

N° D'ORDRE :

THESE

PRESENTEE

A L'UNIVERSITE PAUL SABATIER DE TOULOUSE (SCIENCES)

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR DE SPECIALITE
Spécialité Géologie régionale, structurale et appliquée

PAR

Michel RIEU

ELEMENTS D'UN MODELE MATHEMATIQUE DE PREDICTION DE LA SALURE DANS LES SOLS IRRIGUES APPLICATION AUX POLDERS DU TCHAD



Soutenu le 20 Mars 1978 devant la Commission d'Examen

MM. TARDY	Président
BOURGAT	} Examineurs
CHEVERRY	
MIROUSE	
ORLIAC	
VACHAUD	

UNIVERSITE PAUL SABATIER

PRESIDENCE

M. MARTIN Président
M. LARENG 1er Vice-Président
Mlle GUYON 2ème Vice-Président

CORPS PROFESSORAL

ORDRE DES SCIENCES

HONORARIAT

M. BEDOS Professeur honoraire
M. BLAIZOT Doyen honoraire
M. CAPDECOMME .. Doyen honoraire, Recteur honoraire,
Correspondant de l'Institut
M. COUCHET Professeur honoraire
M. DUPOUY Membre de l'Institut, Doyen honoraire,
Directeur Général honoraire du C.N.R.S.,
Professeur honoraire
M. DURAND Emile .. Doyen honoraire, Professeur honoraire
M. GAUSSEN Professeur honoraire, Correspondant
de l'Institut
M. MARGULIS Professeur honoraire
M. MASDUPUY Professeur honoraire
M. MATHIS Doyen honoraire
M. MIGNONAC Professeur honoraire
M. MIQUEL Professeur honoraire
M. MORQUER Professeur honoraire, Correspondant
de l'Institut
M. SECONDAT Professeur honoraire
M. TEISSIE-SOLIER . Professeur honoraire
M. VANDEL Professeur honoraire, Membre de l'Institut
M. DUPIN Professeur honoraire
M. TRICHE Professeur honoraire
M. PERRIER Professeur honoraire

PROFESSEURS

M. CAPDECOMME .. Minéralogie, Correspondant de l'Institut
M. GALLAIS Chimie, Membre de l'Institut
M. FERT Physique
M. LESBRE Chimie Organique
M. HURON Mathématiques Appliquées
M. LEDOUX Zoologie Appliquée
M. RIVALS Agriculture
M. MATHIS Chimie
M. ORLIAC Géochimie et Minéralogie
M. LAFOURCADE .. Physique
M. ANGELIER Zoologie
Mlle de FERRE .. Botanique
M. FARRAN Minéralogie et Géotechnique
M. LAUDET Physique Théorique et Calcul Numérique
M. SERFATY Physiologie et Ecophysiologie Animales
M. LAGASSE Electrotechnique
M. BLANC Physique Nucléaire
M. LEREDDE Botanique
M. LELUBRE Géologie

