

INTRODUCTION A LA GEOCHIMIE DES SOLS SALES.

Jean-Olivier Job

Chargé de recherche ORSTOM,

Décembre 1992.

ref: Grefo.doc

Mission ORSTOM de Tunis, 5 impasse Cheherazed, 1004 El Menzah I, Tel 750.009

Le présent fascicule est un document provisoire à circulation limité. Il est distribué tel que pour le seul bénéfice du lecteur. Sous sa forme actuelle, il ne peut que donner un aperçu des paramètres mesurables des sols salés, pour l'étude de leur fonctionnement géochimique. Il est en cours d'achèvement et doit être complété par deux chapitres sur les mesures de terrain et sur l'interprétation des résultats.

CHAPITRE I- GENERALITES.

1.1- Introduction.

En général, il est difficile d'exposer les propriétés d'un sol sans parler de ses constituants minéraux et organiques, de l'activité biologique qui s'y développe et de la structuration du sol qui en résulte. Car c'est l'effet conjoint de ces paramètres qui gouverne les relations sol-eau-plante qui aboutissent à la production végétale. Pourtant, dans ce qui suit, nous n'aborderons que le fonctionnement géochimique des sols salés. Il doit être clair que cette approche est incomplète du point de vue agronomique. Elle permet cependant d'aborder les phénomènes de transferts de sels dans les paysages arides et semi-arides, qui sont très importants à toutes les échelles, parcelle, périmètre irrigué, bassin versant.

Les sols salés contiennent des minéraux solubles divers (cf. Annexe A), mais où NaCl domine le plus souvent. C'est la dynamique de ces sels dans le système sol-eau qui sera le sujet de l'étude des sols salés telle que nous la présentons ici. Le rôle particulier de l'ion sodium apparaîtra tout au long de cet exposé sans être expressément séparé. Nous allons donc essayer de comprendre les phénomènes physico-chimiques, sachant qu'ils n'agissent jamais seuls dans le fonctionnement du sol. Nous aborderons également l'analyse en laboratoire et la mesure de salinité sur le terrain qui sont deux aspects importants de l'évaluation des sols salés. Nous nous limiterons aux sols basiques, continentaux, dans les zones arides et semi-arides.

Ni l'hydrodynamique du sol en tant que milieu poreux, ni l'hydraulique agricole en tant que technique ne seront abordés ici bien qu'irrigation, drainage et salinité soient trois aspects inséparables de la mise en valeur des sols salés.

Le but de cet exposé est donc d'expliquer les phénomènes chimiques de base qui ont lieu dans les sols salés. C'est la condition nécessaire à la compréhension de leur comportement dans le paysage agronomique.

1.2- Importance agronomique des sols salés.

Les sols salés sont déjà cultivés au Moyen-Orient au quatrième millénaire, dès qu'apparaît le besoin de s'affranchir des aléas du climat par l'irrigation des cultures (vallée de la Diyala, en Irak, vers 4500 av. J.C.). A cette époque les rendements sont faibles et les apports d'eau probablement réduits au strict minimum. Même dans ces conditions la perversité des sols salés se fait déjà sentir (Jacobsen, 1982; Job, 1992). Il faudra cependant attendre les débuts de la mécanisation de l'agriculture et les civilisations agricoles pionnières pour que des solutions soient cherchées et partiellement trouvées. Le problème de la salure des sols se posera d'ailleurs en des termes différents suivant le climat et le type de culture, en URSS, en Afrique du Nord et aux USA, et chaque civilisation adoptera sa propre approche pour l'aborder. La terminologie actuelle de la pédologie des sols salés riche en termes d'origines diverses, Américaine, Russe, Arabe, Française, est là pour en témoigner.

Actuellement, les surfaces contaminées par les sels représenteraient 900 millions d'hectares (Szabolcs, 1979) dont 180 de sols sulfatés acides d'origine marine, le reste étant d'origine continentale (fig.1).

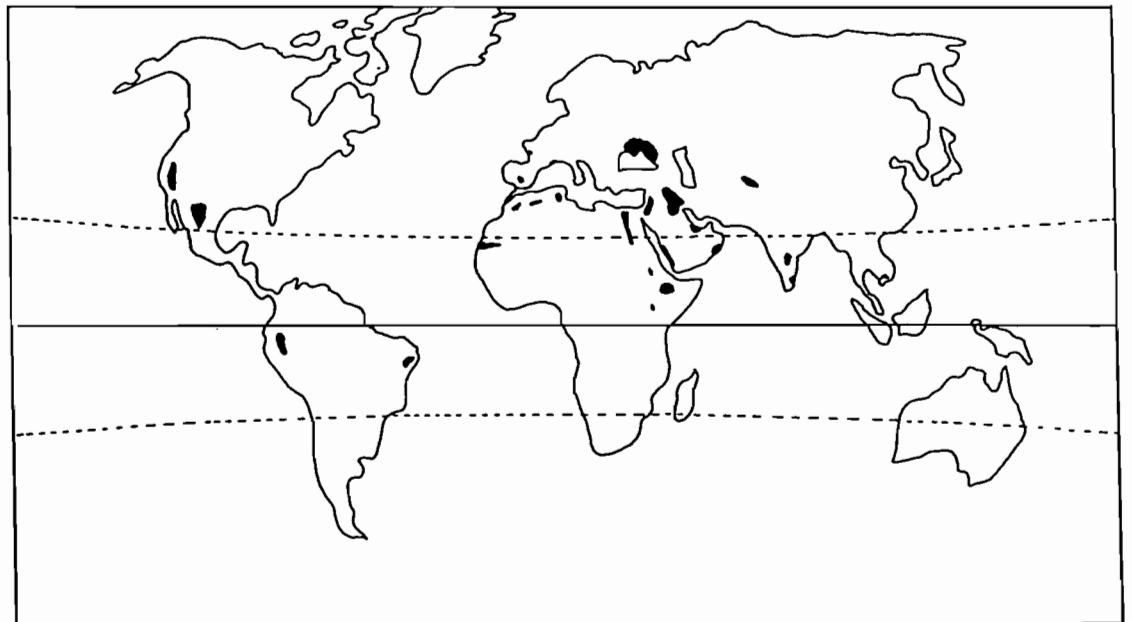


Fig.1- Localisation des sols salés dans le Monde.

L'acuité du problème du développement de la salure des sols peut être mis en lumière à deux niveaux:

1- D'abord au niveau global dans le monde, si l'on régarde le développement de l'irrigation au cours de l' Histoire:

- époque pré-chrétienne: 8 millions d'hectares, (en Egypte, Moyen-Orient, Chine, Est et Sud du bassin Méditerranéen).

- fin du XIX° siècle: 40 mha (avec en plus: Inde, Russie, Amérique du Nord, Japon, tout le bassin Méditerranéen).

- milieu du XX° siècle: 180 mha (Afrique, Amérique du Sud, Australie, Pacifique, toute l'Europe du Sud).

Le développement est donc très rapide. il met en jeu de gandes quantités d'eau. Il s'en suit un déplacement important des sels dans le paysage.

2- Ensuite au niveau de chaque région et de chaque paysage: en zone aride, l'agriculture irriguée se développe de préférence dans les parties du paysage où l'eau peut être distribuée le plus facilement, c'est à dire en bordure des parties basses. C'est précisément dans ces zones que les sols salés se développent de manière naturelle. La remobilisation des eaux y entraîne invariablement celle des sels. On peut donc dire que toutes les extensions de cultures sont menacées plus ou moins gravement.

1.3- Formation des sols salés.

Au cours du temps, à l'échelle géologique ou pédologique, deux grands modes de formation sont possibles:

1.3.1- La salure peut-être d'origine marine, le plus souvent lagunaire, c'est le cas des sols sulfatés acides des mangroves des côtes basses des bordures ouest-océaniques tropicales actuellement, c'est le cas des formations Triasiques et Mio-pliocènes de l'Afrique du Nord qui renferment des quantités considérables de sels.

1.3.2- La salure peut être d'origine continentale, principalement par évaporation de l'eau d'irrigation ou de l'eau qui stagne dans les parties basses du paysage. Ce dernier cas représente la situation la plus fréquente en Tunisie. dans ce dernier cas, le transport des sels dans le paysage est assuré par les pluies de ruissellement, les réseaux de drainage artificiel, les cours d'eau. L'étape ultime du transport est la mer, mais dans les cas de paysage endoreique, comme en Tunisie, les sels s'accumulent dans les parties basses, formant des chotts de grande ampleur sans jamais l'atteindre.

De toutes les voies qui mènent à la salinisation des sols, la voie anthropique, ou salinisation secondaire, est la plus importante. C'est la plus rapide et aussi la seule que l'on puisse éviter. Elle se manifeste surtout sous les climats arides, quand l'ETP est largement supérieure à la pluviométrie (l'ETP atteint 1500 à 3000 mm/an alors que la pluviométrie est le plus souvent inférieure à 300 mm).

Quand la nappe est à moins de 2 mètres de profondeur, l'eau monte en surface par capillarité et s'évapore, abandonnant sa charge en sels sur l'horizon superficiel. Le bilan pluviométrique va dans le sens d'une accumulation de sels qui diminuent la fertilité et l'activité biologique génératrice de structure. Les micro-cristaux de sels peuvent briser mécaniquement la structure des agrégats argilo-limoneux en surface des sols. Il se forme une moquette poudreuse, et l'érosion éolienne, qu'une végétation claismée ne peut pas empêcher, décape la partie la plus riche des sols. Ce processus dépend de l'ascension capillaire, faible pour les sols sableux, forte pour les sols limoneux, variable pour les sols argileux.

La salinisation des sols peut donc entraîner leur dégradation irréversible.

1.4- Morphologie et situation des sols salés.

Dans les zones arides, les minéraux primaires sont peu altérés, les profils des sols sont hétérogènes dans leur nature et leur distribution. Il y a donc une réserve d'ion importante d'une part et une distribution hétérogène des sels de l'autre. Ce sont des caractéristiques générales, dont il faut tenir compte dans l'étude des milieux arides.

Il existe de plus des traits morphologiques propres aux sols salés. Par exemple, il existe des sols à horizon cimentés en profondeur ou en surface (duripan), constitués de carbonate de calcium ou de gypse, qui ont une très faible porosité, rendant difficile le drainage. La précipitation de micro-cristaux de sels peut détruire la structure et produire un tapis de poudre à la surface du sol (conséquence: susceptibilité à l'érosion éolienne,) etc...

Il y a donc une morphologie particulière aux sols des régions arides en général, et à fortiori aux sols salés.

On peut l'expliquer en partie par l'étude de phénomènes physico-chimiques fondamentaux.

