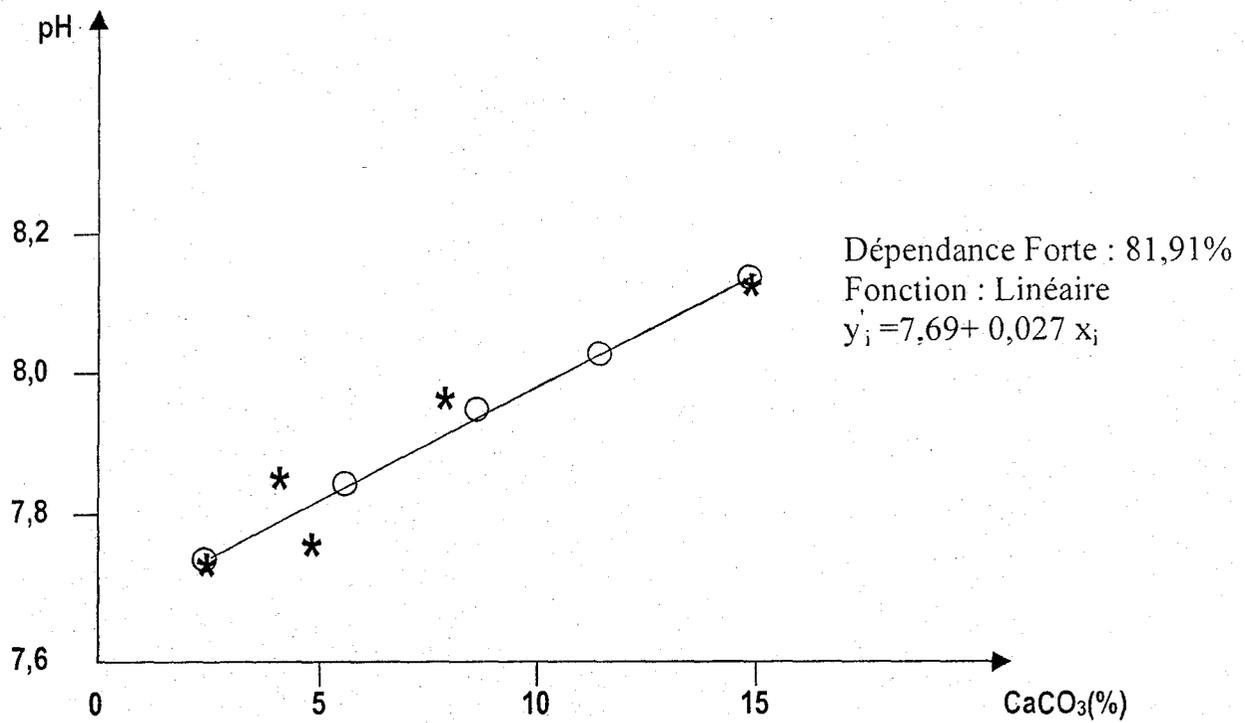


Fig. 26– Dépendance pH=f(CaCO<sub>3</sub>) – Zone 2, Profondeur