M. LALAGUE Mathématiques Générales
M. BOUIGUE Astronomie
M. ASSELINEAU ... Chimie Biologique
M. MAURET Chimie Systématique
M. AGID Physiologie
M. MONTANT Cryptogamie
M. GAUTIER Physique
M. CRUMEYROLLE . Mathématiques
M. GOURINARD ... Géologie
M. PULOU Minéralogie
M. CAMBOU Physique Spatiale
M. LACOSTE Electrotechnique
M. THIBAUT Mécanique Rationnelle et Appliquée
M. MASCARD Mathématiques
M. MEDIONI Psychophysiologie
M. RAYNAUD P. Physiologie Animale
M. ZALTA Chimie Biologique
M. SEVELY Electrotechnique
M. POMMIEZ Mathématiques
M. REY Paul Biologie Végétale
M. COULOMB Physique
M. TRINQUIER Physique
M. MARONI Chimie
M. BEETSCHEN ... Biologie Générale
M. DERACHE Physiologie Animale
M. SATGE Chimie Organique
M. LATTES Chimie
M. VEDRENNE Géophysique
M. DURAND-DELGA Géologie
M. CARRARA Physique
M. MAHENC Chimie
M. MIROUSE Géologie
M. BITSCH Zoologie
M. DEGEILH Physique
M. MARTIN J.C. ... Génie Electrique
M. REY Gérard ... Electronique, Electrotechnique, Automatique
M. SICARD Biologie Génétique
M. SOUQUET Géologie
M. TOUZE Physiologie Végétale
M. FRASNAY Mathématiques (Algèbre et Combinatoire)
M. CASSAGNAU ... Zoologie
M. CAUSSINUS ... Mathématiques Appliquées (Statistiques Appli-
quées)
M. PESCIA Physique
M. PICCA Physique de l'Atmosphère
M. BAUDIERE Botanique Fondamentale et Pyrénéenne
M. BARRANS Chimie Physique Organique
M. POIL BLANC ... Chimie Minérale
M. PERENNOU Informatique
M. ATTEIA Mathématiques
M. CASTAN Informatique
M. COLLETTE Physique
M. REME Mesures Physiques

PROFESSEURS SANS CHAIRE

M. MERIC Mathématiques Appliquées
Mme LECAL Zoologie
M. PILOD Physique
M. LARROQUE Physique
Mlle LAPEYRE Mathématiques - Informatique
M. BERTRAND Chimie
M. DESQ Mathématiques
M. ROCARD Electronique
M. GUERIN Mathématiques
M. SCHNEIDER Biologie Cellulaire
M. de LOTH Chimie Physique
M. SAPORTE Physique
M. THENOZ Génie Civil
M. DURAND Ph. Physique
M. FONTAN Physique Nucléaire
M. BAUDRAS Chimie Biologique
M. CALVET Mécanique des Fluides
M. PAGANI Physique
M. BEAUFILS Informatique
M. BERTHELEMY ... Zoologie
M. TERJANIAN Mathématiques
M. MORUCCI Génie Biologique et Médical
M. BONEL Chimie
M. SOTIROPOULOS . Chimie Organique
M. CUPPENS Mathématiques
M. VERDIER Physique
M. ETTINGER Mathématiques
M. BONNET Louis ... Biologie
M. JOSSERAND Mesures Physiques
M. ROUTIE Génie Chimique
M. COTTU Génie Mécanique
M. HURAU Physique
Mme GERVAIS Chimie Inorganique
M. BANCEL Mathématiques
M. LOUARN Génétique
M. BOUDET Physiologie Végétale

PROFESSEUR ASSOCIE

M. GUMOWSKI Mathématiques

MAITRES DE CONFERENCES

Mlle BARBANCE Mathématiques
M. GILLY Génie Mécanique
M. MARAL Physique
M. LEGRAND Génie Civil
M. ABATUT Electronique, Electrotechnique, Automatique
M. MAUSS Mécanique
M. BETOURNE Informatique
M. CAMPAN Psychophysiology
M. CLERC Mécanique
M. GRIFONE Mathématiques
M. LETAC Mathématiques
M. COUOT Mathématiques, Analyse Numérique
M. NGUYEN THANH VAN
M. TRAVERSE Problèmes Chimiques de l'Energie
M. ALRAN Génie Chimique
M. REY J. Géologie Sédimentaire et Paléontologie
M. DARTIGUENAVE Chimie Minérale Moléculaire
M. HERAULT Chimie
M. PRADINES Mathématiques

M. GALINIER Informatique
M. VIGNOLLE Informatique
M. DEPARIS Embryologie
M. CAVALIE Physiologie Végétale
M. MASSOL Chimie des Composés Organiques et
Organominéraux d'intérêt biologique
M. HARTMANN Mécanique
M. ROUSSET Chimie Appliquée (Matériaux)
M. TARDY Sciences de la Terre et Aménagement