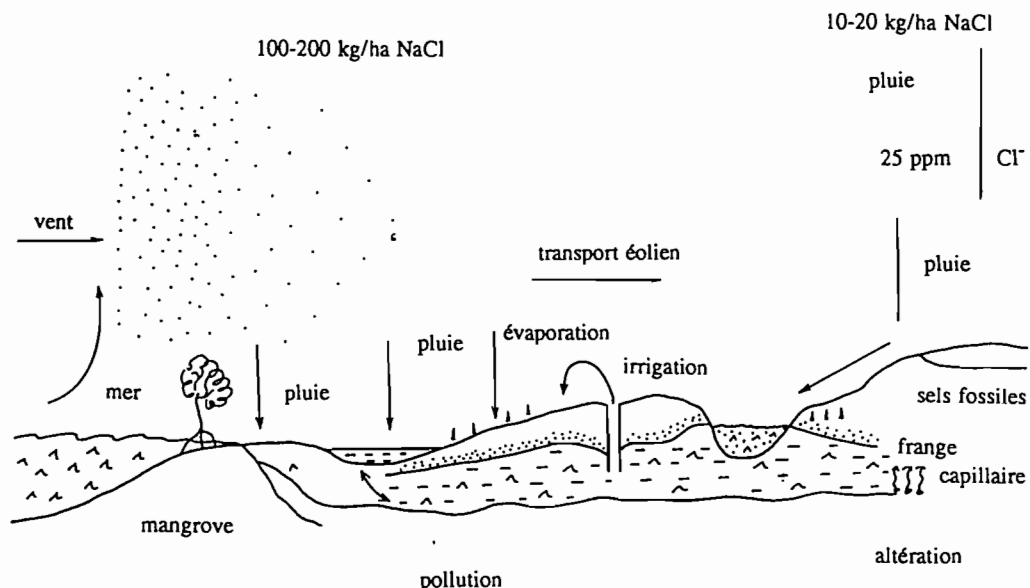


Fig.2- Situation des sols salés dans le paysage.

CHAP II. LES PHENOMENES CHIMIQUES FONDAMENTAUX.

2.1- L'échange d'ion dans les argiles.

2.1.1- les fondements théoriques de l'échange:

Les argiles sont des silico-aluminates de structure cristalline tétraédrique ou octaédrique. Au cours de leur formation, il s'est substitué aux atomes de Al et/ou de Si, un certain nombre d'atomes de valence inférieure Mg ou Fe entre autres, créant ainsi un déficit de charge positive permanent (tab.2). Ce déficit est comblé avec les cations libres du sol: H, K, Na, Ca, Mg, qui se fixent au voisinage immédiat de la surface des argiles. Ces ions, adsorbés de manière réversible°, peuvent s'échanger avec les cations de la solution du sol. Il existe en plus des charges de rupture aux bords des feuillets d'argile, qui ont une densité variable avec le pH. Le phénomène d'échange d'ions dans les argiles est!! fondamental.

Ca	Mg	Fe	Al	Si	O	(OH)	Log K (298,15°K)= -2,23
0,10	0	0,8	1,4	3,8	10	2	
Ca	Mg	Fe	Al	Si	O	(OH)	=6,58
0,2	0,3	0,4	1,8	3,6	10	2	
Ca	Mg	Fe	Al	Si	O	(OH)	=11,56
0,3	0,3	0,2	2,2	3,4	10	2	

Tab.1.-Exemple de formules de Montmorillonites et leur solubilité (Tardy et Garrels, 1974).

2.1.2- la répartition des ions à la surface des argiles:

Une représentation très schématique des sites d'échange et de la distribution des ions à leur voisinage immédiat est donnée Fig.3 et Fig.4.

Différentes théories permettent d'expliquer la répartition des ions au voisinage des argiles. Nous appellerons R- le substrat argileux et son site d'adsorption correspondant à un déficit de charge unité. Les ions adsorbés, ou échangeables seront notés R-Na ou R-Ca et les ions libres en solution du sol Na et Ca sans signe de valence. La capacité d'échange cationique, ou CEC est le nombre des sites d'échange en me, rapporté à 100 gr de sol. Le phénomène le plus important est l'échange mono-divalent, illustré par l'exemple Ca-Na. Les résultats acquis pour ce couple d'ions peuvent être généralisés sans problèmes.

° L'ion K, ayant un encombrement stérique faible peu de surcroît se fixer entre deux feuillets de certaines argiles de manière irréversible.

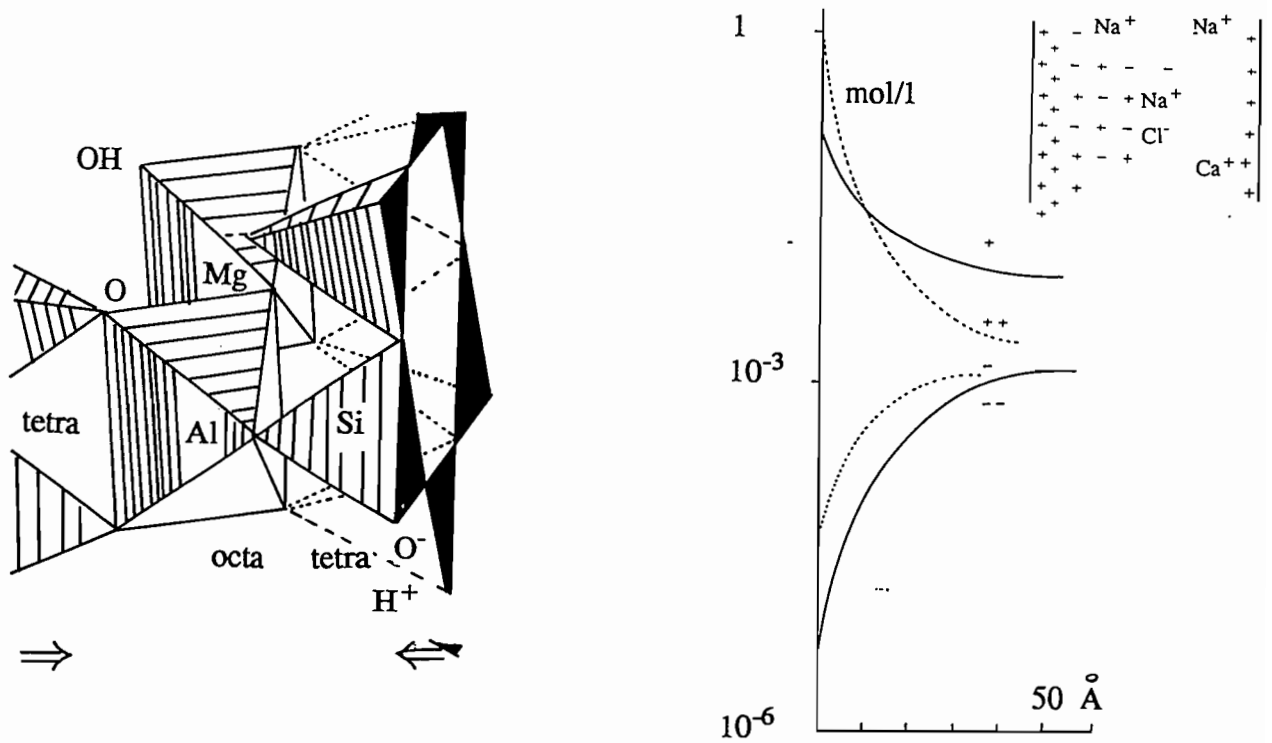
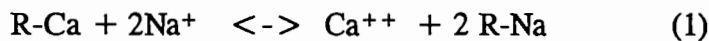


Fig.3- a) Localisation des sites d'échange cationique dans les argiles. b) Distribution des ions au voisinage de la surface des argiles dans la théorie de la double couche diffuse.

Il n'y a pas de difficulté dans le calcul de l'échange mono-monovalent. Dans tout ce qui suit, on supposera le sol assez humide pour que les réactions d'échange entre l'eau du sol et les argiles aient lieu librement. La pression du sol sera assimilée à la pression atmosphérique (système ouvert).

2.1.3- la loi d'action de masse:

Soit l'équilibre:



La loi d'action de masse s'écrit:

$$K_a = \frac{(\text{Ca})(\text{R-Na})^2}{(\text{R-Ca})(\text{Na})^2} \quad (2)$$

Cette loi n'est applicable que pour des activités. Or l'activité d'un ion adsorbé sur un support solide, en l'occurrence une argile, n'est pas définie. Il faut donc modifier la formulation de cette loi. On voit d'ailleurs que l'équation (1) ne peut pas être équilibrée par rapport à R.

2.1.4- la loi d'action de masse modifiée par Vanselow (1932):

Pour contourner cette première difficulté, on suppose que les activités des ions adsorbés sont proportionnelles à leur fraction molaire:

soit:

$$(R-Na) = k [R-Na]/[R-Na + R-Ca] \quad (3)$$

$$(R-Ca) = k' [R-Ca]/[R-Ca + R-Na] \quad (4)$$

d' où:

$$K_v = (Ca)[R-Na]^2 / (Na)^2 [R-Na + R-Ca]$$

K_v est sensiblement constant pour une argile donnée à faible concentration intermicellaire, mais pas pour des mélanges d'argiles comme c'est le cas quasi-général dans les sols. A titre indicatif une valeur de $K_v = 4,0$ est donnée par Bresler pour l'échange Ca-Na pour un sol bien particulier.

2.1.5- Double couche diffuse (Gouy-Chapman-Stern):

Une couche plane (surface d'argile) portée à un potentiel ψ_0 et plongée dans un milieu de concentration N_0 produira un potentiel ψ et une répartition N_i à une distance d de sa surface. N_i et ψ sont donnés par:

$$N_i = N_0 \exp(Ze\psi/KT) \quad \text{équation classique de Boltzmann} \quad (5)$$

qui peut s'écrire, dans la cas de l'échange Ca-Na:

$$\gamma_i/\gamma_s = (R/\gamma_s \sqrt{\beta}) \operatorname{Arcsinh} [\gamma_s / (R + 4v \sqrt{C_2})] \quad (6)$$

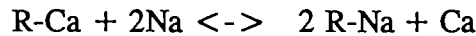
équations dans lesquelles:

N_i, N_0 sont des nombres de particules,
 Z la valence,
 K la constante de Boltzmann,
 T la Température absolue,
 $R = (Na)/\sqrt{(Ca)}$ en mol.l^{-1} dans la solution intermicellaire,
 γ_i la fraction R-Na/CEC
 γ_s la fraction CEC/(surface totale argile)
 β une constante égale à $1,08 \cdot 10^{15} \text{ cm.mmol}^{-1}$ à 25°C
 v un coefficient d'interaction entre particules ($\neq 1$),
 C_2 la concentration de Ca en solution mol.l^{-1} .

