MINISTERE DE L'AGRICULTURE

DIRECTION DES SOLS

ETUDE DE LA DYNAMIQUE DE L'EAU ET DES SELS SUR UNE SEQUENCE DE SOL ARGILEUX DE LA BASSE VALLEE DE LA MEDJERDAH

(SECTEUR D'EL HABIBIA)

RAPPORT DE LA CAMPAGNE DE MESURES 1983

2^{ème} PARTIE : SUIVI DE LA SALURE A L'AIDE DE CAPTEURS ELECTRIQUES

Par : J.P. MONTOROI, Pédologue à l'ORSTOM avec la collaboration technique de F. DAOUD BEN JEDIDI (Avril 1985)

E-S 229

ETUDE DE LA DYNAMIQUE DE L'EAU ET DES SELS SUR UNE SEQUENCE DE SOL ARGILEUX DE LA BASSE VALLEE DE LA MEDJERDAH (SECTEUR D'EL HABIBIA)

RAPPORT DE LA CAMPAGNE DE MESURES 1983

2^{ème} PARTIE: SUIVI DE LA SALURE A L'AIDE DE CAPTEURS ELECTRIQUES

par J.P. MONTOROI, pédologue à l'ORSTOM (avril 1985) avec la collaboration technique de F. DAOUD BEN JEDIDI

S O M M A I R E

.

9

~ .

.

.

5

	14600
INTRODUCTION	. 2
RESULTATS EXPERIMENTAUX OBTENUS AVEC LES SALINITY-SENSORS	[,] 3
1 – LA MESURE DE LA CONDUCTIVITE ELECTRIQUE"IN SITU".	3
1.1. Evolution dans le temps	3
1.2. Fiabilité et validité des mesures	9
2 - LA MESURE DE LA TEMPERATURE DU SOL.	. 12
2.1. Variation au cours du temps	12
2.2. Profils thermiques	18
2.3. Fiabilité des mesures.	20
RESULTATS EXPERIMENTAUX OBTENUS AVEC LES SONDES QUADRIPOLES	. 23
1 - ANALYSE DES RESULTATS.	24
1.1. Evolution de la CEG dans le temps	24
1.2. Variation de la CEG avec la profondeur	28
2 – SIGNIFICATION DE LA MESURE DE LA CEG	29
2.1. Plusieurs méthodes de mesure	, 34
2.2. Signification théorique	34
3 – ANALYSE SIMULTANEE DE LA CEG ET DE LA CE _{SS}	36
3.1. Analyse dans le temps	36
3.2. Relation expérimentale CE _{ss} /CEG	36
3.3. Estimation de la relation CE_{es}/CEG	• 38
3.4. Estimation de la CE _s	40
CONCLUSION	41
BIBLIOGRAPHIE	43

Pages

.

INTRODUCTION

Des capteurs électriques de la salure (type salinity-sensor et sonde quadripôle) ont été testés au laboratoire de la DRES^{*} (sis à l'Ariana-Tunis), lors de plusieurs essais d'infiltration effectués sur un monolithe de sol non remanié (VIEILLEFON et al, 1983). Il a semblé également opportun de compléter ces travaux par une expérimentation directe au champ. Celle-ci a été entreprise sur le site d'El Habibia, concomitamment à une étude de caractérisation hydrodynamique qui a nécessité l'installation de 4 emplacements de mesure (MONTOROI, 1984). L'équipement de ces derniers et la description des capteurs implantés sont détaillés dans un rapport préliminaire (MONTOROI, 1983).

Les relevés systématiques ont débuté en juillet 1982 et ont été poursuivis sans interruption jusqu'en septembre 1983. Cependant on s'intéressera plus particulièrement aux résultats de l'année 1983 qu'on peut mettre en relation avec des mesures de la teneur en eau du sol et qui ont été obtenus en conditions, naturelles et sous irrigation. Les conditions expérimentales ont été présentées dans les rapports de campagne 1982 et 1983 (MONTOROI, 1983, 1984).

Le présent rapport développera surtout l'étude de l'évolution temporelle des paramètres mesurés par les capteurs électriques et de leurs relations entre eux.

* DRES - Direction des Ressources en Eau et en Sol.

RESULTATS EXPERIMENTAUX OBTENUS AVEC LES SALINITY-SENSORS

3

Le salinity-sensor (RICHARDS, 1966) permet la saisie de 2 types d'information:

- la conductivité électrique de la solution du sol à 25°C (directement),

- la température du sol (indirectement).

1 - LA MESURE DE LA CONDUCTIVITE ELECTRIQUE "IN SITU"

Le capteur, implanté dans le sol, se branche directement sur un conductivimètre (on a utilisé le "salinity-bridge" de Soil Moisture Equipment Corporation). La mesure de la conductivité électrique de la solution du sol à la température conventionnelle de 25°C est obtenue par simple lecture après affichage des 2 paramètres caractérisant l'étalonnage du capteur. Celui-ci a été réalisé à partir de plusieurs solutions de conductivité connue (comprise entre 2 et 16 mmhos/cm) et est fourni par le fabricant^{*}. Il a été contrôlé, pour la plupart des salinity-sensors , au laboratoire. Le conductivimètre employé ne donne que des valeurs supérieures à 1,5 mmhos/cm.

1.1 Evolution dans le temps.

On a regroupé sur la figure l toutes les données acquises simultanément sur les 4 stations, de juillet I982 à septembre 1983. On a de plus indiqué la pluviométrie et les apports d'eau par irrigation. Les variations de la conductivité électrique de la solution du sol (CE_{ss}) à différentes profondeurs sont décrites:

a) en conditions naturelles (du 5/7/1982 au 13/6/1983)

On découpe approximativement cette année climatique en 3 périodes :

* Soil Moisture Equipment Corporation, Riverside CA.

* <u>de juillet jusqu'à fin octobre 1982</u>, période correspondant à la sécheresse estivale (pas d'irrigation sur la parcelle cette année) et aux premiers orages automnaux.

- 4

. On observe que la CE_{SS} augmente très nettement dans les horizons inférieurs proches de la nappe phréatique. Ce phénomène s'observe parfaitement sur la station ST3: à la cote 90cm, située à une dizaine de centimètres de la nappe, la CE_{SS} s'élève régulièrement et se stabilise en septembre-octobre à environ 13 mmhos/cm. On enregistre une très faible variation de ce paramètre à 60cm.

En ST2, l'évolution à 90 cm est assez similaire quoique moins spectaculaire car, compte tenu de la dénivelée entre les 2 stations (environ 20cm), la nappe se trouve plus éloignée du capteur: durant toute la période, la CE_{ss} s'accroît à peu près d'l unité par mois et atteint une valeur de 9 mmhos/cm à la fin du mois d'octobre.

Les horizons inférieurs sont donc fortement affectés par une salinisation dont l'origine se trouve liée à la présence d'une nappe phréatique salée (entre 7 et 10 mmhos/cm selon l'époque de l'année). Une grande partie du sol est soumise à une demande évaporatoire intense, celle-ci pouvant atteindre la nappe dans les zones les plus basses. L'eau dont la remontée par capillarité est loin d'être négligeable (MONTOROI, 1984) entraîne par voie de conséquence les sels solubles vers la surface.

. Les premières pluies, de forte intensité, ont une efficacité modérée sur la réhumectation du sol, car le ruissellement en surface et surtout à travers les fentes de retrait est très important. Elles n'ont donc que peu d'influence sur l'évolution de la conductivité électrique, si ce n'est en surface où la réhumectation est plus nette et où l'on note, par exemple en ST1 et ST2 à 30 et 60cm, de petits pics de variation. Ces derniers correspondraient à une dissolution et à un lessivage vers le bas des sels précipités durant la forte évaporation estivale.