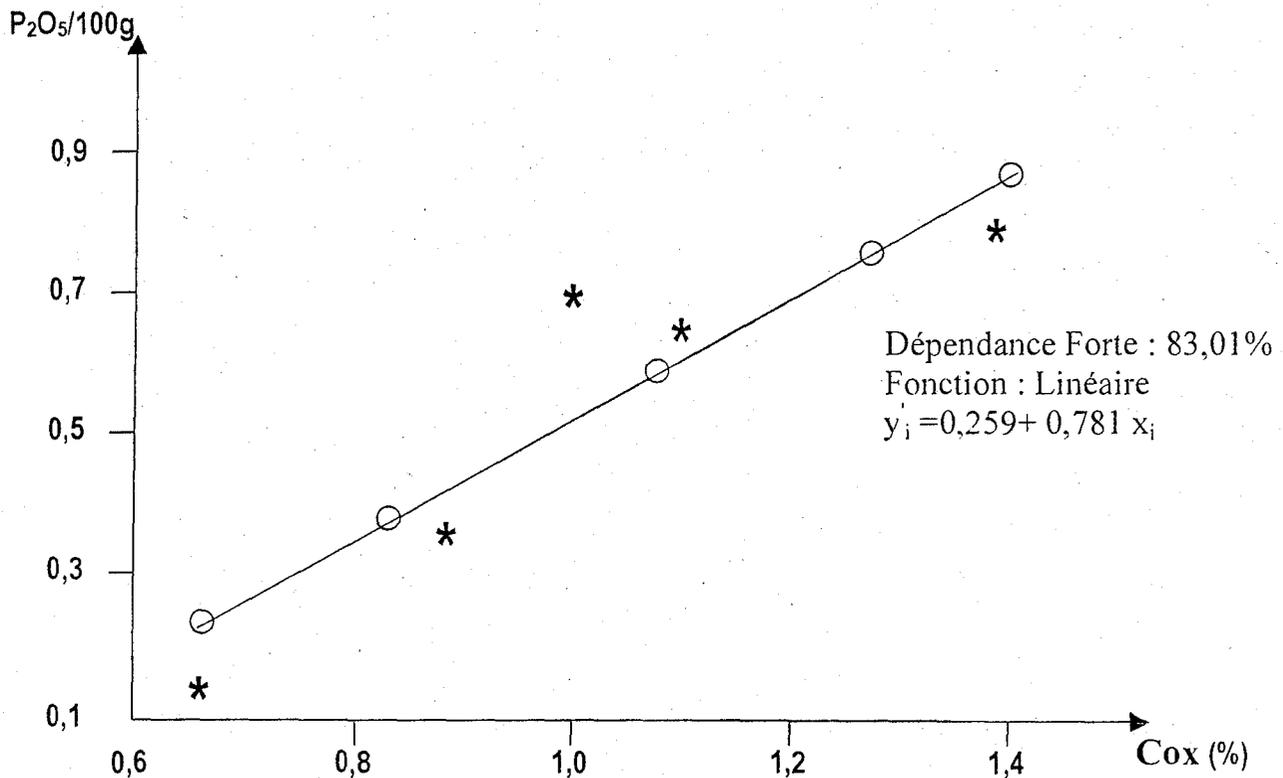


Fig. 27 – Dépendance P =f(Cox) – Zone 3, Profondeur

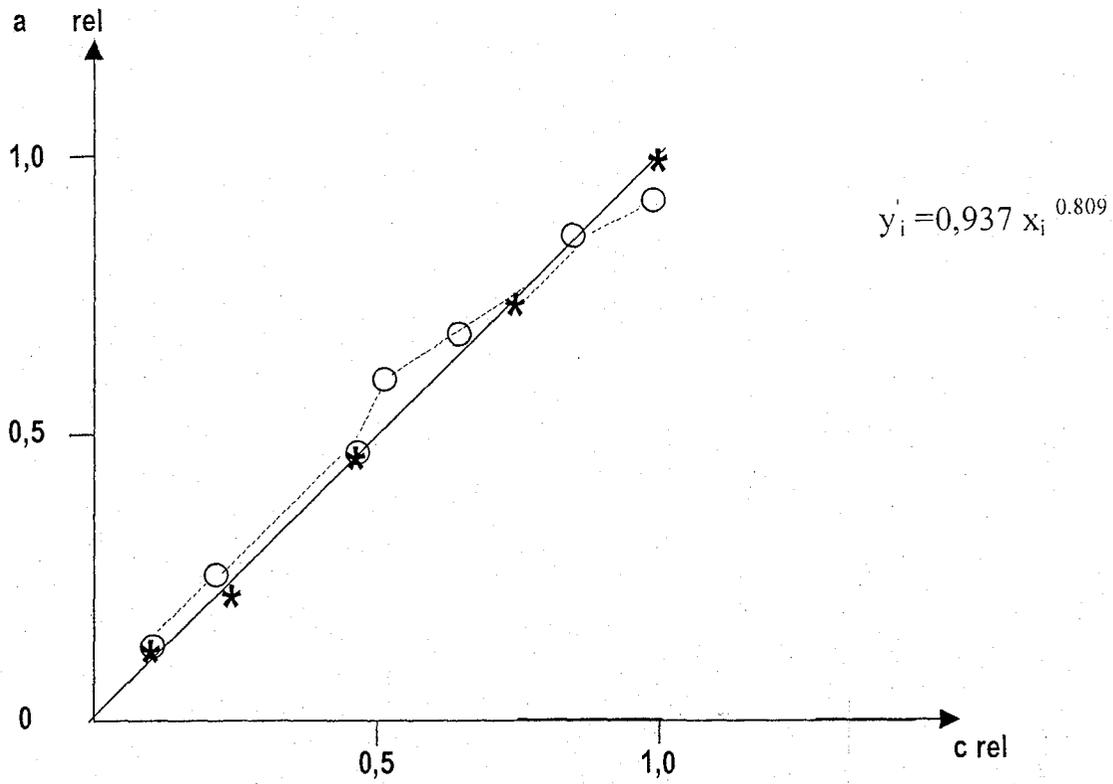