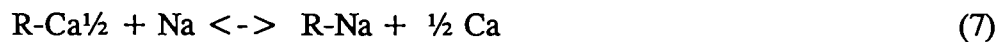
Une telle distribution à été étudiée par Bolt (1955). Une représentation en est donnée Fig.3b par Bresler (1970) pour des sels symétriques ($\text{NaCl} + \text{CaSO}_4$ par exemple). Shainberg et Kemper ont montré que si l'on pouvait négliger les effets de bordure, γ_i/γ_s était sensiblement constant (et, dans les condition de leur expérience, égal à 0,3 pour $10 < R < 1000$). On notera que l'équation (6) ne met pas en évidence la selectivité d'une même argile pour différents ions.

2.1.6- L'équation de Gapon:

Soit l'équilibre (1) :



On peut écrire aussi:



avec:

$$K_g = \frac{[R-Na][Ca]^{1/2}}{[R-Ca^{1/2}][Na]} \quad (8)$$

Les crochets représentent alors des concentrations exprimées en mol.l⁻¹ en solution et en me.100g⁻¹ sur l'échangeur. On retrouve ici formulée l'ambiguïté physico-chimique du système (Laudelout, 1980).

K_g est sensiblement constant pour ESP < 30 % pour le couple Ca-Na. Il est intéressant de noter que les essais menés par l'US Salinity Laboratory ont conduit, en 1954 à une relation similaire, au terme -0,0126 près:

$$ESR = 0,01465 SAR - 0,0126 \quad (9)$$

Formule dans laquelle ESR est le rapport R-Na/(CEC - R-NA), c'est à dire la fraction disponible des charges occupées par Na, et SAR un paramètre appelé sodium adsorption ratio égal à $Na/\sqrt{1/2}(Ca+Mg)$, caractéristique de la solution du sol qui sera explicité plus loin.

Les auteurs ont associé Ca et Mg en prenant la moyenne de leur concentrations en solution, approximation aussi heureuse que discutable.

En résumé, on voit que les approches théoriques seules ne décrivent les phénomènes naturels qu'au prix d'une application limitée et que les approches expérimentales ne sont explicables qu'en faisant quelques entorses aux théories.

Cependant ces tentatives permettent de comprendre une partie du comportement chimique des sols salés. Il faut associer aux lois d'échange celles qui régissent les phénomènes de dissolution-précipitation. (Produits de solubilité, calcul des ions appariés, calcul des activités.) qui sont du domaine classique de la chimie des solutions. La physique du sol directement liée à sa salinité sera restreinte à l'étude succincte de la floculation et de la dispersion des argiles.

2.2- La floculation-dispersion des argiles.

Nous ferons simplement trois remarques d'intérêt pratique:

2.2.1- L'épaisseur de la double couche diffuse est inversement proportionnelle à la concentration de la solution du sol. Lorsque cette épaisseur diminue suffisamment pour que les forces de Van der Waals (attraction dipolaire) deviennent supérieures aux forces de répulsion des colloïdes, les feuillets d'argiles se rassemblent, on dit qu'il y a floculation.

Dans le sol une argile floclée se présente à sec en motte de structure visible, on dit exprimée, alors que les argiles dispersées confèrent au sol à l'état humide un aspect plastique. En suspension dans l'eau, les argiles floclées se présentent comme un amas gelatineux qui précipite au fond du récipient.

2.2.2- En milieu dilué les ions bivalents seront plus attirés par les argiles que les ions monovalents et vice versa. Cela s'explique par l'examen des formules (2) ou (3) aussi bien que par des considérations électrostatiques. Le complexe argileux se saturera donc d'abord en Ca et Mg en milieu dilué.

Les argiles saturées en ion bivalent floclent même en milieu dilué. Les argiles calciques ont donc une bonne structure, indépendamment du fait que l'activité biologique s'y développe généralement bien.

2.2.3- La vraie solution du sol ne peut être extraite qu'aux faibles succions (par une faible pression) c'est à dire aux teneurs en eau élevées. En effet plus la pression d'extraction augmente, plus la dyssimétrie des charges apparaît dans l'extrait, les anions étant surestimés. De plus, le pH de l'extrait n'est pas significatif de la situation réelle dans le sol, puisqu'il s'établit lors de l'extraction de manière à respecter l'électroneutralité de la solution.

CHAPITRE III- LES PARAMETRES D'EVALUATION EN LABORATOIRE.

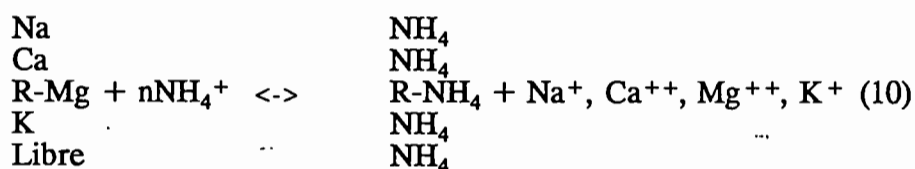
3.1- Introduction.

Pour les sols salés plus que pour les autres types de sol, apparaît très tôt le besoin de faire des analyses en laboratoire et de disposer de paramètres mesurables sur le terrain. Ceci pour différencier les sols salés cultivables sans aménagement particulier, des autres. Il n'en reste pas moins vrai qu'il faut connaître les limites de l'approche quantitative et la signification des paramètres utilisés. Il est trop souvent fait confiance à des chiffres d'analyse dont la signification originelle a été oubliée. C'est pourquoi nous allons passer rapidement en revue les principaux paramètres analytiques couramment utilisés et les limites de leur utilisation.

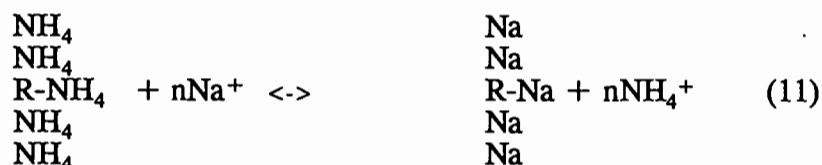
3.2- La capacité d'échange cationique (CEC).

C'est la mesure en laboratoire du nombre de sites d'échange disponibles pour l'adsorption de cations. Quelques valeurs sont données tab.3a et 3b. Il faut noter que les valeurs citées dans la partie b du tableau prennent en compte la CEC des limons, des sables, et de la matière organique.

La détermination de la CEC se fait en trois temps, par exemple, si l'on représente le substrat argileux par R-, et les ions fixés comme l'indique le schéma ci-dessous:



L'échantillon de sol est percolé par une solution N à pH=7 d'acétate d'ammonium, les sites d'échange sont remplacés par NH_4^+ et les ions échangeables sont recueillis dans le percolat. La solution est alors lessivée avec de l'alcool, pour éliminer le surplus de AcNH_4 .



On déplace NH_4^+ par percolation avec de l'acétate d'ammonium. La concentration de NH_4^+ dans le percolat est proportionnelle à la CEC. Cette méthode donne de bons résultats avec les sols neutres non salés. Elle est erronée dans le cas des sols salés pour les raisons suivantes:

dans la phase 1:

- le remplacement de NH_4^+ par Ca^{++} est incomplet, ce qui conduit à sous-estimer la CEC,
- la compétition de NH_4^+ avec les ions dissous provoque une erreur par défaut également,
- la solution d'extraction dissout des ions solubles, dans la mesure finale, Na^+ , Ca^{++} , Mg^{++} sont donc mesurés par excès.

dans la phase 2:

- l'hydrolyse de NH_4^+ par OH^- provoque une estimation de CEC par défaut,

enfin dans la phase 3, le remplacement incomplet de NH_4^+ par Na^+ provoque aussi une estimation de la CEC par défaut.

La CEC est donc en fin de compte sous-estimée. C'est néanmoins la méthode qui s'est imposée comme standard. Il en existe beaucoup d'autres (cf. Job, 1979 pour la bibliographie), les plus intéressantes court-circuitent la phase de lavage. Lorsque la méthode à l'acétate d'ammonium est utilisée, le pH de la solution d'extraction est de 7 et la dissolution des carbonates ne peut être évitée. On retranche alors des résultats trouvés les sels solubles dans l'extrait saturé bien qu'à pH=7 les solubilités soient différentes dans l'eau et dans l'acétate.

La CEC mesure la possibilité pour le complexe absorbant de se saturer en ions monovalent (Na, K) ou divalents (Ca, Mg). Le comportement des argiles et la stabilité des agrégats en dépend.

3.3- Le pourcentage de sodium échangeable.

C'est sur la valeur du rapport $R-Na/[CEC - (R-Na)]$ appelé pourcentage de sodium échangeable que l'on différencie deux types de sol au comportement très différent: les sols salés et les sols alcalins. La valeur de ESP se reflète aussi dans le pH et dans la structure du sol. Très grossièrement:

sol	pH	ESP% profil	ECe	synonymes	nappe	
salin	< 8.5	< 15	A.effl.C	< 4	alcali blanc, solonchaks	proche
salé	< 8.5	> 15	arg.floc	élevé		
alcalin	> 8.5	> 15	B.col./pris.	< 4	solonetz	profonde

Tab.2- Caractéristiques des sols et ESP.

Il est difficile d'estimer sans erreur la valeur de ESP, aussi utilise-t-on de plus en plus la valeur du SAR de l'extrait saturé pour avoir une idée de ESP.

labo:	1	2	3	4	5	6	7
R-Na(me/100 gr)	0,5	1,1	1,5	1,5	3,1	6,4	11,7
ESP sol A, salé	2	5	8	8	27	34	44
ESP sol B, salé,gypts.	21	22	12	37	63	79	42

Tab.3- Valeurs de ESP obtenues sur deux échantillons avec la méthode ACoNH₄ (variantes laissées à l'initiative des labos).

La valeur de ESP n'en est pas moins significative du comportement des sols salés à plusieurs titres:

3.3.1- ESP et structure:

Lorsque ESP dépasse 15%, la structure des argiles se dégrade, l'hydrolyse de R-Na s'opère sous l'effet de la pluie dans l'horizon superficiel, le pH s'élève à 9, par formation de carbonates alcalins et le sol devient "savonneux". A sec la forte teneur en sels floccule les argiles et donne en B une structure polyédrique, alors qu'en A on peut avoir une structure lamellaire ou éclatée de pseudo-sables très sensibles à l'érosion éolienne (lunettes de pseudo-sables d'Utique). Si le climat est humide et l'argile dispersée, elle peut être lessivée dans l'horizon B et donner un Solonetz typique (voir photo de G.AUBERT ,Ipswich, AUSTRALIE).

3.3.2- ESP et perméabilité:

La fig.4. montre l'effet de ESP sur la perméabilité. On remarquera que la salinité de l'eau d'irrigation seule n'est pas un paramètre suffisant comme cela a été expliqué en détail plus haut.