. A 160cm en STO, on note des valeurs élevées de la CE_{ss} (environ 13 mmhos/cm) tout au long de la saison sèche, la teneur en eau ne variant quasiment pas. Ces valeurs sembleraient indiquer que les sels se concentrent au-dessus de la nappe. Cependant, faute d'informations similaires, on ne peut dire si cette constatation est généralisable au



Fig. 1 _ Evolution dans le temps de la conductivité électrique de la solution du sol (225°C)

ۍ ت



I

¢

reste de la parcelle ou s'il s'agit d'un phénomène localisé. On verra plus loin que la seconde hypothèse s'avèrera la plus probable.

7 ~

ŝ

A l20cm, des mesures faites sur la même station montrent qu'avant sa stabilisation durant tout l'été au voisinage de 4 mmhos/cm, la CE_{ss} décroît régulièrement depuis une valeur de 11 mmhos/cm.

* <u>depuis fin octobre jusqu'à fin février</u>, période correspondant aux pluies hivernales (leur répartition est de plus en plus irrégulière et leur hauteur inférieure à 30mm).

. Sur les stations ST2 et ST3, la CE_{ss} diminue nettement à 90 cm, respectivement de l'ordre de 6 à 8 mmhos/cm. L'influence de la nappe phréatique, que l'on a signalée précédemment à ce même niveau, s'estompe progressivement, car la percolation des eaux météoriques, quoique lente, devient prépondérante. Ce lessivage des sels est moins rapide lorsqu'on se situe au voisinage du niveau piézométrique de la nappe salée (cas de ST3). Donc, dans un premier temps, il y a désalinisation des horizons initialement salés par la nappe puis stabilisation de leur salure (2,5 et 5 mmhos/cm respectivement en ST2 et ST3).

. A l'inverse, la CE_{SS} augmente d'abord en STO (à 120cm), en STI (à 90cm) et à un degré moindre en ST2 et ST3 (à 60cm).

- en STO, la variation est forte et brutale (8 mmhos/cm en 15 jours). La CE_{SS} atteint une valeur de 12 mmhos/cm, voisine de celle enregistrée à 160cm, et ne varie quasiment pas durant toute la période considérée (tout comme celle à 160 cm).

- sur les autres stations, l'augmentation, beaucoup moins importante (environ 4,5 mmhos/cm en ST1), s'accompagne ensuite d'une diminution plus ou moins rapide.

Les apports d'eau, lors des premiers évènements pluvieux, permettent la resaturation du sol et provoquent la dissolution des sels précipités durant la saison sèche: d'où un accroissement de la CE_{SS} dans un premier temps. Ensuite, ces sels resolubilisés sont entraînés par les eaux de percolation vers la nappe: d'où une décroissance lente de la CE_{SS}. En fait, ces deux phases de mise en solution et de mobilisation des sels se font en concomitance, la première prédominante au début et la seconde ensuite, lorsqu'une bonne partie des sels est dissoute. En STO, la situation est sensiblement différente dans la mesure où la dissolution des sels à 120 cm entraîne une forte variation de la CE_{ss} sans changement ensuite. On peut imaginer qu'à ce niveau, la quantité de sels dissous ait été plus importante (ce qui explique le saut de la CE_{ss}) et que cette redissolution ne s'accompagne pas d'un lessivage(d'où une CE_{ss} élevée et inchangée). Plusieurs observations montrent qu'effectivement la teneur en sels reste plus élevée qu'ailleurs et que le drainage est peu favorisé (MONTOROI, 1983, 1984), notamment:

- la teneur en argile devient supérieure ou égale à 60% à partir de 140 cm (40% en surface),

- 20 à 25% de Na[†] échangeable à partir de 120 cm (de 10 à 15% dans les horizons supérieurs),

- une conductivité hydraulique très faible,

- une réhumectation des horizons inférieurs très lente après une longue période de dessèchement du sol.

★ <u>depuis fin février jusqu'à mi-juin</u>, période correspondant à un printemps sec (un seul épisode pluvieux d'environ 50mm début mars).

. En ST3 à 90 cm, la CE_{ss}, stabilisée à 5 mmhos/cm, recommence à augmenter pour atteindre, mi-juin, 16,5 mmhos/an. On retrouve donc le processus de salinisation vers le haut à partir de la nappe phréatique (voir description de la lère période).

. Dans les horizons non directement affectés par la nappe, la CE_{ss} diminue tout d'abord très lentement puis au cours de la 2ème quinzaine de mars, beaucoup plus rapidement. Fin mars, elle devient trop faible (< 1,5 mmhos/cm)pour être enregistrée. Le sol, soumis à une demande évapotranspiratoire de plus en plus intense, se dessèche progressivement depuis la surface. Les flux hydriques ascendants deviennent prédominants et les sels solubles sont entraînés vers la surface. VIEILLEFON (1983), parle alors de lessivage ou de dessalement vers le haut. Au fur et à mesure que la dessication du sol s'accentue, les conditions deviennent requises pour que certains sels atteignent leur seuil de précipitation. C'est le processus inverse (dissolution et lessivage vers le bas) que l'on observe en période de pluies hivernales. . En STO, il n'y a pas de modification dans l'évolution de la CE_{ss} à 160 cm. On note, toutefois, à 120 cm une très légère diminution de celleci qu'on se gardera d'interpréter, car le salinity-sensor correspondant s'est rendu subitement inopérant.

b) en irrigation (du 13/6 au 15/9/1983)

Durant cette période on a procédé à 5 apports d'eau, le premier par submersion de la parcelle et les suivants grâce à un réseau de canaux d'alimentation (irrigation à la raie). Les eaux, utilisées lors de ces irrigations, sont de même qualité (CE \sim 2 mmhos/cm; SAR \sim 4).

. Au voisinage de la nappe phréatique (à 90 cm en ST3), on enregistre une diminution de la CE_{SS} qui se stabilise ensuite aux alentours de 5 mmhos, Cette désalinisation du sol, à ce niveau, est tout à fait analogue à ce qu'on a pu observer avec les pluies hivernales.

. A des niveaux plus éloignés de la nappe, la réhumectation du sol permet de nouveau la lecture de mesures. A chaque irrigation, la CE_{SS} s'accroît par petits paliers. En effet, l'apport d'eau facilite la dissolution d'une partie des sels présents dans le sol (augmentation de la CE_{SS}) puis, la nouvelle période évaporatoire favorise le lessivage vers le haut et la reprécipitation de certains de ces sels (arrêt de l'augmentation de la CE_{SS} et même légère diminution dans certains cas). Et ce jusqu'à la prochaine irrigation.

. En STO, on note une brusque élévation de la CE_{ss} à 160cm, qui atteint environ 16 mmhos/cm. Il est difficile de dire s'il s'agit d'un effet de l'irrigation ou bien d'une anomalie dans le fonctionnement du capteur.

1.2 Fiabilité et validité des mesures.

Le salinity-sensor fonctionne dans des conditions satisfaisantes tant que le sol est en contact étroit avec l'élément électrolytique poreux. Les échanges entre la solution imprégnant celui-ci et la solution du sol sont alors possibles et l'équilibre ionique entre ces deux solutions s'établit d'autant plus vite. Une fissuration importante et profonde du sol en période de dessèchement est, à ce titre, préjudiciable à son bon fonctionnement. Il en résulte un décrochage du capteur sans doute sous l'effet conjugié de l'entrée d'air et de la précipitation de cristaux de sels dans la pastille poreuse. Ce décrochage peut se prolonger durablement et devenir irréversible à la réhumectation du sol, car le dégazage et la resolubilisation des sels sont lents voire impossibles. Le capteur ne peut plus être utilisé normalement. Par exemple, on s'est rendu très vite compte à l'usage que les salinity-sensors de la station STO, remis en service après 2 ans de séjour dans le sol, fonctionnaient très mal.