Fig. 28 – Isotherme Freundlich – Zone 1, Surface

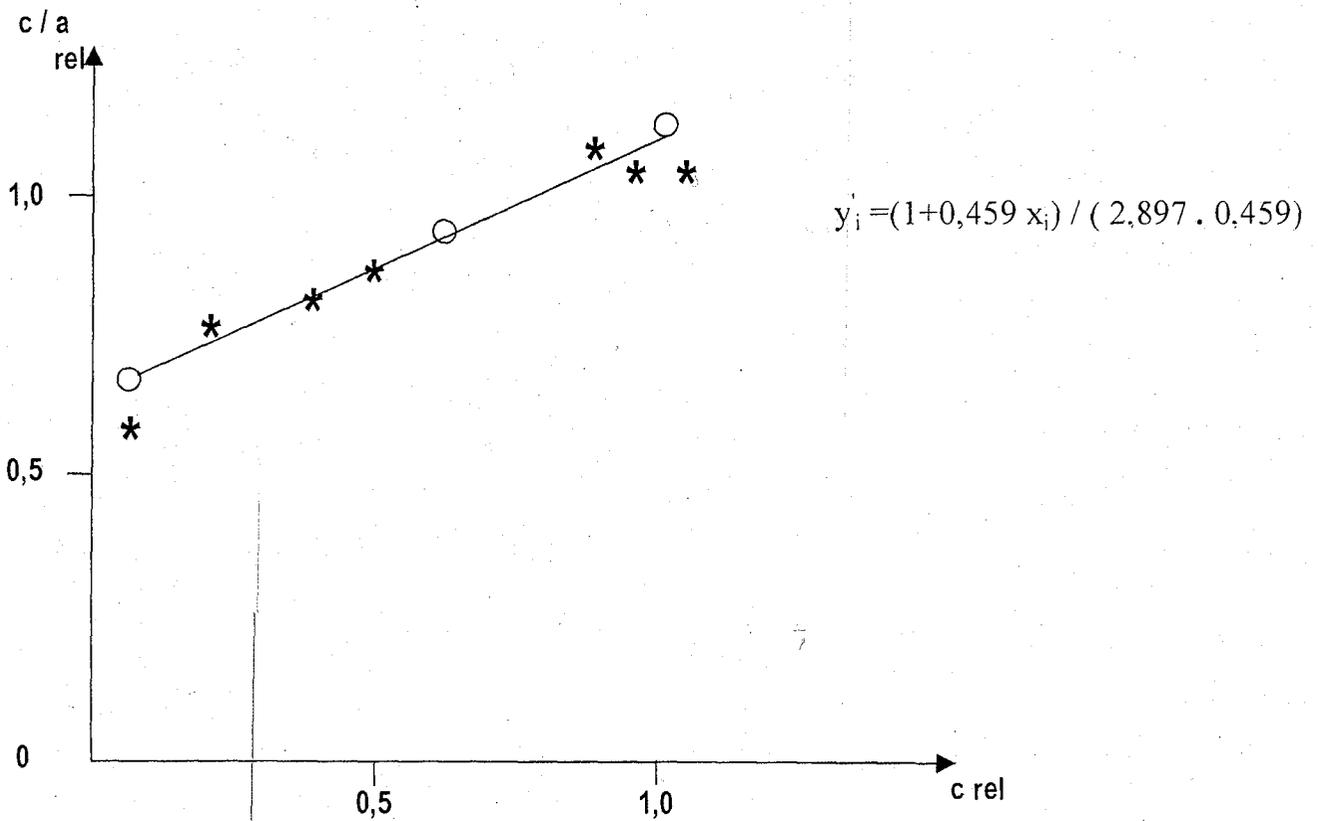


Fig. 29 – Isotherme