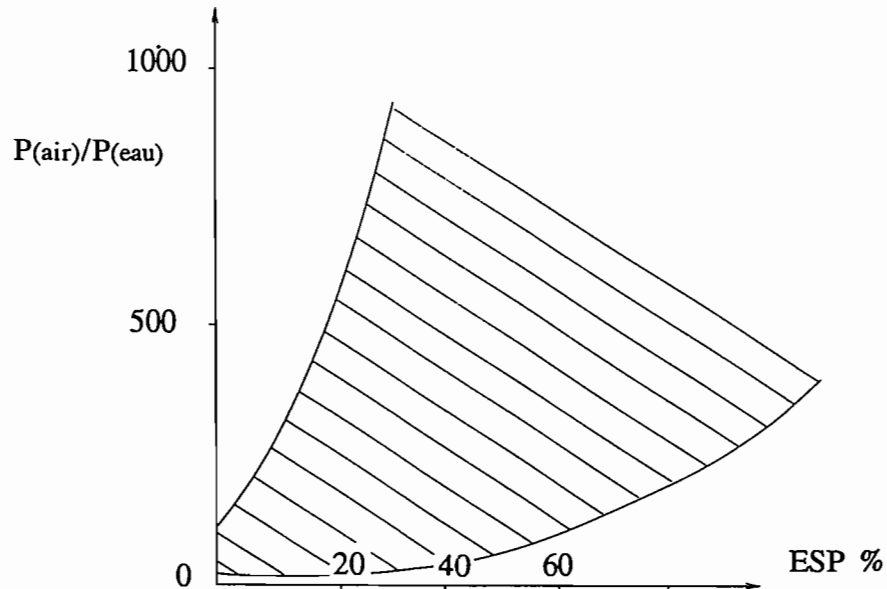


Fig.4- Effet du sodium fixé sur les argiles et perméabilité des sols.

3.3.3- ESP et SAR:

On considérera que $ESP \approx SAR$ pour des valeurs inférieures à 10.

3.3.4- ESP et alcalinité de l'extrait saturé:

L'alcalinité d'un sol augmente avec ESP. La toxicité des carbonates étant forte, la fertilité diminue vite avec ESP.

ESP%	5	10-15	25-30	50
HCO ₃ %	2-4	5-6	7-8	10-20
pH	7,5-8,5	8,5-9,0	9,0-9,5	9,5-10
Fert.rel	100	75	25	0

Tab.4- Fertilité, pH et alcalinité du sol, mesuré par la concentration en bicarbonates de l'extrait saturé) en relation avec ESP (Szcabolcs in IDS p.68)

3.4- Le SAR.

Introduit en 1954 aux USA, ce paramètre a pour but de représenter l'effet de la concentration et de la composition de la solution en équilibre avec le sol sur le complexe d'échange du sol. Il mesure la propension d'une eau d'irrigation à échanger avec le sol du sodium sous forme échangeable: (R-Na). On suppose donc que l'eau d'irrigation est en équilibre chimique avec le sol. Originellement définie en concentrations, la valeur de $SAR = [Na]/([Ca+Mg]/2)^{1/2}$ est actuellement exprimée en activités. On remarquera dès maintenant l'analogie de l'expression du SAR avec $Na/\sqrt{[Ca]}$ et $C_1/\sqrt{C_2}$, rapports qui apparaissent dans la loi d'action de masse et l'équation de distribution de la double couche diffuse respectivement.

On a d'ailleurs:

$$SAR(\text{act.}) = 1,115 SAR(\text{conc.}) + 0,08 \quad (12)$$

avec:

$r^2=0,994$ $n=105$ et $SAR < 20$ (Sposito et Mattigod, 1977).

Comme mentionné précédemment, le SAR de l'extrait saturé tend à supplanter le ESP dans l'estimation des relations sol-solution du sol, tandis que le SAR de l'eau d'irrigation est employé pour estimer le danger d'alcalinisation des sols irrigués (voir annexe 2).

On notera que le SAR de l'eau d'irrigation est un paramètre qui ne prend pas en compte la nature du sol. En effet rien n'empêche d'irriguer un sol gypso-sableux avec un eau de SAR élevé, car ces sols sont fortement tamponnés à un pH légèrement basique et ne risquent pas l'alcalinisation. Il faut donc considérer ce paramètre comme un moyen de comparer deux eaux pour un sol donné.

Pour mémoire on rappelle que:

$$ESP = 100(b + a.SAR) / (a.SAR + b + 1) \text{ avec } a = -0,0126 \text{ et } b = 0,01475 \quad (13)$$

Un SAR < 10 est tout à fait acceptable, alors qu'une valeur supérieure à 10 doit faire craindre des risques d'alcalinisation.

3.5- La conductivité électrique des extraits de sols.

Pour étudier la solution du sol, on en imbibe en laboratoire un échantillon (sec et tamisé à 2 mm) avec de l'eau distillée jusqu'à ce que le sol soit saturé. On extrait ensuite l'eau de saturation sous vide ou sous pression, et on mesure sa conductivité électrique ECe. Cette méthode est étonnement bien reproductible. Elle est employée universellement, bien que souffrant de quelques insuffisances:

- saturation difficile des sols à argile gonflantes.
- surestimation de la quantité de Ca et SO₄ pour les sols gypseux.
- surestimation de pH et Na soluble.

La conductivité électrique est une propriété ionique associée à la mobilité des ions. Pour un ion donné elle a une valeur fixe en solution infiniment diluée.

ion:	H	OH	Cl	Na
μ (mm/15 minutes)	35	20	7,6	3,6

Tab.5- Mobilité de quelques ions en solution infiniment diluée.

En solution de force ionique croissante, la mobilité diminue plus pour les ions bivalents que pour les ions monovalents. En solution complexe, la valeur de CE_{st} dépend de la composition. Il existe quelques relations empiriques qui lient CE_{st} et la concentration globale de la solution, exprimée en me.l⁻¹:

pour CE_{st} < 4 dS.cm⁻¹ (Marion et Babcock, 1975):

$$C_0 = 9,76 \text{ CE}_{st}^{1,055} \quad (14)$$

pour CE_{st} < 70 dS.cm⁻¹ (Campbell, 1948):

$$C_0 = 10,37 \text{ CE}_{st}^{1,065} \quad (15)$$

pour $CEst < 100$ (Bouteyre 1981), sur des sols salins stricts:

$$C_o = 7,17 \cdot CEst^{1,15} \quad (16)$$

pour $CEst < 100$ (sols très divers du Moyen-Orient (Job, 1985)):

$$C_o = e^{(2,326 + 0,011(Ca + 2Mg + SO_4)/(Na + Cl + K))} \cdot CEst^{1,033} \quad (17)$$

L'intérêt des relations (14) à (16) est de permettre, dans un périmètre irrigué homogène, d'évaluer la concentration globale en ions C_o , à partir d'une simple mesure de EC. L'intérêt de l'équation (17) est de permettre, pour une qualité d'eau donnée de transformer les mesures de $CEst$ en charge en sels (gr/l^{-1})

La salinité d'une eau d'irrigation sera aussi donnée par la valeur de sa conductivité électrique qui est très facile à mesurer. Un sol de $CEst$ inférieure à 4 dS.cm^{-1} ne sera pas salé, encore qu'il faille nuancer ce jugement. Des valeurs de $CEst$ supérieures à 20 sont courantes. Voici quelques valeurs de conductivité électrique de solutions aqueuses:

- eau pure (théorique)	:	0,055 $\mu\text{S.cm}^{-1}$
- eau distillée	:	5
- eau de rivière	:	500-1000
- eau de puits (Tunisie)	:	1000-5000
- eau de drains	:	3000-15000
- eau de mer (Océan)	:	50000

3.5.2- Classification des sols salés: Il est d'usage (Durand, 1954, Richards, 1954) de classer les sols salés suivant la valeur de leur $CEst$ (Tab.6).

$CEst(\text{dS.cm}^{-1})$ class US.	0-2 non salé	2-4 peu salé	4-8 salé	8-16 très salé
--	-----------------	-----------------	-------------	-------------------

Tab.6- Echelle de jugement des sols salés à partir de la conductivité de l'extrait à saturation.

Là encore il faut tenir compte des propriétés physiques de chaque sol (un sol sableux peut supporter les mêmes cultures qu'un sol argileux beaucoup moins salé).

3.6- Le pH.

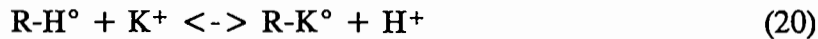
Le pH est un paramètre qui n'a de signification qu'en fonction d'un équilibre chimique donné. On peut introduire le pH des sols de plusieurs manières différentes:

3.6.1- soit en considérant l'équilibre:



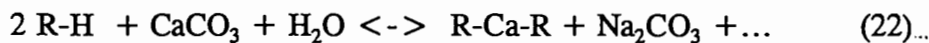
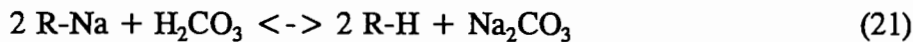
qui est caractéristique des sols acides, dans lesquels les ions Al^{+++} sont fournis par la dégradation des argiles.

3.6.2- soit en considérant l'équilibre:



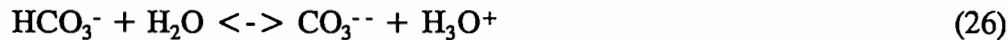
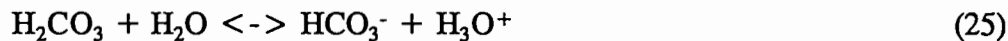
où l'on considère le sol comme un tout que l'on titre par KCl dont les ion K saturent le complexe absorbant. Cette démarche définit l'acidité potentielle du sol (acidité d'échange plus acidité libre plus acidité des groupements non totalement ionisés) surtout utile pour les sols neutres.

3.6.3- soit par les équilibres faisant intervenir les carbonates:



Ce sont ces derniers équilibres qui sont importants dans la cas des sols salés .

3.6.4- soit encore par:



équilibres fondamentaux de la chimie des sols calcaires.

Interprétation: nous ne retiendrons que les équilibres décrits en 3.6.3 et 3.6.4, qui se traduisent respectivement en terme de pH par:

$$pH = 5,24 - \log(Na^{+}) - 0,51\mu + \log(ESP) - 0,5\log(pCO_2) \quad (28)$$

et par:

$$pH = 4,83 - 0,5\log(Ca^{++}) - 0,5\log(pCO_2) \quad (29)$$

Formules dont l'intérêt est de mettre en valeur le rôle de la pression partielle de CO_2 : en système ouvert, $pCO_2 = 10^{-3,5}$ et en l'absence d'autres sels, une solution d'eau pure en équilibre avec de la calcite aura un $pH = 8,3$, alors que le pH serait de 5,65 pour l'équilibre avec l'atmosphère seule. En système fermé ce même équilibre se fera à $pH > 8,3$

3.7- L'index de Langelier.