MAITRES DE CONFERENCES ASSOCIES

M. HURLEY Physique Spatiale
M. SINGH Automatique



ADMINISTRATION

M. PRINEAU Secrétaire Général de l'Université

SOMMAIRE

<i>page</i>	<i>II</i>	AVANT-PROPOS
	<i>1</i>	INTRODUCTION
	<i>5</i>	CHAPITRE I - Rappels sur les polders de la rive nord-est du lac Tchad
	<i>19</i>	CHAPITRE II - Le sols des polders et ses mécanismes évolutifs
	<i>43</i>	CHAPITRE III - Etude du mouvement de l'eau dans le sol
	<i>80</i>	CHAPITRE IV - Equilibre thermodynamique du système sol-eau-atmosphère du sol
	<i>102</i>	CHAPITRE V - Elaboration d'un modèle mathématique de simulation
	<i>117</i>	CONCLUSIONS GENERALES
	<i>120</i>	Bibliographie
	<i>127</i>	Liste des figures
	<i>129</i>	Liste des tableaux
	<i>130</i>	Table des matières

AVANT - PROPOS

Je dois une reconnaissance toute particulière à M. Georges AUBERT qui m'a enseigné la pédologie et a permis mon orientation vers les sols salés et à M. Noël LENEUF, Président du Comité Technique de Pédologie de l'ORSTOM, qui a soutenu mon projet.

Je remercie M. G. CAMUS, Directeur Général de l'ORSTOM et M. J. SEVERAC, Directeur Adjoint qui ont rendu possible mon séjour au Tchad, pendant lequel j'ai pu réaliser cette étude.

Au Tchad, c'est à M. Claude CHEVERRY que je dois la définition de mon sujet de recherche et surtout une amicale collaboration qui ne s'est jamais démentie.

En France, c'est auprès de Yves TARDY que j'ai trouvé le dialogue scientifique et les moyens de réaliser ce mémoire. Il m'a toujours judicieusement conseillé et encouragé.

M. Georges VACHAUD a suivi ma démarche et m'a apporté l'appui de ses connaissances dans le domaine de l'hydrodynamique.

MM. BOURGEAT, MIROUSE et ORLIAC ont bien voulu accepter de lire et de critiquer ce travail. Je les en remercie.

Je suis très reconnaissant à MM. COMBEAU, DABIN, MAIGNIEN et PELLOUX pour leur aide dans le domaine scientifique et analytique.

Je remercie chaleureusement mes amis du Tchad, Jean HERVIEU, Charles TOBIAS, Jean-Yves GAC, Philippe MAGAT et Albert FORGET, qui m'ont apporté un concours précieux dans les conditions parfois difficiles des différentes campagnes de terrain. Je réserve une mention toute spéciale à Jacques QUENSIERE sans qui je n'aurais pu écrire le programme de calcul.

Ma gratitude va aussi à Jean SOLEILHAVOUP et Patrick TOPART qui ont effectué des centaines d'analyses souvent délicates.

Pour réaliser ce travail, mes compagnons de terrain Tchadiens et surtout Mahamat ASSAB ALLAH m'ont, toujours dans la bonne humeur, apporté un concours précieux.

J'exprime enfin toute ma reconnaissance à Mmes CAMUS et GRANIER qui à N'Djamena et à Toulouse ont assumé la lourde tâche de la dactylographie de cet ouvrage.

Enfin mes pensées vont vers ma femme Silvia, qui au long de quatre années m'a prodigué son soutien serein et patient.