Indépendamment de ces considérations liées aux conditions de l'expérimentation, WOOD (1978), signale que l'étalonnage du capteur est susceptible de se modifier après 3 à 5 ans d'utilisation "in situ" et qu'il est alors souhaitable de le recontrôler au bout de 3 ans. Comme on n'a pas pu vérifier ceci au laboratoire, les mesures, faites en STO, seront donc à prendre avec certaines réserves. Pour les autres stations, on peut admettre que la durée d'implantation des capteurs autorise une interprétation satisfaisante des résultats.

La mesure de la CE_{ss} à l'aide du salinity-sensor permet de s'affranchir de la méthode de la pâte saturée qui nécessite de fréquents prélèvements tout en perturbant le sol et a l'avantage de faciliter son suivi dans le temps. L'étalonnage préalable du capteur établit la correspondance entre ces deux méthodologies. VIEILLEFON (1983) montre également, lors d'expérimentations diverses sur un monolithe de sol argileux, que l'évaluation de la CE_{ss} grâce à ce type de capteur s'accorde bien avec des mesures de la CE_{ss} faites sur des prélèvements directs de la solution du sol à l'aide de bougies poreuses.

Lorsque la salinité de la solution du sol change rapidement (en surface après une irrigation, par exemple), la réponse du salinity-sensor peut être relativement longue, car elle dépend du temps que met l'équilibre ionique de la solution de la pastille poreuse pour se déplacer^{*} (WESSELING et OSTER, 1973). Les auteurs proposent la correction des mesures de la CE_{SS}, lorsque la salinité subit des variations rapides durant un laps de temps inférieur à 5 jours.

Au cours de plusieurs cycles d'irrigation sur colonnes de sol, OSTER et INGVALSON (1967) estiment la précision des mesures à ± 0,5 mmhos/cm. Ceci est confirmé au champ par OSTER et WILLARDSON (1971) qui posent cependant la question de savoir si la CE mesurée avec un salinity-sensor est vraiment représentative de la CE d'un sol en place. Il semblerait que ce soit le cas, bien que les auteurs aient parfois relevé des valeurs

* la mise à l'équilibre dans un liquide est de quelques heures.

- 10 -

plus faibles, en partie à cause de l'accroissement de la perméabilité du sol perturbé par l'implantation verticale du capteur.

BRESLER(1982) signale, d'autre part, qu'au-delà d'une teneur en eau correspondant à un potentiel matriciel de 2 bars, le salinitysensor offre beaucoup moins de sensibilité aux variations de la CE_{ss}. Ceci limiterait donc son emploi aux sols bien humectés. 2 - LA MESURE DE LA TEMPERATURE DU SOL

Cette mesure à l'aide du salinity-sensor n'est pas directe, car elle suppose tout d'abord que l'on lise sur le conductivimètre la valeur d'une résistance, qui varie en fonction de la température ambiante du sol et qui correspond à une petite thermistance électrique incluse dans la cellule de conductivité. Cette valeur est rapportée à celle à 25°C, connue comme étant une caractéristique du capteur, et on détermine, à partir de c'e ratio, la température du sol moyennant l'emploi d'une abaque fournie par le fabricant. Les salinity-sensors sont restés fonctionnels (sauf quelques-uns plus anciens en STO) durant toute la campagne de mesures, même lors d'un dessèchement excessif du sol.

2.1 Variation au cours du temps.

2.1.1. Résultats expérimentaux

Les températures, enregistrées de juin 1982 à juillet I983 à différentes profondeurs, sont reportées sur la figure 2. Les écarts de température étant relativement faibles entre les 3 stations ST1, ST2 et ST3 (cf.§ 2.2), on choisit de ne représenter que les valeurs obtenues en ST2 à 30,60 et 90cm de profondeur. Celles-ci sont complétées par les mesures faites en ST0 à des cotes plus profondes (120 et 160 cm).

On fera les observations suivantes:

- quelque soit la profondeur, la température du sol varie au cours du temps en décrivant une courbe d'allure sinusoïdale, dont la période est de l'ordre de l'année. Les courbes $T_z(t)$ sont légèrement décalées dans le temps les unes par rapport aux autres. Cependant, le déphasage avec la courbe $T_{30}(t)$ croît régulièrement lorsque la cote z augmente: il est d'environ 15 jours à 60 cm et d'un mois et demi à 160 cm.

- les courbes $T_z(t)$ présentent également une amplitude qui varie selon la profondeur. Elles s'amortissent progressivement depuis la surface. A 30 cm l'amplitude thermique, mesurée entre les 2 extrema (évalués au 1/8/82 et au 1/2/83)est de 18,7°C. Elle devient, à 160 cm, égale à 10,7°C (les extrema étant estimés au 12/9/82 et au 7/3/83).



Fig. 2 Evolution dans le temps de la température (mesurée avec un salinity_sensor) à différentes cotes

1

,

5

a

- les courbes $T_z(t)$ se recoupent deux fois dans l'année, aux environs du 7/10/82 et du 20/4/83, définissant ainsi deux profils de température homogènes (respectivement de l'ordre de 24,2°C et 17,2°C).

- au voisinage du minimum des courbes $T_z(t)$ relatives aux couches supérieures, la température varie fréquemment et brutalement avec les pluies hivernales. On note, au niveau du maximum de ces courbes, des variations moins nombreuses mais plus intenses qui peuvent être attribuées aux vagues de chaleur que l'on rencontre à cette époque de l'année.

- les irrigations successives influent également sur l'allure régulière des courbes $T_z(t)$, notamment en surface où la température décroît légèrement. La lère irrigation, étalée sur 3 jours, en est une bonne illustration (diminution de 2,3°C à 30 et 60 cm). Cet effet se ressent en profondeur avec une intensité de plus en plus réduite. A 160cm, la température n'accuse pas de variation significative et demeure stable. Une infiltration de l'eau rapide et généralisée, par des fentes de retrait profondes, entraîne un refroidissement momentané du sol sur une grande épaisseur. Après chaque irrigation, les températures remontent très vite mais, il semblerait que les sinusoïdes s'amortissent légèrement par la répétition des apports.

- les courbes T_z(t) ne prennent pas en compte les micro-variations journalières de la température, car les mesures sont faites de jour, à peu près aux mêmes heures.

2.1.2. Expression graphique

On a essayé de représenter analytiquement les courbes $T_z(t)$. Les relations empiriques, qu'on obtient, sont de la forme

$$T_z = a + b \cos \frac{2\pi}{365} (t + \phi)$$

où |a, b sont les coefficients d'ajustement (exprimés en°C)

φ est le déphasage (exprimé en jours) par rapport à l'origine des temps que l'on fixe arbitrairement au ler août
 1982 (φ < 0 car il y a retard de phase).
 t et T sont respectivement exprimés en jours et en degrés Celsius. La période est de 365 jours.

- 14 -

Pour chaque cote z, les coefficients a et b sont calculés à partir des températures minimum et maximum:

a = (T max + T min) / 2 et b = (T max - T min) / 2 a représente la température moyenne et b la demi-amplitude.

Les dates, correspondant à ces 2 températures extréma, permettent de déterminer approximativement le déphasage ϕ (Tableau l).