Comme il n'est pas possible de réécrire à chaque fois tous les équilibres ayant lieu entre le sol et sa solution, ou entre le sol et l'eau d'irrigation, on a cherché un paramètre qui exprime la tendance d'une eau à précipiter $CaCO_3$ lorsqu'elle se trouve en contact avec

un sol de pH donné.

Cette démarche, initialement le fait des industriels de la vapeur, a été adaptée aux sols par Bower et Wilcox en 1965:

L'index de saturation en calcite d'une eau d'irrigation est égal à son pH diminué du pH qu'elle aurait si elle était en équilibre avec le pCO_2 du sol donné.

D'où:

$$I_{sa} = pH_a - pH_c = pH_a - [(pK'_2 - pK'_c) + pCa + pAlk] \quad (30)$$

$$Alk = HCO_3^- + CO_3^{--} \quad (\text{alcalinité de l'eau})$$

$pH_a = 8,3$ ou $8,4$ en général pour les sols calcaires.

Les autres valeurs sont données dans les tables. Une valeur positive indiquera que $CaCO_3$ précipitera de l'eau d'irrigation et vice versa. Cette formule n'est pas applicable aux sols magnésiens.

Note: on trouvera quelquefois le terme alcalinité résiduelle:

$$AL_r = (CO_3^{--} + HCO_3^-) - (Ca^{++} + Mg^{++}) \quad \text{en me.l}^{-1} \quad (31)$$

Introduit en 1950 par Eaton, similaire à l'index de Langelier. Une valeur de $AL_r > 2,5$ signifiant que l'eau d'irrigation aura tendance à précipiter des carbonates. L' AL_r est surtout utilisée dans la modélisation des évaporations de solutions salines comme indicateur de tendance (Fritz 1976, Droubi 1976).

3.8- La température.

C'est un paramètre qu'il faut prendre en compte chaque fois que des calculs thermodynamiques entrent en jeu. Sans rentrer dans les détails de la paragenèse des sels qui est fortement influencée par la température on peut remarquer que la constante d'équilibre d'une réaction $K(T)$ dépend de T . En effet:

$$\Delta G = -LnK(T) \quad \text{énergie libre de Gibbs} \quad (32)$$

$$\Delta G = \Delta H - T\Delta S \quad (32a)$$

$$\Delta H = \Delta H_0 + (\Delta c_p)dT \quad \text{enthalpie de réaction} \quad (32b)$$

$$\Delta S = \Delta S_0 + (\Delta c_p)dT/T \quad \text{entropie de réaction} \quad (32c)$$

$$c_p = a + bT + c/T^2 \quad \text{chaleur spécifique} \quad (32d)$$

Le coefficient Δc_p étant la variation de la chaleur spécifique de la réaction avec la température. La solubilité d'un composé varie dans le même sens que $K(T)$ (cf. tableau 7), par exemple:

mineral \ T°C	0	20	40	60
Na ₂ CO ₃	0,97	0,73	0,42	0,069
Na ₂ CO ₃ ,H ₂ O	0,23	0,16	0,03	-0,13
Na ₂ SO ₄ ,10H ₂ O	-2,41	-1,26	-0,52	+0,36

Tab.7- log(K) pour quelques sels courants (d'après littérature in Droubi, 1976)

Une élévation de température favorisera la mise en solution de la mirabilite, donc en saison chaude ce sel accompagnera l'eau dans sa remontée capillaire. En saison froide, sa solubilité diminuant il ne sera que partiellement lessivé. Il sera donc nécessaire d'éliminer ce sel par lessivage en saison chaude. Ces remarques s'appliquent à des solonchaks de climat Méditerranéen.

3.9- La pression osmotique.

On introduit d'habitude le potentiel osmotique ψ_{os} comme composante du potentiel total de l'eau dans le sol. Nous adopterons une démarche un peu différente. La pression osmotique a été définie pour expliquer l'abaissement du point de congélation ΔT d'une solution saline par rapport à une solution d'eau pure dans les mêmes conditions.

Tout comme la conductivité électrique c'est une propriété qui dépend de la composition de la solution et qui n'est connue avec précision que pour des solutions pures. Pour des mélanges de sels correspondants à ce que l'on trouve dans la nature, on a par exemple:

$$\psi_{os}(\text{bar}) = 12,06 (\Delta T - 0,021)\Delta T^2 \quad (33)$$

$$\psi_{os}(\text{bar}) = 5,6.10.TDS \quad (34)$$

où: TDS = solides dissous en mg.l⁻¹

$$\psi_{os}(\text{atm}) = 0,36.CEst \quad (35)$$

avec Cest = conductivité électrique de l'extrait à saturation (dS.cm⁻¹).

Par exemple une solution de NaCl 5,8 gr/l aura une conductivité de 10,5 dS.cm⁻¹ et une pression osmotique de 3,3 bar d'après (33) et 3,8 bar d'après (35). Une pression osmotique élevée correspond à un potentiel de l'eau bas et vice versa. L'eau libre, supposée pure se dirigera donc du point de faible concentration vers le point de forte concentration, dans le sens des potentiels décroissants. La migration due à la pression osmotique est particulièrement importante à l'interface solution du sol-racine. Les parois racinaires peuvent être considérées comme des membranes semi-pérméables. Si la concentration à l'intérieur des racines est moindre que celle du milieu, la racine se désèchera. Les plantes halophytes ont développé certains caractères xérophytes, parois cellulaires épaisses, succulence notamment. Elles accroissent la pression osmotique intracellulaire en concentrant les carbohydrates (*Artemisia maritima*), les sels minéraux (*Suaeda maritima*, *Salicornia herbacea*...), ou les acides organiques (*Salsola* sp.). Elles peuvent ensuite soit stocker ces sels dans des organes non vitaux (poils de l'*Atriplex tataricum*) ou les exsuder. Elles adoptent aussi un métabolisme réduit. La principale difficulté dans l'étude de l'effet des sels sur les plantes est de séparer l'effet osmotique de l'effet toxicité physiologique des différents ions (cf. Jennings, 1976 pour bibliographie sur le sujet). On trouvera en annexe une liste de plantes classées par ordre croissant de résistance aux sels établie par des essais en pot.

3.10- Conclusions.

L'étude des sols salés nécessite de nombreuses mesures en laboratoire. L'interprétation des résultats doit se faire en gardant deux choses à l'esprit:

Les lois thermodynamiques que l'on applique dans la théorie sont toutes basées sur des solutions idéales, c'est à dire très diluées, ce n'est pas le cas en solution du sol.

Les données analytiques ne sont en général que des ordres de grandeur permettant d'asseoir le langage sur des chiffres. C'est particulièrement vrai pour des données comme l'ESP, et à un moindre degré le SAR. L'exception à cette règle est la conductivité électrique qui reste une excellente mesure de comparaison entre laboratoires.

CHAPITRE IV- LES MESURES SUR LE TERRAIN.

4.1-Introduction.

La première caractéristique des sols salés en zone aride est la grande variabilité dans l'espace et dans le temps. Pour évaluer la salure d'une portion de paysage, (bassin versant, périmètre irrigué, parcelle, lopin..), il faudra donc faire un grand nombre de prélèvements, suivi d'un grand nombre de mesures.

En sols irrigués, le procédé est beaucoup trop long et trop coûteux. C'est pourquoi depuis quelques années, des mesures non destructrices (c'est à dire ne nécessitant pas la prise d'un échantillon pour chaque mesure) ont été mises au point. Nous nous contenterons d'en aborder rapidement une qui est prometteuse. cela nous donnera l'occasion de voir comment on peut traiter des mesures spatialisées et s'affranchir des contraintes inhérentes à l'échantillonnage par prélèvement.

4.2- Choix de la méthode.

Les premiers essais ont été les mesures électriques par des électrodes d'écartement variable, dites électrodes de Wenner, plantées dans le sol (Rhoades et Ingvalson, 1971; Le Dain, 1977; Bottraud et al., 1984). Le volume de sol exploré est variable mais le système est encombrant et l'étalonnage difficile.

Une sonde plus pratique, rassemblant les quatre électrodes sur une même tige est venue compléter la panoplie des instruments de mesure de la conductivité électrique des sols in situ (Rhoades et Schilfgaard, 1976). Mais le volume de sol exploré est de l'ordre de quelque dm^3 seulement, et le contact des électrodes avec le sol est imparfait aux faibles humidités.

C'est pour explorer un volume plus important que les mesures de prospection électromagnétiques, également issues de la géophysique (de Jonc et al., 1979), ont été utilisées. Le contact sol-appareillage n'est plus obligatoire.

Cette méthode n'a été que récemment adaptée aux sols (Mc Neill 1980b; Tabbagh 1986) à cause de la difficulté d'obtenir un champ ne pénétrant le sol que sur une profondeur compatible avec le fonctionnement agronomique. Un appareil permettant une profondeur d'investigation inférieure à 150 cm a été mis au point récemment (Job et al, 1992).

L'application principale de la méthode est jusqu'à présent la cartographie des sols salés (Cameron et al., 1981; Williams et Baker 1982; Job 1985a, Boivin et al, 1988).

Le développement récent de **conductivimètres électromagnétiques** permettant les mesures numériques et non plus analogiques a encore accru la possibilité de rétrécir la maille des mesures sur le terrain en pratiquant l'acquisition automatique des données. On dispose ainsi d'un nombre de mesures considérable que l'on peut traiter par **statistique classique** ou par **géostatistique**. On dispose ainsi d'outils d'étude spatiale permettant de minimiser les erreurs d'estimation.

4.3- La conductivimétrie électromagnétique.

4.3.1- Principe de la méthode.

Le principe de l'induction électromagnétique est de créer un champ magnétique à l'intérieur du sol. Ce champ à son tour crée suivant la loi d'Ampère des courants secondaires, qui sont captées par une spire receptrice qui affiche une déviation galvanométrique proportionnelle à leur intensité.

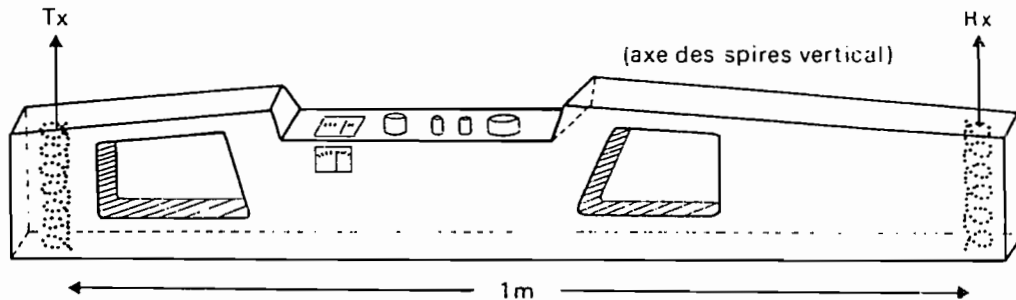


Fig. 4.1- Appareillage de mesure de CEM (Geonics E-M38). Tx est la spire émettrice, Rx la spire receptrice. L'appareil est en position de mesure verticale CEV (c'est à dire l'axe des spires est vertical).