INTRODUCTION

Au coeur de l'Afrique, au sein d'un Sahel que l'eau abandonne, s'étend une immense oasis. La rive nord-est du lac Tchad abrite dans son contour tourmenté de riches terres où l'eau abonde. Véritables polders gagnés sur le lac, ces terres ne représentent que quelques milliers d'hectares aujourd'hui mais pourraient être étendues à 250 000 hectares demain... Le coton, les céréales et les plantes maraîchères y sont cultivés avec des rendements élevés sans apport d'engrais. En 1972, malgré une saison des pluies déficitaire, les rendements obtenus par les meilleurs "paysans-pilotes" du polder de Bol-Guini, avec l'encadrement et l'assistance technique de la Société d'Exploitation du Lac ont été de 3550 kg/ha pour le coton et de 47 q/ha pour le blé (*) alors qu'un bon rendement de coton dans le sud du pays est voisin de 1200 kg de coton par hectare.

Ce jardin perdu au milieu des sables du Kanem risque pourtant de n'être qu'un mirage : déjà maints polders ont dû être abandonnés par les cultivateurs : les sols trop salés ou alcalinisés sont impropres à la culture. L'évaporation est en effet intense dans cette région et une exploitation imprudente peut ruiner tous les espoirs.

C'est sans doute une des raisons pour lesquelles la région du lac a fait l'objet, depuis la mission du commandant TILHO en 1905, d'études nombreuses et approfondies. Les sols des polders quant à eux ont été particulièrement étudiés. Les travaux de GUICHARD et *al.* (1959), PIAS et BARBERY (1960, 1961), PIAS et SABATIER (1964), CHEVERRY (1965, 1966, 1967, 1968a, 1968b, 1969a, 1969b, 1969c) CHEVERRY et SAYOL (1971), CHEVERRY (1972), CHEVERRY et *al.* (1972) et enfin l'étude fondamentale de CHEVERRY (1974) analysent la salinité dans les sols des polders. Une telle répétition de travaux peut paraître surprenante. C'est que dans les polders, la salinité évolue très vite ; en quelques années, voire en quelques mois, le contenu en sels du sol peut être profondément modifié. Dans de telles conditions, une description de profil pédologique, une analyse chimique sont impuissantes à exprimer la réalité trop changeante des sols. Que l'on cherche exclusivement à

(*) "Rapport sur les principales activités de la station de Matafo jusqu'en 1973". SODELAC. Rep. du Tchad/SCET INTERNATIONAL. Juillet 1973. Polygr. 108 p.