Langmuir – Zone 1, Surface

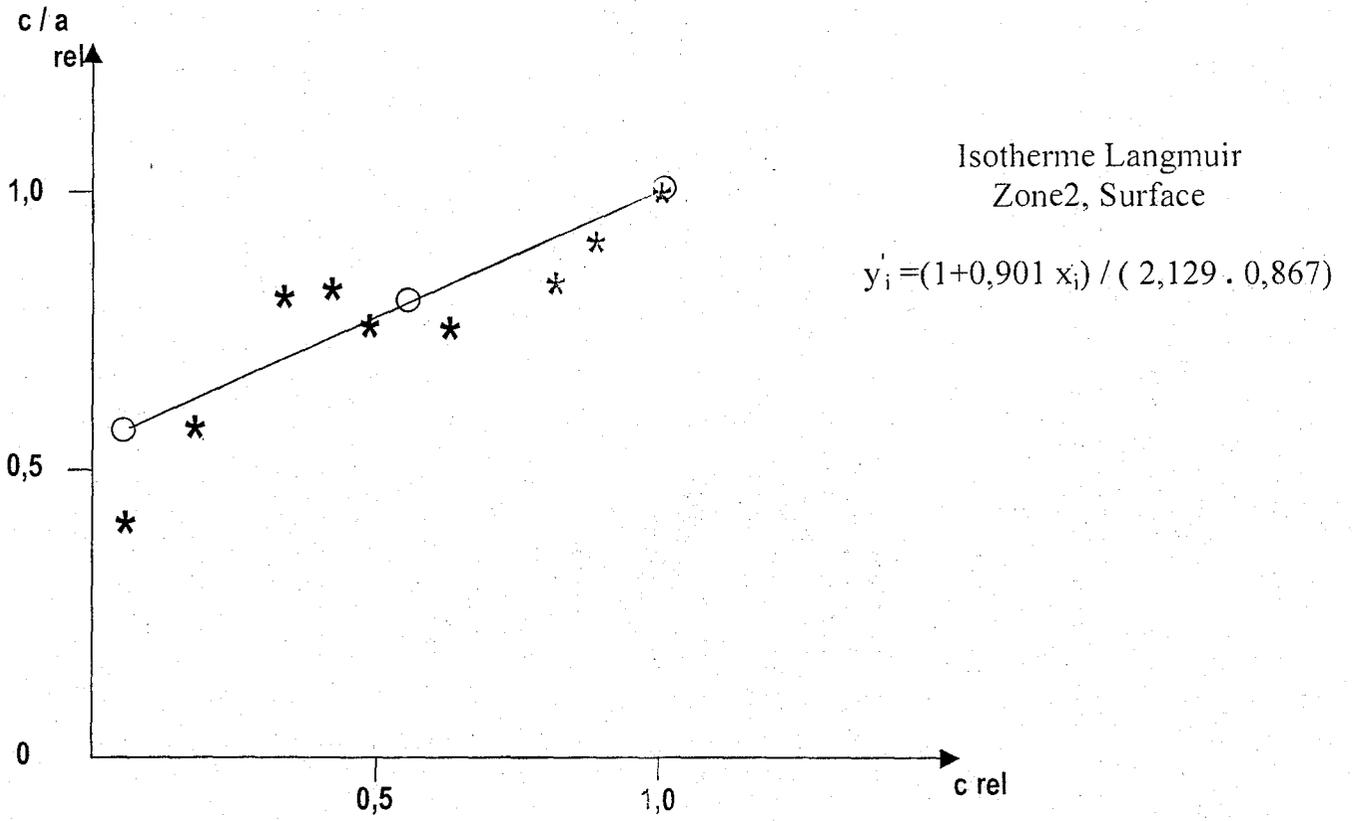


Fig. 32 – Isotherme Langmuir – Zone 2, Surface