La mesure finale dépend directement de la conductivité propre du sol, plus celle des sels, intégrée sur une profondeur voisine de deux mètres (Mc Neill, 1980a).

L'appareillage est simplement posé sur le sol, il n'y a donc pas de problème de contact sol-sonde, ni de temps d'installation à prendre en considération.

4.3.2- Théorie du fonctionnement (Mc Neal 1980a).

Une spire primaire, parcourue par un courant électrique de fréquence f produit un champ H_p variable qui induit dans le sol, supposé homogène, des courants i_1, i_2, i_3 (fig.4.2). Ces courants produisent à leur tour un champ secondaire H_s qui est mesuré à l'aide d'une spire secondaire S_s . Si l'on néglige les interactions magnétiques entre les différentes lignes de courant, on démontre que leur profondeur de pénétration ne dépend que de la distance interspire s .

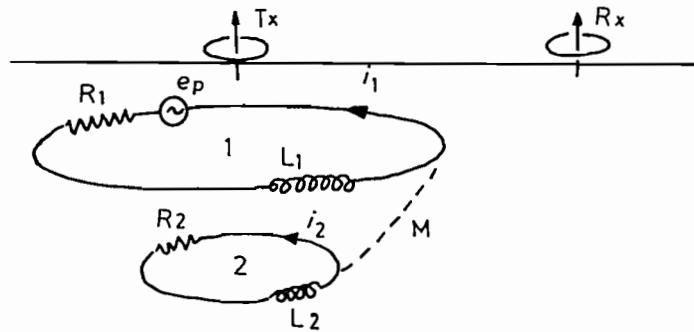


Fig.4.2- Principe de la mesure.

Si σ est la conductivité du sol (dS.m^{-1}), s la distance interspire (m), et e la base des logarithmes népériens, et si on pose:

$$\begin{aligned} i_2 &= -1, \\ \mu_0 &= \text{permittivité de l'air,} \\ Y_2 &= 2\pi f \mu_0 \sigma, \\ H_s &= \text{champ reçu par Rx dans le vide,} \\ H_p &= \text{champ reçu par Rx dans le milieu mesuré,} \end{aligned}$$

on a, en mode vertical:

$$(H_s/H_p)_v = 2(9 - [9 + 9ys + 4(ys)^2 + (ys)^3]e^{-ys}) / (ys)^2 \quad (36)$$

et, en mode horizontal:

$$(H_s/H_p)_h = 2[1 - 3(ys)^{-2} + [3 + 3ys + (ys)^2][e^{-ys} \cdot (ys)^{-2}] \quad (37)$$

On peut simplifier ces formules en introduisant l'épaisseur d'atténuation δ , distance de parcours pour laquelle l'amplitude de l'onde incidente est divisée par $1/e$:

$$\text{soit: } \delta = (1/\pi f \mu_0 \sigma)^{1/2} = (2i)^{1/2}/y \quad (38)$$

$$\text{d'où: } ys = (2i)^{1/2}s/\delta = B(2i)^{1/2} \quad (39)$$

avec: $B = 1/\delta$ pour $s=1$.

B est appelé nombre d'induction. La mesure de la salure des sols se fait à faible nombre d'induction. en effet, si $B \ll 1$, on peut négliger les interactions entre boucles de courant qui n'apparaissent pas aux faibles courants. De plus, si la conductivité du sol est suffisante, le champ magnétique secondaire rétrodiffusé par le sol, est bien supérieur à la réponse de la susceptibilité magnétique en quadrature que l'on peut négliger (Tabbagh, 1974).

Dans ces conditions, les formules (36) et (37) se simplifient et on obtient finalement une conductivité électrique apparente σ_a du milieu telle que:

$$\sigma_a = 4(H_s/H_p)^{-1} / 2\pi f \mu_0 s^2 \quad (40)$$

La conductivité globale apparente mesurée est proportionnelle à $(H_s/H_p)^{\perp}$. La notation \perp signifie que l'amplitude du champ magnétique que l'on mesure est en quadrature de phase avec l'onde incidente, ce qui permet de la mesurer sans perturbation de la part du champ incident.

Notons que négliger le couplage entre les lignes de courant revient à dire que si la conductivité d'une couche horizontale augmente, l'intensité du courant induit dans cette couche et dans cette couche seulement augmente. Cela justifie le calcul de la contribution élémentaire pour chaque couche et la différentiation entre strates que nous utiliserons par la suite.

4.3.3- Utilisation dans un milieu homogène (Mc Neal 1980b).

Si l'on admet que la pénétration des courants induits ne dépend, pour une fréquence et une intensité donnée, que de la distance interspire s , on peut calculer le champ dH induit dans une couche d'épaisseur dz située à la profondeur z . Appelons $d\Phi(z)$ la contribution de la couche dz au champ secondaire :

$$\text{soit:} \quad d\Phi(z) = dH/H$$

On peut intégrer cette fonction de la surface du demi-espace représenté fig.4.2 jusqu'à l'infini.

On obtient les courbes (a) et (b) de la fig.4.3 respectivement pour des configurations verticales et horizontales des spires. L'expression mathématique de chacune des courbes prend une valeur simple si on opère à valeur de B faible et si $\sigma a < 100 \text{ dS.m}^{-1}$, soient:

$$\text{en mode vertical:} \quad \Phi_{v(z)} = 4z / (4z^2 + 1)^{3/2} \quad (41)$$

$$\text{et en mode horizontal:} \quad \Phi_{h(z)} = 2 - 4z / (4z^2 + 1)^{1/2} \quad (42)$$

Soit en intégrant:

$$\int \Phi_{v(z)} dz = -1 / (4z^2 + 1)^{1/2} = R_{v(z)} \quad (43)$$

$$\int \Phi_{h(z)} dz = 2z - (4z^2 + 1)^{1/2} = R_{h(z)} \quad (44)$$

z est une variable adimensionnelle (rapport de la profondeur à la distance interspire s). Dans les appareils que nous avons utilisé, $s=1$ pour l'appareil EM-38 de Geonics Ltd, Canada et 0.60 pour le prototype construit par la Sté Tronico, Nantes.

4.3.4- Résolutions de niveaux de salinité différente.

L'utilisation de cette méthode sur des sols irrigués et salés, nous amène à considérer les deux couches de sol situées au dessus et au dessous de la profondeur $z=0,6$:

En comparant les graphes des équations (43) et (44), on voit (fig.4.3), qu'en mode horizontal les couches superficielles donneront une réponse relative plus grande que les couches profondes. Par contre, en mode vertical, la réponse des deux couches est sensiblement identique pour les deux régions séparées par $z=0,5$.

Cette propriété est mise à profit pour déterminer l'allure du profil salin des sols.

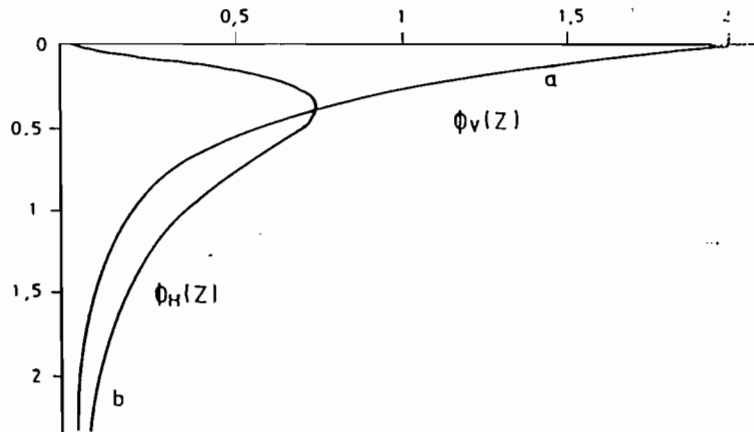


Fig.4.3- Graphe des équations (41) et (42).

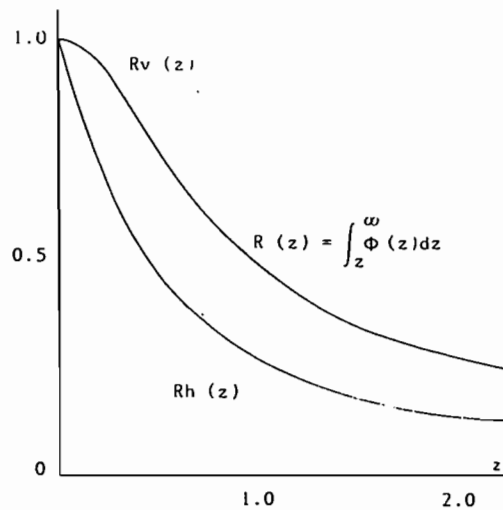


Fig.4.4- Graphe des équations (43) et (44).

Supposons que pour rendre compte du mouvement des sels dans le sol après une irrigation qui pénètre jusqu'à 50 cm de profondeur, nous voulions différencier les salures respectives S_1 et S_2 (en unités quelconques) des niveaux 0-50 cm et 50-200 cm. On peut théoriquement écrire (d'où l'indice):

$$CEV_t = I_2 \cdot S_1 + I_4 \cdot S_2 \quad (45)$$

$$CEH_t = I_1 \cdot S_1 + I_3 \cdot S_2 \quad (46)$$

avec:

$$I_1 = \int_0^{0,5} 4z \cdot dz / (4z^2 + 1)^{3/2} \quad (47)$$

$$I_2 = \int_0^{0,5} (2-4z) dz / (4z^2 + 1)^{1/2} \quad (48)$$

I_3 et I_4 étant les mêmes fonctions intégrées des bornes 0,5 à 2.

L'intégration conduit à:

$$CEV_t = 0,29 \cdot S_1 + 0,71 \cdot S_2 \quad \text{et} \quad CEH_t = 0,58 \cdot S_1 + 0,41 \cdot S_2$$

Système qui admet comme solutions:

$$S_1 = 2,45 \cdot CEH_t - 1,45 \cdot CEV_t \quad \text{et} \quad S_2 = 2 \cdot CEV_t - CEH_t$$

Soit, si l'on pose $r_t = CEV_t / CEH_t$:

$$S_2 / S_1 = (r_t - 0,5) / (1,2 - 0,7r_t) \quad (49)$$

On mesure r_t et on en déduit le rapport S_2 / S_1 .