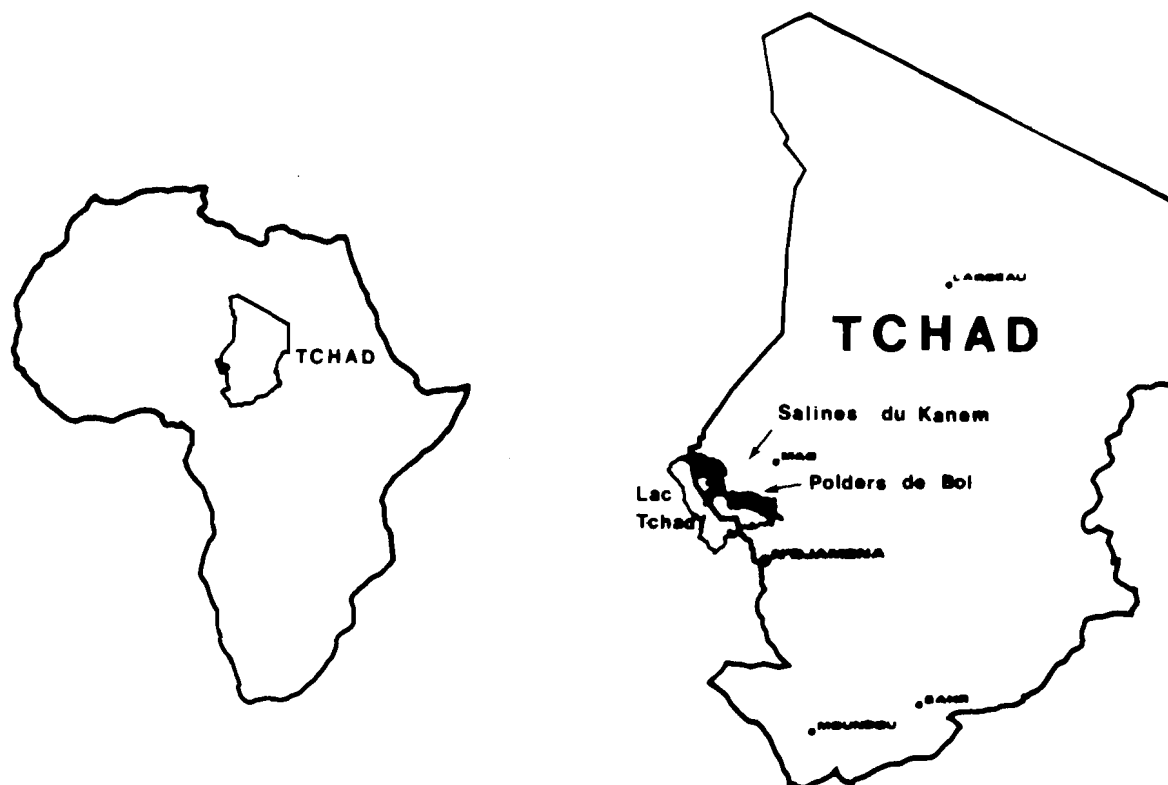


Fig. 1 - Les polders de la rive nord-est du lac Tchad.

rendre compte des sols des polders ou que l'on veuille sélectionner les plus propices à une mise en valeur agronomique, les méthodes habituelles de reconnaissance et de cartographie n'en donneront jamais qu'une vision limitée dans le temps, qu'il faudra compléter et corriger indéfiniment.

Dans ce cas, il peut être utile d'envisager une méthode d'approche différente : puisque le résultat de l'évolution des caractéristiques chimiques des sols des polders échappe aux méthodes d'observation habituelles, il ne reste plus qu'à tenter de rendre compte de l'évolution elle-même. Il ne s'agit plus alors de décrire et d'expliquer le plus exactement possible une situation momentanée du sol étudié mais

- d'identifier les mécanismes responsables de son évolution,
- d'en préciser les agents,
- et d'explicitier, à l'aide des lois générales de la circulation de l'eau dans les milieux poreux, de la thermodynamique des solutions salines et des échanges de cations, le fonctionnement des systèmes évolutifs essentiels.

On aboutit ainsi à des ensembles d'équations paramétriques dont la résolution simultanée rend compte de l'évolution dans le temps du système consti-

POLDERS DE BOL

ECHELLE
0 1 2 Km



- 1** Bol
- 2** Aéroport
- 3** Lac
- 4** Polder Guini
- 5** Polder Berim
- 6** Polder Ganatir
- 7** Matafo
- 8** Parcelle expérimentale (Profil MAT)
- 9** Profil Q3

Couverture aérienne
ERP 1/32 20-1-65
1/10.000⁰ BOL

tué par un sol salé, fortement argileux et organique, lieu d'échange entre l'atmosphère et une nappe phréatique salée, sous l'effet du climat, de la végétation et, le cas échéant, de la mise en culture et de l'irrigation avec des eaux elles-mêmes salées.

En d'autres termes, on a bâti un modèle de simulation mathématique dont la structure même permet d'identifier définitivement le sol qu'il reproduit. Mais il est aussi possible de reconduire les calculs de jour en jour, d'année en année : on peut ainsi connaître à l'avance l'état du sol au terme d'une période de culture ou de friche dont la durée est fixée par l'utilisateur.

Après un bref rappel des connaissances actuelles sur le milieu naturel des polders, les sols que l'on y rencontre et leur type d'évolution, les mécanismes essentiels de cette évolution, mouvements de l'eau dans le sol, équilibres chimique et thermodynamique entre une solution saline et un sol, seront analysés et leurs paramètres essentiels déterminés. Enfin, la structure du modèle de simulation sera brièvement présentée.