Les expressions analytiques, ainsi définies, sont assez satisfaisantes en conditions naturelles. On a représenté, sur la figure 2, les courbes théoriques T_{30} (t) et T_{160} (t). Leur intersection se fait à peu près au 7/10/82 mais avec un petit décalage au printemps (environ le 5/4 au lieu du 20/4/83). Ceci est du à une légère remontée des températures du sol entre le 15 mars et le 15 mai, liée à une longue période de sécheresse.

2.1.3. Précisions relatives au régime thermique d'un sol.

Les expressions analytiques, dont on a bien insisté sur leur caractère empirique dans le paragraphe précédent, offrent une image très imparfaite de ce qu'est réellement le régime thermique d'un sol.Celui-cidérive en fait des perpétuelles modifications du régime climatique, transmises au niveau de l'interface sol-atmosphère. Les variations continuelles de la température du sol sont ainsi la réponse à une succession d'alternances régulières de jours et de nuits, d'hivers et d'étés. Les cycles thermiques journaliers (constituant des micro-variations à l'échelle de l'année) se surimposent au cycle thermique annuel (HILLEL, 1982).

a) En se plaçant dans des conditions idéales, c'est-à-dire en effectuant certaines approximations (homogénéité du sol vis-à-vis des transferts de chaleur par conduction...), on peut représenter les oscillations thermiques journalières ou annuelles, à une profondeur donnée, par une fonction sinusoïdale du temps (VAN WIJK et DE VRIES, 1963; HILLEL, 1982) de la forme:

 $T (z,t) = \overline{T} + A_z \sin(\omega t + \phi(z))$ (1)

É température moyenne (en °C)

 A_z amplitude à la cote z (en °C)

 $\phi(z)$ déphasage dans le temps à la cotez (en radians)

ω fréquence radiale (en rad/s)

Tableau l : calcul des paramètres de la relation T_z (t)

,

Profondeur	Températures extrema () dates correspondantes		Amplitūde thermique	Coefficients de la relation T _z (t)		Déphasage	
z, Cm	Tmin,°C	'Tmax,°C	(Tmax-Tmin), °C	a,°C	Ъ,°С	¢,jours	
30	10,9 (1/2/83)	29,6 (1/8/82)	18,7	20,25	9,35	0	
60	12,3 (18/2/83)	29,0 (16/8/82)	16,7	20,65	8,35	- 17	- 16
90	13,7 (18/2/83)	27,2 (16/8/82)	13,5	20,45	6,75	- 17	
120	13,0 (25/2/83)	26,5 (28/8/82)	13,5	19,75	6,75	- 26	
160	14,0 (7/3/83)	24,7 (12/9/82) ,	10,7	19,35	5,35	- 40	
L	·						

16 -

. Les auteurs admettent que, quelque soit la profondeur, la température oscille autour d'une valeur moyenne (\overline{T}) . D'après le tableau l, on note cependant pour les différents cycles annuels étudiés, une légère diminution (environ l°C) de la température moyenne (coefficient a).

. L'origine des temps est prise, lorsque la température de la surface augmente et est égale à la température moyenne \overline{T} . Le déphasage $\phi(z)$ se calcule par rapport à la courbe de surface T (o,t)= \overline{T} + Ao sin ωt .

Pour rendre compte de l'effet combiné des variations journalières et annuelles de la température du sol, l'expression mathématique(I) doit associer 2 fonctions sinusoïdales. En fait VAN WIJK et DE VRIES indiquent que, pour les sols les plus communs, les oscillations journalières sont totalement amorties dans les 50 premiers cm. Les mesures de GUPTA et al (1981) lors du calage d'un modèle de prédiction montrent également que cet amortissement est quasiment réalisé à partir de 30 cm. Donc, comme toutes les mesures de température ont été faites à des profondeurs supérieures ou égales à 30cm, il est assez raisonnable d'assimiler un cycle thermique annuel à une seule fonction sinusoïdale du temps.

VAN WIJK et DE VRIES montrent également que l'amplitude de température A_z, relative à l'oscillation thermique à la cote z [T(z,t)] diminue par rapport à l'amplitude A_o de l'osicllation de surface[T(o,t)] dans un rapport Az/A_o = $e^{-z/d}$ et que le déphasage dans le temps $\phi(z)$ est égal à - z/d. Le terme d, exprimé en cm, représente une profondeur caractéristique (z=d) à laquelle l'amplitude de température est égale à A_o/e ~ 0.37.A_o. En se référant aux caractéristiques thermiques du sol, les auteurs calculent également cette "profondeur d'amortissement" d à l'aide de la relation:

$$1 = (2k/C, \omega)^{1/2} = (2.Dh/\omega)^{1/2}$$

- k conductivité thermique (en cal/cm.s.°C)
- C capacité de chaleur volumique (en cal/cm³.°C)
- D diffusivité thermique (en cm²/s)
- ω fréquence radiale journalière (2 π/86400 rad/s) ou annuelle (2 π/365 x 86400 rad/s).

Comme ces caractéristiques thermiques dépendent des constituants minéraux et organiques du sol ainsi que des teneurs en air et en eau, le calcul se fait pour un type de matériau à différentes humidités: sur sol argileux pour une gamme d'humidité volumique variant de 0,2 à 0,4 cm³/cm³, les valeurs de d annuelles sont comprises entre 237 et 233,5cm.

En ce qui concerne les résultats récapitulés dans le tableau 1, on peut évaluer ce terme d en considérant les oscillations thermiques annuelles T (30,t) et T (160,t), pour lesquelles le rapport des amplitudes thermiques s'écrit : A $_{160}/A_{30} = e^{-(Z_{160} - Z_{30})/d}$

 $D'où d = - (Z_{160} - Z_{30}) / \ln (A_{160}/A_{30})$ = - (160 - 30) / 1n (10,7 / 18,7) = 232,9 cm

La valeur obtenue est donc très proche de celles calculées par VAN WIJK et DE VRIES. Ceux-ci expliquent physiquement l'amortissement et le décalage des oscillations avec la profondeur par le fait qu'une certaine quantité de chaleur est stockée et libérée dans une couche de sol lorsque la température de celle-ci augmente ou diminue.

b) Dans des conditions réelles, le régime climatique, notamment à l'échelle de l'année, est souvent perturbé par des accidents météorologiques (vagues de chaud ou de froid, nébulosité, pluies, neige...). De plus, les propriétés thermiques intrinsèques du sol (conductivité, diffusivité...) se modifient selon l'état d'humidité, la localisation géographique et la végétation. Les approximations d'homogénéité vis à vis des transferts de chaleur, relativement valables à l'échelle de la journée, ne le sont plus à l'échelle de l'année. D'où une certaine distorsion de la sinusoïde annuelle (VAN WIJK et DE VRIES, 1963). L'écart entre la courbe théorique et la courbe mesurée, que l'on observe de mars à mai 1983 (fig.2), pourrait ici s'expliquer, car cette période correspond à une sécheresse exceptionnelle.

2.2. Profils thermiques.

A des dates déterminées, les données précédentes, définissant à chaque cote et au cours des saisons des courbes oscillatoires, sont reprises sous forme de profils de température (fig.3).

30 T, *C 10 20 0 30 60 à (1) ł 90 × 281 7/82 0 121 9182 120 7110182 * (2) ▼ 5/11/82 + 25/ 1/83 1 • 11: 3/83 160 ¥ 201 4183 **▼**17l 5l83 Z, cm



(1) Station ST2 (2) # STO

- 19 -

Ces profils visualisent différemment:

- le déphasage dans le temps qui existe entre les oscillations thermiques des horizons de surface et celles des horizons profonds. Ces dernières présentent un retard qui augmente avec la profondeur et qui dépend de la facilité avec laquelle le sol conduit la chaleur (conductivité thermique).

- la diminution de l'amplitude thermique de ces oscillations, de la surface vers la profondeur du sol.