On peut donc, en théorie, et en restant dans les conditions de validité des équations (41) à (44), séparer deux horizons de salure différente. Dans la pratique, on mesure CEV_e et CEH_e , on calcule $r_e = CEV_e / CEH_e$. On calcule ensuite les mesures de CEM en fonction du rapport S_2 / S_1 mesuré sur les échantillons. Les écarts observés par rapport à la théorie viennent de deux causes principales:

1- D'abord parce que les lignes de courant se concentrent dans le premier milieu conducteur qu'elles rencontrent. Les écarts seront minima pour les sols à accumulation de sels en profondeur et maxima dans le cas contraire.

2- Ensuite parce que la théorie est basée sur une teneur en eau des sols, une porosité et une température constantes avec la profondeur, ce qui n'est pas toujours le cas, tant s'en faut. On peut en effet négliger l'effet de la porosité si le sol n'a pas été labouré récemment (Job et Loyer, 1988), on peut considérer que la température du sol varie peu dans les conditions habituelles de mesure (le matin), mais la teneur en eau ne peut être considérée comme approximativement constante que si le ressuyage est achevé.

4.4- Modalités de mise en application.

Les mesures de terrain sont faites comme le montre la fig.4.5 en posant le conductivimètre verticalement (mesure CEV) puis horizontalement (CEH). Chaque mesure prend une trentaine de secondes seulement. La contribution individuelle de chaque couche de sol espacée de 30cm à la lecture finale est schématisée par des barres horizontales de différentes longueurs (Dans l'exemple choisi, la salure et l'humidité du sol sont supposées être réparties de manière uniforme de 0 à 200 cm de profondeur).

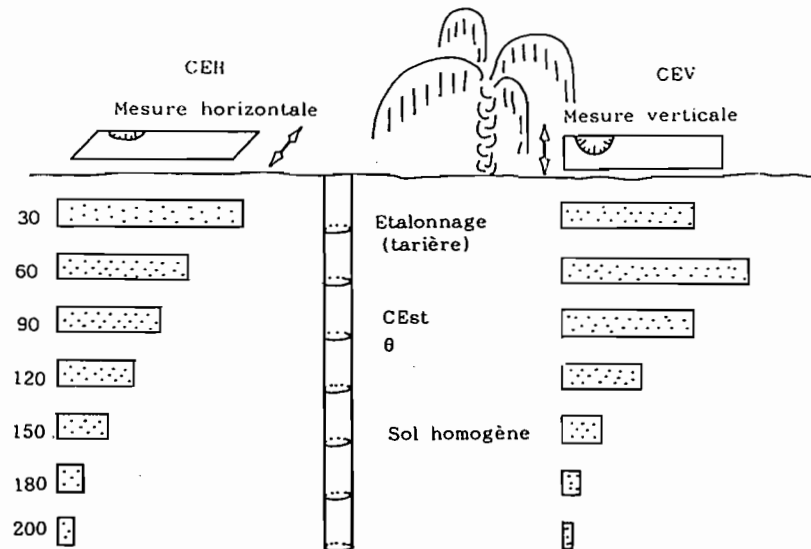


Fig.4.5- Pratique des mesures sur le terrain. Profondeurs de chaque couche de sol de 30 en 30 cm et sa contribution à la mesure de conductivité électromagnétique.

4.4.1- Exemple pratique: étalonnage sur les sols d'El Guettar (Tunisie):

- Principe.

L'étalonnage consiste à transformer les données brutes CEV de terrain en conductivité moyenne d'extrait de pâte saturée du sol au point de mesure, intégré de 0 à 120 cm. On peut étalonner de mêmes valeurs CEV sur une profondeur de 200 cm. Compte tenu des caractéristiques de nos sols et de la proximité de la nappe en certains endroits, nous utiliserons pour l'étalonnage les mesures en mode horizontal CEH.

On mesure sur une vingtaine de points les conductivités électromagnétiques CEV et CEH du sol, les conductivités au cinquième, au dixième et à saturation: CE_{cn} , CE_{dx} , CE_{st} ainsi que l'humidité pondérale θ_p d'échantillons prélevés tous les 20 cm jusqu'à 120 cm de profondeur.

Les relations linéaires entre ces paramètres sont ensuite établies et toute mesure de terrain est ainsi transformable en conductivité d'extrait, pourvu que l'humidité du sol puisse être évaluée.

Les mesures CEV et CEH dépendent en même temps de la concentration saline dans le sol et de son humidité. Il faut donc évaluer l'influence propre de chacun de ces deux paramètres, par une régression multiple, par exemple.

- Etalonnage par régression multiple.

Pour l'interprétation des données de terrain CEH en terme d'extrait saturé de sol moyen de 0 à 120 cm, sur toute la gamme des concentrations, on a prélevé 31 profils de sols dont on mesuré l'humidité et les conductivités électriques CE_{st} , CE_{cn} et CE_{dx} tous les 20 cm. La gamme des concentrations couvertes est de 2 à 45 dSm^{-1} en terme de CE_{st} et la gamme des humidités pondérales de 5 à 31%

La régression multiple conduit à:

$$CEH(\theta_p) = 70,3 * CE_{cn} + 4,6 * \theta_p - 136 \quad r=0,964 \text{ et } 1,5 < CE_{cn} < 8 \quad ((50))$$

Ces résultats sont utilisables pour la famille des sols gypseux de l'oasis, dans un grand domaine d'application.

échant.	CEV	CEH	θ_p	CE _{cn}	échant.	CEV	CEH	θ_p	CE _{cn}
G14/DC89	200	235	21,0	4,05	G15/DC89	250	170	23,2	3,30
G22/DC89	420	300	25,0	4,20	GUE7/889	38	23	5,0	2,00
GUE6/889	78	48	17,3	2,20	GARE/290	58	45	18,6	2,03
ET490	339	304	23,0	4,35	ET590	270	230	22,1	3,90
ET690	306	260	29,2	4,10	ET790	412	426	28,2	3,12
RGET1	335	342	18,6	5,40	RGET2	119	93	20,6	2,30
SGET1	340	454	17,2	5,30	SGET2	125	107	20,3	4,21
SGET3	372	487	17,5	4,16	SGET4	463	540	22,8	8,03
GAD1/290	66	50	17,0	2,08	2262/290	170	105	27,6	2,14
239A/290	217	195	34,2	2,60	MAR1/290	80	50	14,5	2,14
SID1/290	110	70	15,3	1,84	2262/C89	80	66	14,4	1,50
ET190	205	185	19,7	3,20	ET390	345	445	18,8	5,84

Tab.4.3- Echantillonnage à différentes humidités pour l'étalonnage.

On peut donner alors un tableau de correspondance pratique qui permet d'estimer les valeurs de la conductivité globale apparente des sols de 0 à 120 cm de profondeur, pour une teneur en eau donnée:

CEH	50	100	150	200	250	300	350	400
θ_p 15	2	7	12	16	21	26	30	35
θ_p 20	<1	5	10	14	19	23	28	33
θ_p 25	1	2	7	12	17	21	26	31

Tab.4.4- Correspondance entre les valeurs de CEH (mS/m) et celles de l'extrait saturé moyen (dS.m⁻¹) à différentes humidités du sol.

La mesure de référence est l'extrait à saturation (Campbell, in USSSL, 1954). On sait que cette mesure est particulièrement fiable (Job, 1979; Pleyjsier, 1984), cependant il est plus pratique de faire des extraits au cinquième ou au dixième. Pour cette raison nous avons établi les relations entre ces différents extraits.

En prenant le maximum d'échantillons pour lesquels on a des couples de résultats d'analyse d'extraits, on obtient les résultats suivants :

$$CE_{st} = 6,61 * CE_{cn} - 8,8 \quad r=0,994 \quad CE_{cn} > 1,4 \quad n=91 \quad (51)$$

$$CE_{st} = 6,22 * CE_{cn} - 7,43 - 0,02 * \text{Gypse}\% \quad n=91 \quad (52)$$

$$CE_{cn} = 1,84 * CE_{dx} - 0,99 \quad r=0,960 \quad n=50 \quad (53)$$

Ces dernières équations peuvent être utilisées dans toutes les formations de piémont des jebels de la région de Gafsa, dont les sols ont une composition semblable (Belkhodja et al., 1973), bien que le gypse ne s'y trouve pas sous la même forme. L'erreur d'estimation de CE_{st} à partir de CE_{cn} est importante à partir de 26 dS.m^{-1} de valeur estimée pour CE_{st} , mais elle est négligeable dans la gamme des salures des sols cultivables.

En définitive, en combinant (50) et (51), on obtient:

$$CE_{st} = 0,094 * CE_{H(20)} - 4,68 \quad \text{avec:} \quad 50 < CE_{H(20)} < 150 \quad (52)$$

Equation qui servira dans toute la suite à mesurer la salure apparente globale sur 120 cm, soit CE_{st} , qui sera la variable permettant d'évaluer l'intensité de la salure du sol.

4.5- Les autres mesures sur le terrain.

Pour comprendre comment fonctionne un sol salé dans le paysage, la connaissance de la salure seule ne suffit pas. Il faut en outre mesurer en chaque point, au temps t :

- la profondeur de la nappe phréatique,
- l'humidité volumique du sol,
- la qualité des eaux de nappe et de la solution du sol.
- la perméabilité du sol.

Ces paramètres permettent d'évaluer le comportement des sels dans le sol (lessivage, fixation des sels sur les sites d'échange...).

Pour étudier la dynamique des sels, il faut en outre connaître:

- $Q_{i(t-t_0)}$ = quantité de sels apportés au système pendant l'intervalle de temps $(t-t_0)$,
- $Q_{e(t-t_0)}$ = quantité de sels exportés pendant ce même intervalle,
- Q_t = quantité de sels présents dans le sol au temps t
- Q_0 = quantité de sels présents dans le sol initialement.

On peut écrire:

$$Q_t = Q_0 + Q_{i(t-t_0)} - Q_{e(t-t_0)} \quad (53)$$

On peut mesurer trois termes de cette équation et en déduire le quatrième. Comme la mesure de Q_0 et celle de Q_t nécessitent la même approche, généralement on calcule, soit Q_i , soit Q_e suivant la configuration du périmètre irrigué et suivant les données dont on dispose.