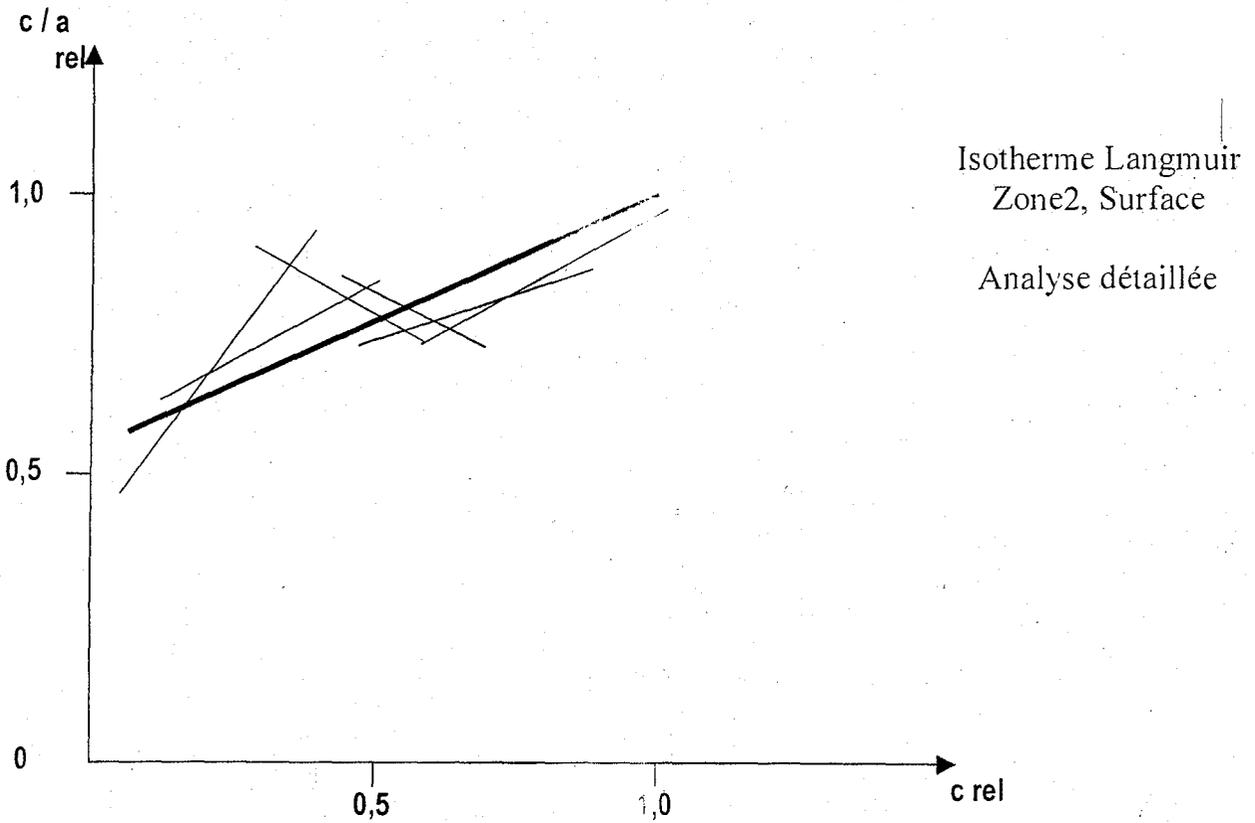
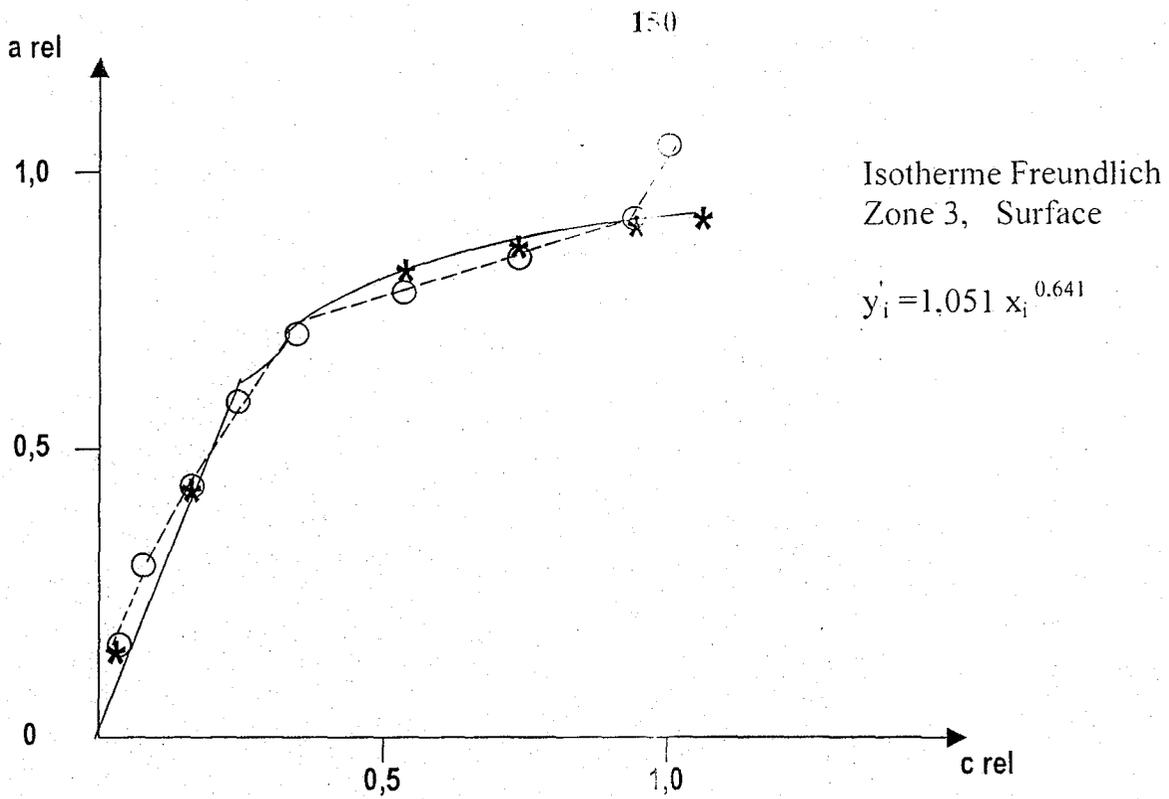
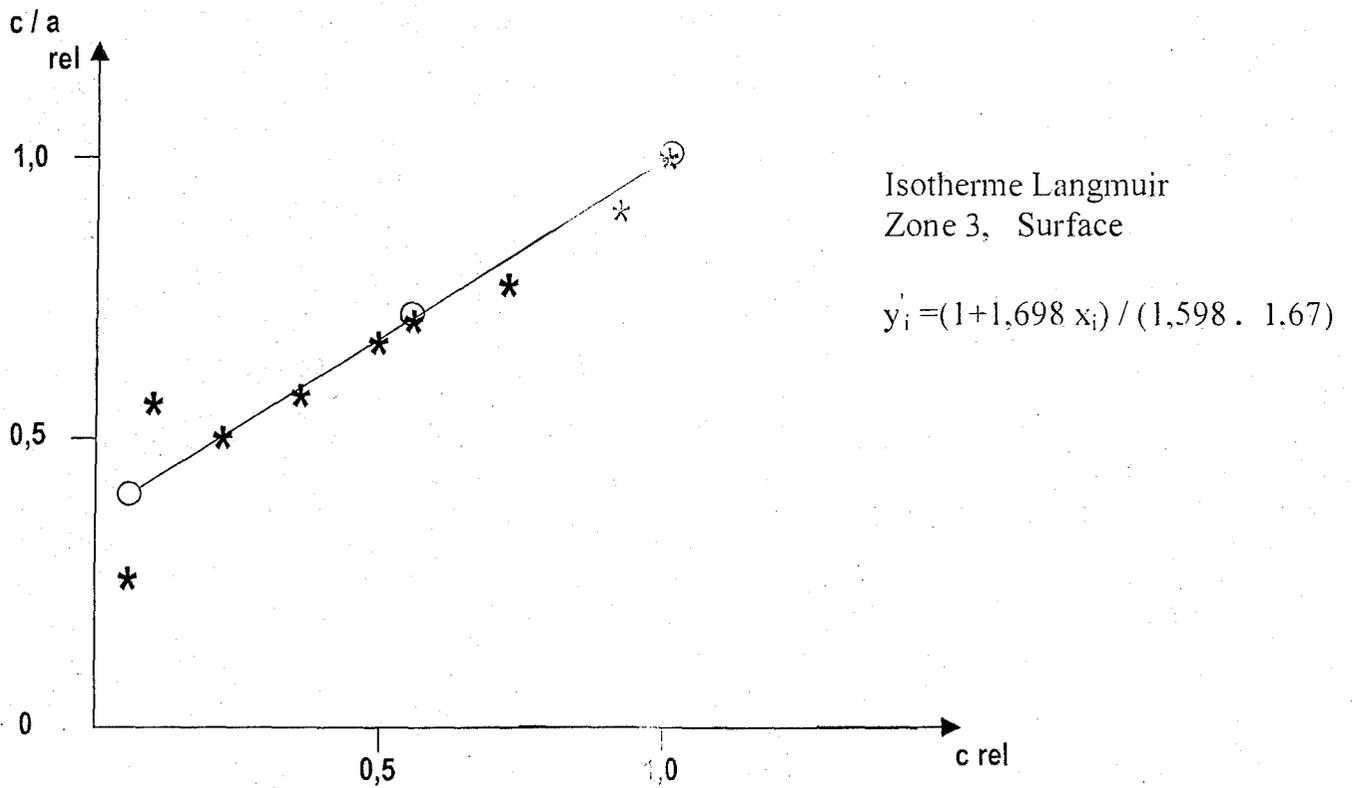