- l'inversion de signe du gradient de température à 2 époques de l'année. Celui-ci s'annule en octobre et en avril; il est positif en automne et en hiver (la température augmente avec la profondeur) et négatif au printemps et en été (phénomène inverse). Le gradient est, en valeur absolue, plus élevé en juillet qu'en janvier. Comme la conductivité thermique d'un sol dépendessentiellement de son humidité et de son aération (DUCHAUFOUR, 1984), sa dessication et sa fissuration excessives en période sèche sont susceptibles de freiner la diffusion de la chaleur et empêcher les couches profondes de se réchauffer davantage.

Etant donné que l'on dispose, sur les 3 stations STI, ST2 et ST3, de valeurs simultanées de la température aux cotes 30, 60 et 90cm, on peut aisément les comparer les unes aux autres à chacun de ces niveaux. Il s'avère que la mesure devient de moins en moins fluctuante lorsqu'on s'éloigne de la surface. A 30cm, l'intervalle de variation n'est jamais supérieur à 1,5°C, tandis qu'à 90cm, il se réduit à quelques dixièmes de degrés Celsius. C'est pourquoi, sur la figure 3, on a complété les profils thermiques par les mesures faites en profondeur sur la station ST0.

2.3. Fiabilité des mesures.

Pour savoir si les mesures de température sont significatives en valeur absolue, on les a comparées à celles recueillies à l'aide de thermomètres classiques sur la station météorologique de Saïda (fig.4).

Le nuage de points, correspondant à 106 couples de température pris à 50cm en STO et à 90cm en ST2, s'étire légèrement au-dessus de la droite théorique T (capteur) = T (station météo). La droite de





- 21 -

corrélation, qui est parallèle à celle-ci, indique que ce décalage ne dépasse pas 1,4°C sur l'intervalle de température 10°C _ 30°C.

Compte tenu du fait que la précision des 2 méthodes de mesure n'est pas tout à fait identique (la température est obtenue au dixième de degré Celsius avec un salinity-sensor,tandis que les valeurs fournies par l'Institut Météorologique de Tunis sont systématiquement entières), on peut considérer que le salinity-sensor mesure la température avec une fiabilité suffisante.

WOOD (1978) montre que la précision sur la mesure de la température diminue avec le temps, notamment après 3 ans d'utilisation au champ, entraînant ainsi des erreurs allant de - 1 à-3°C sur l'intervalle 13 _ 35°C.

RESULTATS EXPERIMENTAUX OBTENUS AVEC LES SONDES QUADRIPOLES

Les sondes quadripôles utilisées ont été fabriquées au laboratoire de la DRES (Tunis-Ariana) sur le modèle de RHOADES (1979) dérivé du modèle commercial décrit par RHOADES et VAN SCHILFGAARDE (1976).

Après avoir été introduit dans le sol à la profondeur désirée, le capteur est branché sur un générateur-résistivimètre (type MEGGER ET5). Celui-ci envoie, par l'intermédiaire des 2 électrodes externes, un courant continu d'intensité I et du champ électrique ainsi créé au voisinage de la sonde, on enregistre une différence de potentiel U entre les 2 électrodes internes. Le rapport U/I, équivalent à une résistance (loi d'ohm), est alors mesuré par l'appareil.

Cette résistance apparente R (ohms) de la zone explorée par le courant, doit être ensuite convertie en conductivité électrique apparente CEa (exprimée en mmhos/cm) en prenant en compte la constante de cellule K de la sonde. A une température du sol donnée (t,°C), on a : $CEa_t = K/R_t$. Par souci de cohérence avec de précédents travaux (VIEILLEFON et al, 1983; EL OUMRI et VIEILLEFON, 1983), on adoptera la terminologie "conductivité électrique globale" (CEG), plus représentative que CEa.

Pour comparer toutes les mesures de sondes quadripôles, faites au cours de l'année à des températures du sol variables, on les ramène à la température conventionnelle de 25°C. Ces températures sont évaluées à l'aide dessalinity-sensors, soit directement lorsque les 2 types de capteurs sont situés à la même cote; soit par interpolation entre 2 valeurs encadrant une mesure de sonde quadripôle. Ceci détermine alors un facteur de correction Ft lu dans une table (US Salinity Laboratory Staff, 1954). On obtient:

 $CEG_{25} = CEG_t \times Ft = (K/R_t)$. Ft.

La constante K, caractéristique de la sonde considérée, est déterminée empiriquement au laboratoire en immergeant celle-ci dans plusieurs solutions de conductivité électrique (CE ₂₅) connue et en mesurant les résistances R de ces solutions. Celles-ci n'étant pas oligatoirement à la température de 25°C, il y a lieu de corriger la valeur de R à l'aide d'un facteur Ft. Il vient: K = $CE_{25} \times R_{25} = CE_{25} \cdot (R_t / Ft)$, où K est exprimé en cm⁻¹. Les résultats (valeurs moyennes de K), obtenus pour les sondes utilisées, ont été rassemblés dans le tableau l du rapport de campagne 1982 (MONTOROI, 1983).

1 - ANALYSE DES RESULTATS.

Toutes les mesures, effectuées sur les stations STI, ST2 et ST3 de juillet 1982 à septembre 1983, sont reportées sur les figures 5 a, b et c. On n'a pas retenu celles de la station STO, car elles se sont avérées insuffisantes en raison d'anomalies de fonctionnement de certaines sondes. Celles-ci, étant implantées horizontalement, n'ont pas pu être remplacées au cours de la campagne. Seule la sonde à 160cm a donné des résultats cohérents.

1.1. Evolution de la CEG dans le temps.

- à 15cm, la CEG subit des variations en dent de scie au cours de la période où les pluies automnales réhumectent le sol et solubilisent les sels précipités durant la saison sèche. Ces variations sembleraient être de moins en moins fortes de STI à ST3. La CEG se stabilise ensuite, de novembre à janvier, à environ lmmho/cm, l'humectation du sol restant à peu près constante. A partir de début février, la prédominance des processus d'évapotranspiration entraîne le dessèchement du sol ainsi que le lessivage des sels vers le haut: d'où une diminution de la CEG, perturbée par de rares épisodes pluvieux.

Les irrigations provoquent une réponse des sondes quadripôles identique à celle occasionnée par les pluies automnales survenant après la saison sèche: un pic de variation à chaque apport, suivi d'une diminution de la CEG concomitamment à celle de la teneur en eau.

- à 30 et 45 cm, on retrouve les mêmes variations mais de plus en plus amorties avec la profondeur. Cependant de septembre à octobre, on ne remarque pas, sur ST3, de variations aussi nettes que sur les autres stations, peut-être parce que la nappe phréatique, en maintenant

- 24 -



١

- 100 A



b_Station ST2



c _ Station ST3



une humidité constante par remontée capillaire, annihile temporairement l'effet des pluies. Celles-ci provoquent, à partir de début novembre, un lessivage des sels. Puis, comme à la cote 15cm, il y a stabilisation de la CEG (entre 1 et 1,5 mmhos/cm).

Durant les irrigations, celle-ci varie assez peu à 45 cm. La sonde quadripôle, située à 30 cm en ST3, donne des valeurs anormalement élevées. Il est difficile d'en déterminer la cause car le phénomène semble très localisé. La détérioration de la cellule lors de la dessication du sol est envisageable.