C H A P I T R E I

RAPPELS SUR LES POLDERS DE LA RIVE NORD-EST DU LAC TCHAD

A - LE LAC TCHAD ET LES POLDERS

Le lac Tchad s'étend largement au centre du bassin sédimentaire Tchadien. En réalité, ce lac n'est qu'une lame d'eau de 2 à 6 m d'épaisseur et de superficie variable, suivant les conditions de son alimentation. Dans son extension actuelle, elle envoie sur sa bordure nord-est un erg formé de cordons dunaires orientés Nord-Ouest, Sud-Est. Il en résulte une rive confuse aux contours circonvolutionnés, les dunes émergées formant des isthmes entre lesquels les eaux du lac pénètrent profondément vers l'intérieur des terres. Quelques barrages de sable, parfois même un seul, suffisent à isoler des eaux libres des dépressions interdunaires qui, une fois asséchées, constituent des polders.

Ce type de modèle est particulièrement développé aux environs de la ville de BOL (13° 28'N, 14° 43'E), où se trouvent les polders de GUINI et BERIM.

1. Le climat

Il règne dans cette région un climat subaride, sahélien à sub-désertique, caractérisé par une courte saison des pluies (juillet - septembre) et une longue saison sèche (octobre - juin).

La moyenne annuelle des précipitations est de l'ordre de 300 mm. Au cours des dernières années une baisse importante doit être notée : 202 mm en 1971, 98,6 mm en 1972 et 182,8 mm en 1973. Par contre la saison des pluies a été normale en 1974 (*).

(*) "Données climatologiques mensuelles". Station de Matafo. Années 1965-1973
O.R.S.T.O.M. Centre de N'DJAMENA - Bureau Central Hydrologique - Paris
déc. 1974.

Les températures ne dépassent que rarement 40°C et sont assez fortement contrastées avec des amplitudes de l'ordre de 20°C en saison sèche et 10° à 15°C en saison des pluies. La température moyenne annuelle est de 28°C^(*).

Un vent de 2 à 3 m/s souffle en permanence dans la région.

L'évaporation est très forte : 2 200 mm par an à la surface du lac (TOUCHEBEUF de LUSSIGNY, 1969), 3 000 à 3 500 mm annuels pour un bac Colorado en sol nu et 2 000 à 2 300 mm pour l'E.T.P. mesurée avec la méthode de THORNTWAITE (*).

On conçoit aisément qu'avec un déficit hydrique de l'ordre de 1 900 mm par an, la dynamique des sols de la région soit dominée par les phénomènes évaporatoires.

2. L'héritage sédimentaire

a) Stratigraphie (DUPONT, 1972 ; SERVANT, 1973 ; CHEVERRY, 1974 ; MATHIEU, 1976)

Le bassin de sédimentation lacustre tchadien s'est individualisé à la fin de l'ère tertiaire. Durant la période quaternaire, il a été le siège de dépôts sédimentaires éoliens, fluviatiles et lacustres. On y distingue :

- La série du Bahr-el-Ghazal, dépôt argileux du Plio-pleistocène ancien,
- La série des Soulias constituée de sables éoliens modelés en erg et contenant des lentilles d'argiles lacustres. Elle est antérieure à 40 000 ans BP.
- La série de Labdé enfin, qui tapisse les dépressions interdunaires de la rive nord-est du lac Tchad actuel.

b) La série de Labdé

Il s'agit d'un dépôt lacustre de 10 à 15 m d'épaisseur qui comprend une séquence diatomitique (12 000 à 11 000 BP) et une séquence moins riche en diatomées dont le dépôt s'étale de 10 000 BP à nos jours. Les sols des polders se développent dans cette dernière séquence. On y distingue, de la base au sommet (Tableau I) :

- des argiles limoneuses (20 % de limon) gris verdâtre, sur plusieurs mètres d'épaisseur ;
- des argiles "molles" grises à gris-bleu, sur 3 m en moyenne ;
- des argiles "structurées" en colonnes polyédriques de grande taille

(*) "Données climatologiques mensuelles". Station de Matafo. Années 1965-1973
O.R.S.T.O.M. Centre de N'DJAMENA - Bureau Centre Hydrologique - Paris
déc. 1974.