Fig. 33 – Isotherme Langmuir – Zone 2, Surface



**Fig. 34 – Isotherme Freundlich – Zone 3, Surface**



**Fig. 35 – Isotherme Langmuir – Zone 3, Surface**

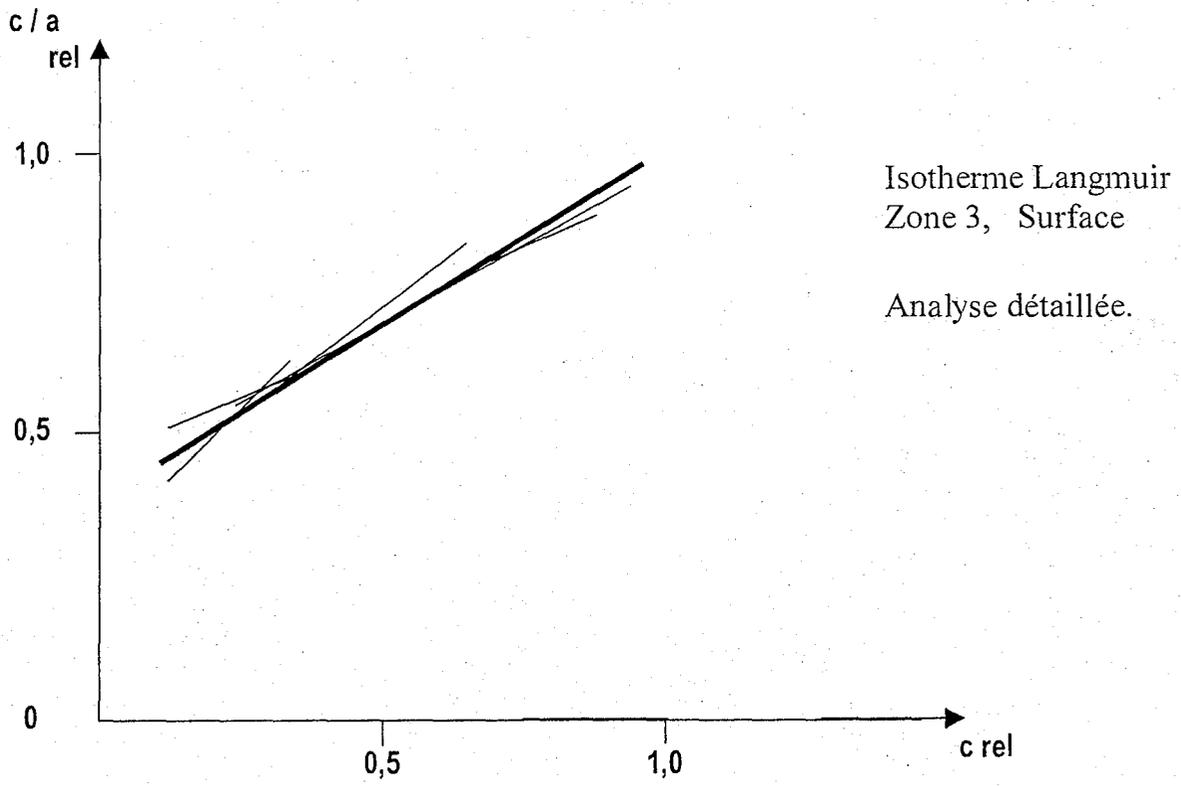


Fig. 36 – Isotherme Langmuir – Zone 3, Surface

## CLASSE

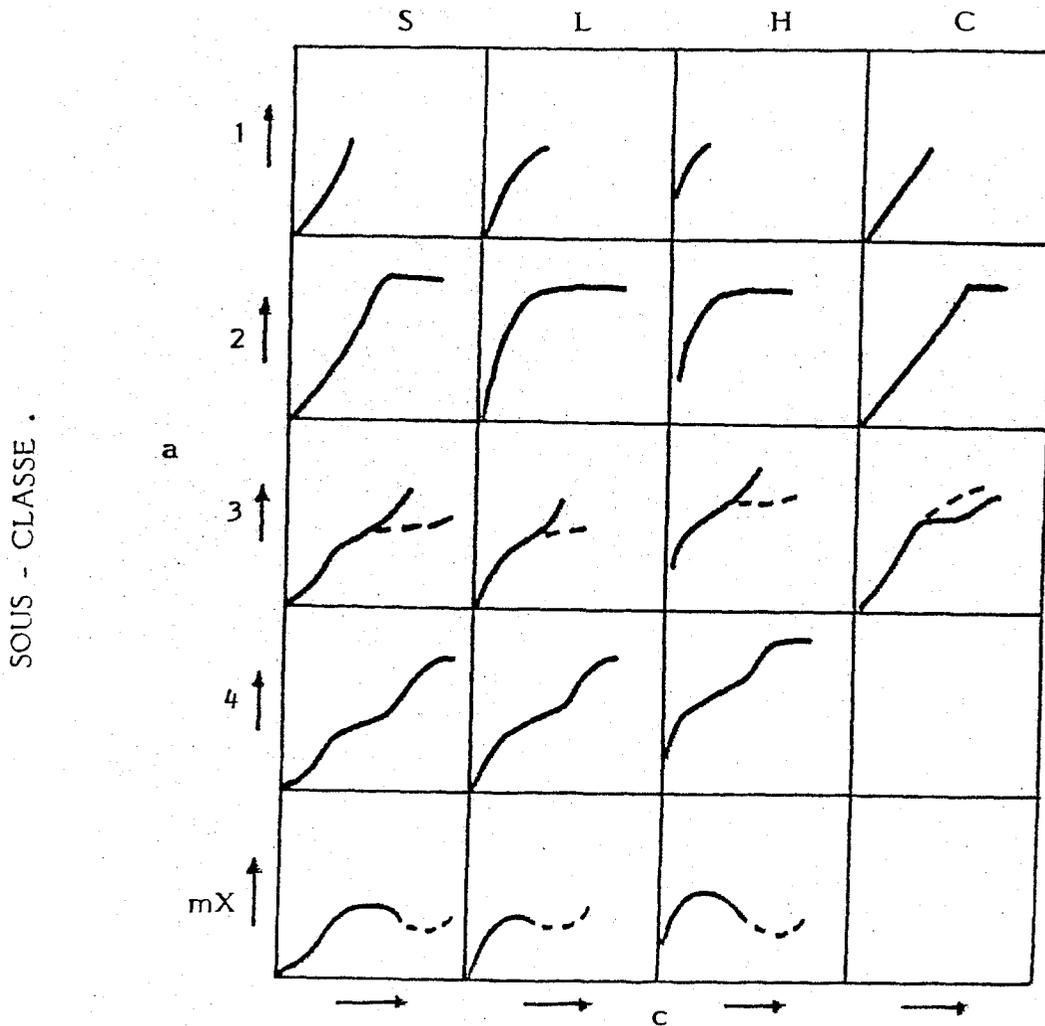


Fig. 37 - Classification des isothermes d'après GILLES

a - quantité retenue.

c - concentration d'équilibre.