- 60cm, l'évolution est similaire, sauf en fin de saison sèche: la variation de la CEG diffère selon la station considérée. En ST3, on observe au cours des mois de septembre et octobre, une élévation régulière qui fait passer la CEG de 2 à 3 mmhos/cm. On décèle également, juste avant les irrigations, l'amorce d'une telle variation. La proximité de la nappe phréatique favorise ainsi la salinisation progressive des horizons de surface. La station ST1 s'apparente beaucoup plus à ce qu'on a déjà décrit aux paragraphes précédents, tandis qu'en ST2, on se place dans une situation intermédiaire: montée lente puis brutale de la CEG. L'influence de la nappe est plus faible et l'effet des pluies se fait mieux sentir.

- à 120cm, il n'y a plus de variations, la teneur en eau restant sensiblement constante. En STI, on note seulement une légère montée jusqu'en octobre-novembre liée à l'influence de la nappe à ce niveau.

- à 180 cm, la sonde quadripôle des stations ST2 et ST3 plonge sous le niveau piézométrique de la nappe: la CEG n'accuse aucune variation significative. En ST1, les résultats obtenus sont en totale contradiction avec ce que l'on a vu précédemment: l'humidité du sol qui ne change quasiment pas à ce niveau laisserait plutôt supposer que la CEG reste stable. Or,après une forte élévation en été, c'est une décroissance régulière que l'on observe ensuite,y compris pendant la période irrigatoire. A priori, il est assez délicat d'avancer une explication plausible, hormis celle qui concernerait une fonctionnement défectueux du capteur.

1.2. Variation de la CEG avec la profondeur.

Pour chacune des stations étudiées, on a reporté, en fonction de la profondeur, les valeurs de la CEG, relatives à certaines dates (fig.6 a, b,

c et d). On a séparé les résultats obtenus en conditions naturelles et en irrigation. La figure 6d permet de comparer les stations entre elles. D'une manière générale, la CEG augmente régulièrement avec la profondeur.

* conditions naturelles (1982/1983)

Les 4 dates retenues, définissant 3 périodes bien distinctes, coincident avec des changements notables dans la dynamique des sels. Chaque période se caractérise par la prépondérance d'un processus.

- la période allant de la mi-juillet au début novembre correspond à une resalinisation du sol due à la dissolution des sels avec les premières pluies.

- la période suivante allant jusqu'à début mars est dominée par le lessivage des sels en profondeur.

- durant la dernière période (mars-avril), la CEG diminue de façon significative sur les 60 premiers centimètres (lessivage des sels vers le haut et précipitation).

* irrigation

Le comportement des stations au cours de la période globale d'irrigation est quasiment identique: les 60 premiers centimètres voient la CEG augmenter régulièrement. Des irrigations répétées entraînent ainsi une resalinisation du sol de plus en plus profonde, malgré les diminutions de la CEG, entre deux apports d'eau, consécutives à une reprise de l'évapotranspiration et du lessivage des sels vers le haut.

2 - SIGNIFICATION DE LA MESURE DE LA CEG.

La mesure de la résistivité d'un sol, qui s'inspire des techniques de prospection géophysique et à partir de laquelle on déduit la conductivité électrique apparente ou globale, a fait l'objet de nombreux travaux depuis plus d'une quinzaine d'années. L'objectif principal est d'établir une relation satisfaisante entre ce dernier paramètre et la conductivité électrique Fig. 6 Evolution dans le temps des profils de CEG

a_ Station ST1.



- 30 -





| 3] |

· · · ·

c. Station ST3.

4

0

15.

30

45

60

·120.

180

t z





I 32 ſ



ယ ယ

d_ Stations ST1, ST2, ST3 (période de réhumectation).

de la solution du sol, pour laquelle on se réfère à l'extrait de pâte saturée (US Salinity Laboratory Staff, 1954). Peu d'articles font intervenir des mesures "in situ" de la CE de la solution du sol, sans doute à cause de certaines limites dans l'emploi des appareils.

2.1. Plusieurs méthodes de mesure.

Les méthodologies utilisées pour évaluer la résistivité d'un sol sont assez variées et procèdent de la technique du quadripôle. On l'emploie sur le terrain, soit selon un dispositif en ligne (configuration WENNER), soit à l'aide d'une sonde mobile (RHOADES et VAN SCHILFGAARDE, 1976) ou fixe, de fabrication plus artisanale (RHOADES, 1979). Au laboratoire, des échantillons prélevés dans de petits cylindres sont dotés d'un dispositif multi-électrodes, soit sur le pourtour (GUPTA et HANKS, 1972), soit sur le sommet (RHOADES et al., 1977). Les différentes méthodes sont basées sur le même principe: une différence de potentiel appliquée entre 2 électrodes externes induit un courant entre les 2 électrodes internes, qui est fonction de l'aptitude qu'offre le matériau à conduire le courant. L'étude comparative, menée par NADLER et DASBERG (1980) à propos des méthodes de terrain, montre que, pour des humidités proches de la capacité au champ, la sonde quadripôle permet une bonne estimation de la salinité d'un sol, tandis qu'à des teneurs en eau plus faibles, le système WENNER reste encore opérationnel (dans la mesure où le sol ne présente pas de fortes hétérogénéités). Une technique au champ, faisant appel à l'induction électromagnétique, a été récemment développée dans les études de DE JONG et al., (1979) ainsi que celles de RHOADES et CORWIN (1981 et 1982).

2.2. Signification théorique.

Les travaux de GUPTA et HANKS (1972) ont montré la dépendance de la CEG vis à vis de la teneur en eau, selon une relation de la forme $CEG/CE_{eS} = a. 0 + b$

θ humidité volumique

CEG conductivité électrique globale

CE_{es} conductivité électrique de l'extrait de saturation.

Cette relation correspond à des conditions expérimentales bien précises.

RHOADES et al (1976) ont été plus loin en développant un modèle théorique qui assimile la phase liquide et la surface d'échange cationique des particules argileuses (phase solide) à 2 conducteurs placés en parallèle. La CEG s'exprime alors comme étant la somme d'une conductivité apparente liée aux ions libres présents dans la solution qui circule au sein du système poral (CE1) et d'une conductivité apparente de surface liée aux ions échangeables à l'interface liquide-solide (CE_s) :

$CEG = CE1 + CE_{S}$

En admettant que la CE de la phase liquide dépend de la conductivité électrique de l'eau (CEes), de sa teneur volumique 0, ainsi que de sa distribution dans le système de pores, la relation s'écrit alors:

 $CEG = CE_{es} \cdot \Theta \cdot T + CE_{s}$ (I)

où T est un coefficient de transmission qui tient compte de la géométrie des pores et de la perte de mobilité des ions au voisinage des interfaces liquide-solide et liquide-gaz.

RHOADES et al (1976) démontrent que T dépend linéairement de l'humidité volumique : $T = a. \Theta + b$, où a et b sont des coefficients empiriques.

En déterminant les paramètres a, b et CE_s , les auteurs établissent une série de droites CEG/CE_{es} à différentes teneurs en eau, constituant ainsi une méthode d'étalonnage.

Cette théorie suppose que le paramètre CE_s soit constant. Or, SHAIN-BERG et al (1980) montrent que, pour des conductivités électriques inférieures à 4 mmhos/cm, la relation CEG/CE_{es} devient non linéaire et ce d'autant plus que la teneur en argile est élevée (NADLER, FRENKEL, 1980). La contribution du terme conductivité de surface (CE_s), qui n'est plus constante, devient de plus en plus prépondérante au fur et à mesure que la CE de la solution du sol diminue.

NADLER et FRENKEL (1980) introduisent dans la relation (I), à la place de Θ .T, un facteur F qui évalue la tortuosité d'un milieu poreux. La CEG s'écrit alors: CEG = CE_{es}/F + CE_s. Pour que cette équation soit valable dans une large gamme d'humidité, ils suggèrent une équation modifiée, telle que CEG = (CE_{es}/F) (Θ / Θ _{sat}) + CE_s. Le facteur F, dépendant de l'humidité volumique Θ , est lié au potentiel de succion par une relation de la forme: h (Θ) = a. F (Θ), où a est une coefficient de proportionnalité (NADLER, 1982). 3 - ANALYSE SIMULTANEE DE LA CEG ET DE LA CE_{SS}.