Tableau I - Caractéristiques analytiques essentielles des dépôts de la deuxième séquence de la série de Labbé (d'après DUPONT, 1972).

	Profondeur (cm)	ECs*	Sels solubles mé/100g			Bases échangeables mé/100g					MO %	Argiles**		
			Total	Na	K	CEC	Ca	Mg	K	Na		Montm.	Kaol.	Ill.
Vase grise	0	0.035	0.9	0.13	0.04	49.5	20.2	11.0	1.3	0.8	13	7	2	1
Vase brune	40	0.047	0.9	0.11	0.05	59.6	22.4	10.9	1.1	1.0	24	7	3	tr.
Arg. struct. (sommets)	60/80	0.052	0.7	0.08	0.04		19.4	8.3	1.3	0.5	7	7	2	1
Arg. struct.	200/500	0.033	0.8	0.08	0.03	38.0	18.1	8.3	1.3	0.3	7	7	2	1
Arg. molles	500/800	0.037	0.6	0.06	0.03	36.3	14.0	8.0	1.1	0.5	4	8	2	tr.
Arg. limon.	1200/1600	0.051	1.0	0.12	0.03	31.6	12.1	5.1	0.7	0.9	14	7	3	tr.

* Conductivité électrique de l'extrait de saturation en millimhos.cm⁻¹.

** Estimation semi-quantitative exprimée en dixièmes.

sur 1 à 4 m d'épaisseur. Sur les 20 à 40 cm supérieurs, les polyèdres deviennent de plus en plus petits et arrondis, assez souvent enrichis en CaCO_3 . Cette structuration et cette carbonatation de surface sont liées à une régression lacustre qui a permis d'une part la concentration par évaporation d'une lame d'eau résiduelle et le dépôt de carbonates, d'autre part la dessiccation de l'argile, riche en matière organique, qui a ainsi acquis une forte structure et certains caractères hydrophobes. Dans ce niveau, les carbonates sont datés de 430 ans \pm 95 BP (SERVANT, 1973).

- des vases disposées en lits plus ou moins riches en matière organique, sur une épaisseur de 40 cm environ.

Les dépôts de la deuxième séquence de la série de Labdé sont caractérisés par une forte teneur en montmorillonite et en matière organique et une faible salinité :

- Les vases contiennent de 60 à 70 % de montmorillonite et de 20 à 30 % de kaolinite. La matière organique est abondante : 13 à 24 % avec un rapport C/N de 13 à 15,5.

Dans les argiles structurées la montmorillonite varie de 40 à 70 %, associée à la kaolinite. Ce niveau contient de 4 à 9 % d'une matière organique assez évoluée (C/N de 7 à 11,5). Les argiles limoneuses ont une composition minéralogique semblable et sont plus riches en matière organique (de 12 à 15 %).

- Le sédiment non encore exondé contient très peu de sel : 100 g de sédiment sec contiennent moins de 1 milliéquivalent de cations. L'alcalinisation est inexistante : le sodium représente moins de 30 % de la somme des cations et moins de 2 % des bases échangeables.

Tous les polders visités, sur la rive nord-est du lac présentent la même succession de dépôts. Parfois le terme le plus récent est moins bien représenté. A l'échelle d'un polder, les vases sont moins épaisses sur la bordure ; le niveau enrichi en CaCO_3 , assez irrégulier, peut même être localement absent. Il n'en reste pas moins que la série de Labdé tapisse le fond des dépressions interdunaires de l'erg de la rive nord-est du lac avec une régularité remarquable.