**Classe :** S - le sorbat est orienté perpendiculairement à la surface du sorbent.  
 L - le sorbat est orienté parallèlement à la surface du sorbent.  
 H - l'affinité importante du sorbat envers le sorbent ou la rétention des micelles ioniques.  
 C - le sorbat pénètre facilement dans le sorbent (pénétration du sorbat comparable avec le solvant).

**Sous-classe :** 1-rétention simple.  
 2-4-rétention plus compliquée (formation des couches du sorbat à la surface du sorbent).  
 mX-Lyosorption, sorption négative (solvent est retenu plus que le sorbat).

**Zone 1 : Profil 1.**

Localisation : A l'est d'EL Gor, vocation pastorale.

Topographie : Pente très faible de glacis orientée vers le nord, altitude 1115m.

Roche mère : Croûte calcaire zonaire.

Climat : Semi-aride.

Végétation : Alfa.

Profil - morphologie :

A11 (0-6cm) : Limon gris-brun (7,5YR5/4) en état sec et rouge-brun foncé (5YR3/3) en état humide. Structure lamellaire fine à moyenne, peu de racines effervescence à HCl. Transition distincte, horizontale.

A12 Ca (6-20cm) : Limon brun-gris clair (5YR7/2) en état sec et rouge-brun foncée (2,5YR3/4) en état humide. Structure grumuleuse, plus de racines, forte effervescente à HCl. Transition distincte, horizontale.

C-Ca (20-24cm) : Croûte calcaire en cours d'altération. Transition abrupte, horizontale.

Ca (>24cm) : Croûte calcaire solide.

**Composition chimisme :**

Le sol est limoneux de texture équilibrée, sans entraînement d'argile (21% en A11 et 22% en A12). Le pourcentage de  $\text{CaCO}_3$  augmente vers la profondeur (7,4% en A11 et 23,8% en A12) ainsi que les éléments grossiers (27,8% en A11 et 13,8% en A12).

Tout profil est peu alcalin ( $\text{pH}/\text{H}_2\text{O}=7,90$  et  $7,81$ ), le complexe absorbant saturé. L'horizon A11 contient 2,76% de matière organique, A12 1,67%.

Les acides fulviques prédominent plus dans A12 que dans A11 (AH/AF est de 0,86 et 0,71 respectivement).

La qualité des AH est assez bonne, Q4/6 est de 3,78 en A11 et 3,85 en A12.

Il s'agit d'un sol s'évoluant sur colluvium d'un sol rouge fersiallitique sur l'encroûtement calcaire avec une pédogenèse récente vers le sol gris de steppe tronqué.

## LISTE DES FIGURES

- Fig. 1 Situation géographique
- Fig. 2 Situation générale et orographie des monts de Tlemcen
- Fig. 3 Diagramme ombrothermique de quelques stations (1913 – 1934)  
P. ZELZER, 1946
- Fig. 4a Diagramme ombrothermique d'El Aricha
- Fig. 4b Climagramme pluviothermique d'Emberger, des stations Sud de Tlemcen
- Fig. 5 Moyenne des hauteurs annuelles de précipitations de 1913 à 1963
- Fig. 6 Moyenne des hauteurs annuelles de précipitations de 1913 à 1938
- Fig. 7 Carte géologique de la wilaya de Tlemcen
- Fig. 8 Les rythmes B,C et D dans le secteur de Bouchiba - Merchich ...
- Fig. 9 Localisation des coupes types de la formation des Marno-calcaires de Raouraï.
- Fig. 10 Paléogéographie des monts de Tlemcen Rhar Roubane et de la bordure nord des hautes plaines.
- Fig. 11 Les nappes phréatiques, les ressources en eau souterraines (d'après COLLIGNON, 1986) dans la wilaya de Tlemcen.
- Fig. 12a Le réseau hydrographique, les grands bassins versants et les stations hydrométriques (d'après COLLIGNON, 1986)
- Fig. 12b Système racinaires des principales espèces steppiques *Stipa tenacissima* et *Artemisia herba-alba*.
- Fig. 13 Situation géographique et les zones d'étude.
- Fig. 14 Dépendance  $Cox = f(L)$
- Fig. 15 Dépendance  $Cox = f(S)$
- Fig. 16 Dépendance  $CH = f(CL)$
- Fig. 17 Dépendance  $CH = f(S)$
- Fig. 18 Dépendance  $AH = f(LG)$
- Fig. 19 Dépendance  $PH = P(L)$
- Fig. 20 Dépendance  $PH = P(S)$
- Fig. 21 Dépendance  $P = f(SG)$
- Fig. 22 Dépendance  $CaCO_3 = f(S)$
- Fig. 23 Dépendance  $CaCO_3 = f(L)$
- Fig. 24 Dépendance  $CaCO_3 = f(A)$
- Fig. 25 Dépendance  $CH = f(Cox)$
- Fig. 26 Dépendance  $PH = f(CaCO_3)$
- Fig. 27 Dépendance  $P = f(Cox)$
- Fig. 28 Isotherme Freundlich, zone 1
- Fig. 29 Isotherme Langmuir, zone 1
- Fig. 30 Isotherme Langmuir, zone 1, analyse détaillée.
- Fig. 31 Isotherme Freundlich, zone 2
- Fig. 32 Isotherme Langmuir, zone 2
- Fig. 33 Isotherme Langmuir, zone 2, analyse détaillée.
- Fig. 34 Isotherme Freundlich, zone 3
- Fig. 35 Isotherme Langmuir, zone 3
- Fig. 36 Isotherme Langmuir, zone 3, analyse détaillée.
- Fig. 37 Classification des isotherme d'après Gilles.