La densité des sondes quadripôles, plus forte que celle des salinitysensors, a permis de recueillir des informations plus abondantes, parfois redondantes. On regrettera cependant de ne pas avoir placé une sonde quadripôle à 90cm, ce qui aurait permis une comparaison intéressante avec le salinity-sensor correspondant, lorsque l'influence de la nappe devient manifeste.

3.1. Analyse dans le temps

L'évolution de la conductivité électrique de la solution du sol et de la conductivité électrique globale, au cours de la période juillet 1982septembre 1983, est assez similaire. Elle montre les points suivants:

- le phénomène de la salinisation à partir de la nappe phréatique est mieux perçu avec les mesures des sondes quadripôles. Ceci a également été observé en laboratoire par VIEILLEFON et al (1983).

- les variations de la CEG suivent étroitement celles de la teneur en eau, surtout lorsque s'amorce une période de dessèchement (fig.7). Ceci provoque une certaine distorsion avec les résultats des salinity-sensors, qui mettent alors en évidence un lessivage des sels vers le haut. C'est donc, dans une gamme d'humidité relativement constante (au voisinage de la saturation), que l'on peut montrer la variation de la CEG en fonction de la CE_{ss}.

- la sonde quadripôle semble être beaucoup plus sensible aux variations de la salinité du sol, ce qui entraîne un léger décalage par rapport à la réponse du salinity-sensor. On a noté ceci lors d'une augmentation (dissolution des sels ou salinisation par la nappe) ou bien d'une diminution (lessivage des sels).

3.2. Relation expérimentale CE_{SS}/CEG

Compte tenu des informations recueillies, c'est essentiellement à la profondeur 60 cm (station ST3) que l'on peut établir une relation satisfaisante entre la CE_{SS} et la CEG. Pour conserver une humidité à peu près constante, on a considéré les couples de points correspondant à la période hivernale (novembre, décembre 1982) et à la période d'irrigation (allant de fin juillet à début septembre). On obtient la relation linéaire suivante (i) :



Comparaison humidité volumique / conductivité électrique globale _ Station ST2

 $CE_{ss} = 3,07 \times CEG - 1,43$, avec un coefficient de corrélation $r^2 = 0,95$ (fig. 8).

Cette relation est voisine de celle établie par HALVORSON et al (1977), pour une famille de sol présentant des caractéristiques similaires: $CE_{es} = 3.48 \times CEG - 1,07$, où CE_{es} représente la conductivité électrique de l'extrait de saturation. D'autres travaux,menés sur des sols argileux de Tunisie,ont également permis la détermination de relations du même type:

sur un sol situé à proximité du site d'El Habibia, CE_{es}=2,15 x CEG
 -1,30 (EL OUMRI et VIEILLEFON, 1983).

- sur un monolithe de sol de la basse vallée de la Méjerdah (site de Cherfech), CEG = 0,41 x CE_{SS} + 1,72 (à la cote 10 cm) ou encore $CE_{SS} = 2,46 x CEG - 4,23$ (VIEILLEFON et al, 1983).

Toutes ces droites CE_{ss} ou CE_{es} /CEG, relatives à des sols argileux, possèdent une pente comprise entre 2 et 3,5 . Celle-ci est, en outre, fortement liée à la texture du sol: elle est d'autant plus élevée que le sol est plus sableux (HALVORSON et al., 1977; EL OUMRI et VIEILLEFON, 1983).

Le fait de considérer dans cette relation, soit la CE de la solution du sol (CE_{SS} mesurée "in situ" à l'aide de salinity-sensors), soit la CE de l'extrait de saturation (CE_{eS} mesurée au laboratoire), ne signifie pas tout à fait la même chose dans la mesure où des sels peu solubles, comme le gypse, ayant précipité dans le sol, peuvent être mis en solution lors de la préparation de la pâte saturée (NADLER, 1981).

3.3 Estimation de la relation CE_{es}/CEG

RHOADES (1981) propose une méthode d'évaluation des coefficients de la relation CE_{es}/CEG à partir de certaines caractéristiques du sol. Ainsi, la pente se trouve être fortement correlée avec le pourcentage de saturation ou l'humidité à la capacité de rétention. L'ordonnée à l'origine se calcule en multipliant la pente par la valeur de la CE de surface (CE_s), qui n'est autre que l'ordonnée à l'origine de la relation inverse CEG/CE_{es} . Une relation linéaire lie ce paramètre CE_s au taux d'argile dans le sol



Ì

- 39 -

En se référant aux droites de corrélation, établies par l'auteur ^{*}, on déduit la relation suivante (ii): CE_{es} = 2,54 x CEG - 1,82. Cette relation est assez voisine de celle que l'on a obtenue avec les mesures directes de la salinité [équation (i)]. La méthode peut se révéler très utile,lors du diagnostic de la salinité à l'aide de la technique du quadripôle, sur un sol pour lequel on ne dispose pas d'étalonnage CE_{es}/CEG.

3.4. Estimation de la CEs

Pour des teneurs en sels suffisantes (> 3 - 4 mmhos/cm), la relation CEG/CE_{es} est linéaire et permet une estimation de la CE de surface (CE_s). L'équation (i) inversée donne ainsi une valeur de 0,46 mmhos/cm qui est proche de celle calculée par RHOADES et al (1976), sur un sol ayant une teneur en argile équivalente.

L'estimation de ce paramètre à partir des relations empiriques, proposées par le même auteur en 1981 (voir § précédent), est de 0,7 mmhos/cm. Des considérations plus théoriques permettent le calcul de la CE_s lorsque la relation n'est plus linéaire (NADLER et FRENKEL, 1980).

* Pente = - 0,2206 x (% saturation) + 14,6688
CES = 0,0247 x (% argile) - 0,0236
Ordonnée à l'origine = Pente x CEs
avec % saturation= 55
% argile = 30 (Station ST3, à 60cm).

CONCLUSION

L'étude des variations des différentes mesures de la conductivité électrique au cours du temps met bien en évidence les processus de dissolution, de précipitation et de lessivage des sels au niveau des profils observés. Le sol étant très peu salé, l'amplitude de variation est généralement peu importante. Seule la présence d'une nappe phréatique salée à faible profondeur engendre, au cours de longues périodes de sècheresse, de forts accroissements.

Pour pallier ce phénomène de salinisation par remontée capillaire de la nappe, il est absolument impératif de procéder à une irrigation systématique, le rythme pouvant être d'environ une quinzaine de jours. Des apports d'eau successifs entraînent également une resalinisation du sol, processus qui demeure cependant moins intense: l'eau d'irrigation est peu salée, si on la compare à celle de la nappe. Les pluies hivernales évacuent ensuite une partie des sels.

Les capteurs électriques, utilisés sur le terrain, permettent des mesures en continu et non perturbatrices du milieu. Néanmoins, certaines contraintes limitent leur emploi systématique.

. le salinity-sensor a surtout l'inconvénient d'avoir un temps de réponse assez long lorsque la salinité varie rapidement. Des problèmes de calibrage surviennent fréquemment après plusieurs années d'implantation dans le sol. Il y a décrochage du capteur lorsque le matériau se situe à un stade avancé de dessèchement et développe des fentes de retrait importantes. De plus il est particulièrement onéreux.