Ces mesures feront l'objet des chapitres suivants (en cours de préparation au 12/12/92).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ADAMS F., 1971- Ionic concentrations and activities in soil solutions. Soil Sci., Soc., Amer., Proceedings, Vol. 35, p: 420-426.
- AKIN G.W, LAGERWERF J.V., 1965- Calcium carbonate in solutions open to the air. 1: The solubility of Calcite in relation to ionic strength. 2: Enhanced solubility of CaCO_3 in the presence of Mg^{++} and SO_4^{--} . Geoch., Cosm., Acta, Vol. 29, p: 343-360.
- BOIVIN P., 1990- Geostat-PC. Logiciel interactif pour calcul géostatistique. Collection Logosrtom, ORSTOM, Paris, 60 p.
- BOIVIN P., BRUNET D., JOB J.O., 1988- Conductivimétrie électromagnétique et cartographie automatique des sols salés. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., Vol. XXIV, n° 1 p: 39-48.
- BOLT, G.H., PAGE A.L., 1965- Ion exchange equations based on double layer theory Soil Science. Vol. 99, p: 357-361.
- BOTTRAUD J.C., BORNAND M., SERVAT E., 1984- Mesures de résistivité appliquées à la cartographie en pédologie. Science du Sol, Bull., de l'A.F.E.S, n°4, p: 279-284.
- BOWER C.A., 1959- Cation-exchange equilibria in soils affected by sodium salts. Soil Science, Vol. 88, p: 32-35.
- BREWER R., 1964- Fabric and mineral analysis of soils. Wiley and Sons ed., 469 p.
- CAMPBELL R.B., BOWER C.A., RICHARDS L.A., 1949- Change of electrical conductivity with temperature and the relation of osmotic pressure to electrical conductivity and ion concentration for soil extracts. Soil Sci., Soc., Amer., Proceedings, Vol. 13, p: 66-69.
- CORWIN D.L., RHOADES J.D., 1981- Determining Soil Electrical Conductivity Using an Inductive Electromagnetic Soil Conductivimeter. Soil Sci., Soc., Amer., J., Vol. 45, n°2, p: 255-260.
- CORWIN D.L., RHOADES J.D., 1984- Measurement of Inverted Profiles Using Electromagnetic Induction. Soil Sci., Soc., Am., J., Vol. 48, p: 288-291.
- DELHOMME J.P., 1976- Applications de la théorie des variables généralisées dans les sciences de l'eau. Thèse de Doc., Ing., Université de Paris VI-Ecole des Mines de Paris.

Références bibliographiques.

-
- DOSSO Mireille, 1980- Géochimie des sols salés et des eaux d'irrigation. Aménagement de la Basse Vallée de l'Euphrate en Syrie. Thèse Doc., Ing., Univ., Paul Sabatier, Toulouse, 191 p.
- DROUBI (Al) Abd., 1976- Géochimie des sels et des solutions concentrées par évaporation. Modèle thermodynamique de Simulation. Application aux sols salés du Tchad. Mém. n°46, Univ., Louis Pasteur, Strasbourg, 177 p.
- DURAND J.H., 1954- Les sols d'Algérie. Pédologie n°2, pub., Serv., Colon., Hydraul., 244 p., Alger.
- DURAND J.H., 1963- Les croûtes calcaires et gypseuses en Algérie: formation et âge. Bull., Soc., Géol., de France, Vol. 7, Tome V, p: 959-968.
- FRONTIER S., 1983- Stratégies d'échantillonnage en écologie. Ed., Masson, PUL, Paris, 494 p.
- GARRELS R.M., CHRIST C.L., 1967- Equilibre des minéraux et de leurs solutions aqueuses. Gauthiers-Villars, Paris, 335 p.
- GARRELS R.M., THOMPSON M.E., 1962- A chemical model for sea water at 25°C and one atmosphere total pressure. American Journal of Science, Vol. 260, p: 57-66.
- GASCUEL-ODOUX Chantal, 1984- Application de la géostatistique à l'étude de la variabilité spatiale des propriétés du sol. Thèse Doc., Ing., ENSP/Univ. Paris VI, 235 p.
- GRETHER C., BRUTTEL P., 1975- Conductométry. Metrohm application Bull. n° 102e, 11 p., Herisau.
- ILRI, 1963- Reclamation of salt affected soils in Iraq. Dielemen ed., Wageningen, Pays Bas, 176 p.
- JACOBSEN TH., 1982- Salinity and irrigation agriculture in antiquity. Diyala Basin Archaeological Projects: Report on essential results, 1957-8. Undena Publications, Malibu, 120 p.
- JOB J.O., 1981- Some Problems in Analysis of Soils of Arid Areas, in: Third Int., Soil Class. Workshop Proceedings, ACSAD pub N° SS/P17/81, p: 219-237.
- JOB J.O., 1983- Analysis of soils: accuracy and precision. Third Int., Training Session on Soil Analysis, ACSAD/ORSTOM n° SS/R48/83.
- JOB J.O., 1985- Conductivimétrie électromagnétique: application à la cartographie des sols salés. 25ème semaine des Sciences de Damas (Syrie).
- JOB J.O., 1985- Conductivimétrie électromagnétique: étalonnage sur les sols salés de la Basse Vallée de L'Euphrate (Syrie). Centre ORSTOM de Montpellier, 9p.
- JOB J.O., COCHONNEAU G., 1985- Bilion: un programme de calcul des bilans ioniques et des ions appariés dans les solutions. Journées informatiques sur l'application de l'informatique à la valorisation des données physico-chimiques. Centre ORSTOM de Bondy, 14 p.

Références bibliographiques.

- JOB J.O., LOYER J.Y., AILOUL M., 1987- Utilisation de la conductivimétrie électromagnétique pour la mesure directe de la salinité des sols. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., Vol. XXIII, n°2 p: 123-131.
- JOB J.O., MERAI M., 1990- Etude de la salinité des sols de l'oasis d'El Guettar. Pub., ORSTOM/DS, n°ES-248, Direction des Sols, Tunis, 49 p.
- JOB J.O., MOUHEICH T., BANDAR M., FAWAL I., 1984- Chemical analysis of saline soils. Pub n° P25/84, ACSAD, Damascus.
- JOB J.O., TABBAGH A., LOYER J.Y., 1992- Réalisation d'un conductivimètre électromagnétique à faible pénétration. ORSTOM/CNRS, contrat MRT n° 88L0467, 17 p.
- JONC E.(de), BALLANTYNE A.K., CAMERON D.R., READ D.W., 1979- Measurement of Apparent Electrical Conductivity of Soils by an Electromagnetic Probe to Aid Salinity Surveys. Soil Sci., Soc., Am., J., Vol. 43, p: 810-812.
- KIELLAND J., 1937- Individual activity coefficients of ions in aqueous solution. J., Amer., Chem., Soc., Vol. 59, p:1675-1678.
- KOVDA V.A., 1937- Les sols salés et alcalins. Academie des Sciences de L'URSS (en Russe), Vol. 37, n° 3, p: 253-266.
- Le DAIN (A.Y.), 1977- Origine et fonctionnement d'une tache de salin en Camargue. Utilisation d'une méthode électrique de mesure in situ de la salinité. D.E.A Agronomie option Pédologie, ENSAM/USTL, Montpellier.
- McNEILL J.D., 1980a- Electrical conductivity of soils and rocks, Technical note n° TN-5, Geonics Ltd, Mississauga, Canada.
- McNEILL J.D., 1980b- Electromagnetic conductivity terrain measurement at low induction numbers. Technical note n° TN-6, Geonics Ltd, Mississauga, Canada.
- NAKAYAMA F.S., 1971- Calcium complexing and the enhanced solubility of gypsum in concentrated salt concentration. Soil Sci., Soc., Amer., Proc., Vol. 35, p: 881-883.
- PERRET D., 1982- Calcul d'équilibres géochimiques par minimisation d'énergie libre. Thèse Doc., Ing., ENSAR/Un., Rennes I, 120p.
- PERTHUISOT J.P., 1975- La sebkha El Melah de Zarzis. Genèse et évolution d'un bassin paralique. Trav. Labo. de Géol., n°9, Ecole Normale Sup., Paris, 251 p.
- PLEYJSIER J.L., 1984- Programm Labex, progress report. ISM, Wageningen, 61 p.
- RHOADES J.D., CORWIN D.L., 1981.- Determining soil electrical conductivity-depth relations using an inductive electromagnetic soil conductivity meter. Soil Sci., Soc., Am., J., Vol. 45, p: 225-260.
- RHOADES J.D., INGVALSON R.D., 1971.- Determining Salinity in Fields Soils with Soil Resistance Measurements. Soil Sci., Soc., Am., Proc., Vol. 35, p: 54-60.

Références bibliographiques.

-
- RIEU M., CHEVERRY CL., 1976- Mise au point bibliographique sur quelques recherches récentes en matière de sols salés. Cahiers ORSTOM, Sér., Pédo., Vol XIV, n°1, p: 39-61.
- ROBINSON (R.A.), STOKES (R.H.), 1959- Electrolyte Solutions, Londres, Butterworths.
- ROBBINS C.W, WAGENET R.J., JURINAK J.J., 1980- A combined salt transport-chemical equilibrium model for calcareous and gypsiferous soils. Soil Science, Vol.44, n°6, p:1191-1194.
- SCHWAB D.E., 1983- Some agricultural and meteorological terms in Akkadian. A reconsideration of the basic source material. SUMER, Vol. XXXIX, n° 1-2, p: 146-169.
- SPOSITO G., MATTIGOD S.V., 1977- On the Chemical Foundation of the Sodium Adsorption Ratio. Soil Science Society of America Journal, Vol. 41, p: 323-329.
- STUMM W., MORGAN J., 1981- Aquatic chemistry, J. Wiley & Sons ed., 780 p.
- TABBAGH A., 1974- Définition des caractéristiques d'un appareil électromagnétique classique pour la prospection archéologique. Propezioni Archeologici, Vol.9, p: 21-23.
- TANJI K.K., 1969- Solubility of gypsum in aqueous electrolytes as affected by ion association. Envir., Sci., Technology, Vol. 3, n° 7, p: 656-661.
- TARDY Y., GAC J.Y., 1979- Contrôle de la composition chimique des solutions par la précipitation des minéraux dans les sols. Bulletin A.F.E.S., p: 107-123.
- USSL, 1954- Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils. Agriculture Handbook n° 60, Richards ed., US Dep. of Agriculture, Washington.
- VALLES V, 1985- Etude et modélisation des transferts d'eau et de sels dans un sol argileux. Application au calcul des doses d'irrigation. Thèse n° 15, INP, Toulouse, 145 p.
- VAN BLADEL R., GHEYI H.R., 1980- Thermodynamic Study of Calcium-Sodium and Calcium-Magnesium Exchange in Calcareous Soils. Soil Sci., Soc., Amer., J., Vol. 44, p: 938-942.
- VAN BREMEN N., WIELEMAKER W.G., 1974- Buffer Intensities and Equilibrium pH of Minerals and Soils: the contribution of Minerals and Aqueous Carbonate to pH Buffering. Soil Sci., Soc., Amer., Proc, Vol. 38, p: 55-65.
- VOLTZ M., 1986- Variabilité spatiale des propriétés physiques du sol en Milieu alluvial. Thèse Doc., Ing., ENSA, 198 p., Montpellier.
- WILLIAMS B.G., BAKER G.G., 1982- An Electromagnetic Induction technique for Reconnaissance Surveys of Soil Salinity Hazards. Austr., J., Soil Res., n° 20, p: 107-108.