## Liste des tableaux

Tab. 1	Moyenne mensuelle et annuelle des précipitations en mm. et du nombre de jours de pluies de 1913 à 1934 dans la station d'El Aricha
Tab. 2	Moyenne mensuelle et annuelle des précipitations en mm. et du nombre de jours de pluie de 1987 à 1997 dans la station d'El Aricha.
Tab. 3	Moyenne mensuelle des températures en °C à la station d'El Aricha.
Tab. 4	Moyenne mensuelle des températures en °C à la station d'El Aricha de 1987 à 1997.
Tab. 5	Valeurs du quotient d'EMBERGER et étages bioclimatiques de la station d'El Aricha.
Tab. 6	Total annuel des précipitations d'El Aricha
Tab. 7	Nombre moyen de jours de neige d'après AUBERTY (In Selzer, 1946)
Tab. 8	Concentration de la terre cultivée dans la steppe.
Tab. 9	Production végétale par groupe spéculation et par commune (1986/1987).
Tab. 10	Exploitation de l'alfa en tonne de 1980/81 à 1985/86 dans la Wilaya de Tlemcen
Tab. 11	Densité optique
Tab. 12	Conductivité de référence de KCl
Tab. 13	Composition granulométrique – éléments grossiers
Tab. 14, 15 et 16	Analyse granulométrique en % de la terre fine.
Tab. 17	Composition granulométrique, zone 1 - Les moyennes (%)
Tab. 18,19,20,21,22 et 23	Données analytiques
Tab. 24	Salinité
Tab. 25,26 et 27	Extrait acqueux – cations
Tab. 28,29 et 30	Extrait acqueux - anions
Tab. 31	Rapport des anions
Tab. 32	Porosité, humidité de saturation.
Tab. 33	Rapport des pores
Tab. 34	Accessibilité d'eau
Tab. 35	Capacité en air
Tab. 36	Poids spécifique réel et apparent
Tab. 37	Point de flétrissement
Tab. 38	Composition granulométrique, zone 2 - Les moyennes (%)
Tab. 39	Composition granulométrique, zone 3 - Les moyennes (%)
Tab. 40	Différences dans la couche superficielle (zones 1, 2, 3)
Tab. 41	Différences dans la couche interne (zones 1, 2, 3)
Tab. 42	Différences dans la même zone (surface / profondeurs)
Tab. 43,44 et 45	Les valeurs moyennes d'analyses (comparaison des zones et couches)
Tab. 46	Dépendance entre les différences caractéristiques des sols
Tab. 47	Caractéristiques de rétention du phosphore
Tab. 48	Domaines de fumure phosphatée recommandés.

# RÉSUMÉ

Depuis quelques décennies, en raison d'un fort accroissement de la population et de sa sédentarisation, les steppes de la région sud de Tlemcen sont progressivement défrichées pour une céréaliculture aléatoire. La disparition progressive du couvert végétal a conduit à un appauvrissement en matière organique, se traduisant d'une part par une désorganisation de la structure et des propriétés physiques du sol, et d'autre part par un abaissement de la fertilité du sol.

L'érosion hydrique s'observe seulement au sommet des versants où elle a complètement décapé les horizons supérieurs des sols, sur les glacis elle décape les croûtes calcaires favorisant l'apparition de sols squelettiques.

Une diversité de substrats et de structures géologiques caractérisées par des dépôts de sédiments, des limons fins et argileux, des conglomérats détritiques et des croûtes calcaires.

Les sols reposent le plus souvent sur des formations marneuses et gréseuses. Un nombre de paramètres (lithologiques, structuration, matière organique, phosphore) démontrent clairement l'enrichissement de la zone de dépression par des particules fines ( $> 0,01$  à  $0,02$  mm) provenant de la zone de glacis.

La quantité de la matière organique est faible avec une mauvaise qualité des composés humiques et des acides humiques. La réserve du phosphore mobile est basse, les mécanismes de rétention du phosphore indiquent une énergie d'adsorption ( $\alpha$  Langmuir  $\approx 0,985$ ), une basse aptitude à l'échange (L Freundlich = 0,656) et une affinité surtout sorbent-sorbat (K Freundlich = 82).

Les fortes accumulations des sels solubles ( $\text{NaCl}$ ,  $\text{Mg SO}_4$ ,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ) occupent les parties basses et les niveaux récents (Dayas, terrasses). Sur les pâturages dégradés, zone à affa et à arroyos, une disponibilité immédiate de N, P et K ainsi que des interactions NP et NK participent à une médiocre nutrition du végétal. Les sols gris bruns de notre zone d'étude sont formés sur un substrat jeune, ils agissent d'un seul cycle d'évolution.

De l'étude de la micromorphologie, il ressort cependant, que toutes les phases de développement de l'accumulation calcaire n'ont pas de correspondance avec le morphotype de la calcite. Le polymorphisme de la calcite ne serait pas lié à un stade évolutif de l'individualisation du calcaire, mais plutôt à des conditions de précipitations. La palygorskite serait néoformée d'origine paléopédologique.

Le microscope électronique nous a révélé que la kaolinite est constituée par de petits cristaux à contours hexagonaux.

La présente étude peut contribuer à résoudre un certain nombre de problèmes à savoir :

- Amélioration des propriétés physiques du sol ;
- Application des conditionnaires de la structure ;
- Apport de la matière organique pour élever la rétention de l'eau ;
- et une fertilisation puisque les chutes de rendements sont dues à l'appauvrissement en phosphores et en oligo-élément (Mn, Cu, Zn, Al).

**Mots clés :** Sol, aride, semi-aride, steppe, physico-chimique, fertilisation, sud de Tlemcen, Algérie.