Une utilisation localisée de ce type de capteur (par exemple au-dessus d'une nappe salée ou dans la zone racinaire) pourrait être envisagée, afin de prévenir tout risque de salinisation et d'adadpter l'irrigation en conséquence.

. la sonde quadripôle, que l'on peut fabriquer à bon marché, se révèle être moins contraignante que le salinity-sensor. Elle peut être utilisée au champ de manière fixe ou mobile. C'est un outil intéressant de diagnostic ou de contrôle de la salure des sols irrigués: il nécessite cependant un étalonnage préalable par rapport à une méthode de mesure de la conductivité électrique de la solution du sol, soit directe (par exemple à l'aide de salinity-sensors), soit indirecte (extrait de saturation). Cet étalonnage doit être effectué à des teneurs en eau relativement constantes.

En outre, le salinity-sensor offre la possibilité de mesurer la température du sol. L'étude des variations de ce paramètre au cours d'un cycle annuel et à des profondeurs différentes démontre que cette information supplémentaire est indispensable sur une grande partie de l'année, si on veut que les mesures de conductivité électrique "in situ" soient exploitables. Les relations empiriques $T_Z(t)$, qui donnent une estimation satisfaisante de la température du sol à une date quelconque,n'ont de valeur que sur la période considérée.La variabilité interannuelle de ces courbes n'a pas été abordée, mais il est souhaitable d'en tenir compte si on désire aborder d'autres cycles annuels. La connaissance du paramètre température peut se révéler également instructif à l'occasion de l'étude géochimique de la solution du sol.

BIBLIOGRAPHIE

- BRESLER (E.), McNEAL (B.L.), CARTER (D.L.) 1982 Saline and sodic soils. Principles, Dynamics, Modeling. Ed.Springer - Verlag, 236 p.
 - CORWIN (D.L.), RHOADES (J.D.) 1982 An improved technique for determining soil electrical conductivity - depth relations from aboveground electromagnetic measurements. Soil Sci. Soc. Am. J., 46, 517-520.
 - DE JONG (E.), BALLANTYNE (A.K.), CAMERON (D.R.), READ (D.W.L.) 1979 -Measurement of apparent electrical conductivity of soils by an electromagnetic induction probe to aid salinity surveys. Soil Sci.Soc. Am. J., 43, 810-812.

DUCHAUFOUR (P.) - 1984 - Abrégé de Pédologie. Ed. Masson, 220 p.

- EL OUMRI (M.), VIEILLEFON (J.) 1983 Etude expérimentale de la conductivité électrique globale des sols. Application à l'estimation de leur salinité. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol.XX (2), 91-108.
- GUPTA (S.C.), HANKS (R.J.) 1972 Influence of water content on electrical conductivity of the soil. Soil Sci.Soc.Am.Proc., 36, 855-857.
- GUPTA (S.C.), RADKE (J.K.), LARSON (W.E.) 1981 Predicting temperatures of bare and residue covered soils with and without a corn crop. Soil Sci. Soc. Am. J., 45, 405-412.
- HALVORSON (A.D.), RHOADES (J.D.), REULE (C.A.) 1977 Soil salinity. Four electrode conductivity relationships for soils of the northern Great Plains. Soil Sci. Soc. Am. J., 41, 966-971.
- HILLEL (D.) 1982 Introduction to soil physics. Academic Press, New-York, 364 p.
- MONTOROI (J.P.) Etude de la dynamique de l'eau et des sels sur une séquence de sol argileux de la basse vallée de la Mejerdah (secteur d'El Habibia).
 - 1983 Rapport de la campagne 1981-1982. DRES ORSTOM, Tunis, ES 207, 49 p., annexes (15 p. + 1 plan).
 - 1984 Rapport de la campagne de mesure 1983. lère partie: caractérisation hydrodynamique. DRES-ORSTOM, Tunis, ES 213, 83 p.

- 43 -

- NADLER (A.) 1981 Field application of the four-electrode technique for determining soil solution conductivity. Soil Sci. Soc. Am. J., 45, 30-34.
- NADLER (A.) 1982 Estimating the soil water dependence of the electrical conductivity soil solution/electrical conductivity bulk soil ratio. Soil Sci. Soc. Am. J., 46, 722-726.
- NADLER (A.), DASBERG (S.) 1980 A comparaison of different methods for measuring soil salinity. Soil Sci. Soc. Am. J., 44, 725-728.
- NADLER (A.), FRENKEL (H.) 1980 Determination of soil solution electrical conductivity from bulk soil electrical conductivity measurements by the four-electrode method. Soil Sci. Soc. Am. J., 44, 1216-1221.
- OSTER (J.D.), INGVALSON (R.D.) 1967 In situ measurement of soil salinity with a sensor. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 31, 572-574.
- OSTER (J.D.), WILLARDSON (L.S.) 1971 Reliability of salinity sensors for the management of soil salinity. Agron. J., 63, 695-698.
- RHOADES (J.D.)- 1979 Inexpensive four-electrode probe for monitoring soil salinity. Soil Sci. Soc. Am. J., 43, 817-818.
- RHOADES (J.D.) 1981 Predicting bulk soil electrical conductivity versus saturation paste extract electrical conductivity calibrations from soil properties. Soil Sci. Soc. Am. J., 45, 42-44.
- RHOADES (J.D.), CORWIN (D.L.) 1981 Determining soil electrical conductivitydepth relations using an inductive electromagnetic soil conductivity meter. Soil Sci. Soc. Am. J., 45, 255-260.
- RHOADES (J.D.), INGVALSON (R.D.) 1971 Determining salinity in field soils with soil resistance measurements. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 35, 54-60.
- RHOADES (J.D.), KADDAH (M.T.), HALVORSON (A.D.), PRATHER (R.J.) 1977 -Establishing soil electrical conductivity-salinity calibrations using four-electrode cells containing undisturbed soil cores. Soil Sci., 123 (3), 137-141.
- RHOADES (J.D.), RAATS (P.A.C.), PRATHER (R.J.) 1976 Effects of liquid-phase electrical conductivity, water content, and surface conductivity on bulk soil electrical conductivity. Soil Sci. Soc. Am. J., 40, 651-655.
- RHOADES (J.D.), VAN SCHILFGAARDE (J.) 1976 An electrical conductivity probe for determining soil salinity. Soil Sci. Soc. Am. J., 40, 647-651.

RICHARDS (L.A.) - 1966 - A soil salinity sensor of improved design.Soil Sci. Soc. Am. Proc., 30, 333-337.

- SHAINBERG (I.), RHOADES (J.D.), PRATHER (R.J.) 1980 Effect of exchangeable sodium percentage, cation exchange capacity, and soil solution concentration on soil electrical conductivity. Soil Sci. Soc. Am. J., 44, 469-473.
- U.S. Salinity Laboratory Staff 1954 Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. US. Dept. Agr. Handbook 60, 160 p.
- VAN WIJK (W.R.), DE VRIES (D.A.) 1963 Periodic temperature variations in a homogeneous soil. In "Physics of Plant environment" (W.R. van WIJK, ed.), North-Holland Publ. Amsterdam, 102-143.
- VIEILLEFON (J.), VALLES (V.), VALLES (A.M.) 1983 Etude méthodologique des transferts d'eau et des sels dans un monolithe de sol argileux. 3ème partie : suivi de la salure par capteurs et caractérisation chimique des solutés. DRES-ORSTOM, Tunis, ES 203, 70 p.

WESSELING (J.), OSTER (J.D.) - 1973 - Response of salinity sensors to rapidly changing salinity. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 37, 553-557.

WOOD (J.D.) - 1978 - Calibration stability and response time for salinity sensors. Soil Sci. Soc. Am. J., 42, 248-250.