3. Les eaux souterraines

a) Physionomie de l'aquifère général (Nappe sous-dunaire)

Les travaux de DIELEMAN et *al.* (1963), SCHNEIDER (1967) et surtout les mesures isotopiques $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de ROCHE (1970, 1973) permettent d'avoir une idée

assez précise de la localisation des eaux souterraines sur les rives du lac Tchad.

L'aquifère, épais de 65 m, repose sur la série argileuse du Pléistocène ancien (série du Bahr-el-Ghazal) et circule dans les sables de la série des Soulias. Les eaux ont une double origine :

- A quelques kilomètres des rives du lac, une gouttière piézométrique favorise une venue des eaux lacustres vers l'intérieur des terres. Le gradient étant faible (3 ‰), l'infiltration latérale, qui se fait de préférence dans le sens longitudinal des bras, reste limitée.

- A ces eaux viennent se mélanger des eaux météoriques, infiltrées à travers les cordons dunaires et protégées de l'évaporation par une épaisseur de 15 m de sables, qui constituent la partie supérieure de l'aquifère.

b) La nappe des polders

Située dans les argiles structurées de la deuxième séquence de la série de Labdé et séparée des sables de la série des Soulias par les limons argileux imperméables de la première séquence, la nappe des polders a une double origine :

- Les limons argileux sont fréquemment discontinus sur la bordure des dépressions interdunaires. Les lacunes de ce niveau permettent le passage vers les couches supérieures des eaux de l'aquifère général.

- Les eaux lacustres s'infiltrent directement dans le polder à travers les barrages de sable qui les ferment. Selon le niveau du lac cette infiltration est souterraine ou superficielle. Il n'est pas rare, lors des hautes eaux du lac d'observer au pied des barrages de courts ruisselets qui se jettent dans une mare de faible étendue.

Dans le polder de Bol-Guini, DIELEMAN et *al.* (1963) et CHEVERRY (1969, 1974) ont montré que la nappe des argiles structurées se déplace latéralement à travers l'ensemble du polder : les eaux peu salées provenant de la bordure ouest repoussent vers l'Est les eaux plus concentrées du centre du polder.

Cette circulation vient se heurter à un flux d'eaux faiblement minéralisées s'écoulant de la nappe dunaire de la bordure est. Ce schéma peut être modifié par les variations du niveau de la nappe du polder : un abaissement du niveau piézométrique facilite le déversement dans le polder des masses d'eaux dunaires.

Les fluctuations verticales du niveau de la nappe sont liées à la forte évaporation en saison sèche et à l'apport d'eaux météoriques en saison des

pluies. Elles sont aussi fortement influencées par la crue du lac Tchad avec un décalage d'environ deux mois. Toutefois il n'est pas possible, même à l'échelle d'un polder, de fixer un schéma simple d'alimentation et de circulation de la nappe des argiles structurées.

c) Composition chimique

Du point de vue de la salinité, les eaux du lac dans la région de Bol sont faiblement salées (0,1 à 1,15 g/l), essentiellement bicarbonatées calciques (65 % de cations alcalino-terreux).

Les eaux de l'aquifère général, peu salées en surface (0,15 g/l) sont plus salées en profondeur (1,5 g/l) et le plus souvent bicarbonatées calciques ou sodiques.

La nappe phréatique des argiles structurées (polders) présente une salinité variable (de 0,3 à plus de 8 g/l) : par l'intermédiaire du sol, la nappe est en contact avec l'atmosphère. Les phénomènes de remontées capillaires et d'évaporation peuvent localement provoquer des concentrations salines importantes. L'anion dominant est le sulfate ; le calcium et le magnésium sont les cations les plus représentés bien que localement le sodium puisse atteindre des teneurs très élevées.

B - LES POLDERS

1. Histoire

Le polder de Guini a été créé en 1951 par un barrage l'isolant du bras de Bérin. Il était sensiblement à sec en juin 1954. Au cours de la saison des pluies 1954 (700 mm) il a été presque entièrement remis en eau. En juin 1956 il était exondé en majeure partie et n'a pas été inondé depuis lors. En 1967 il ne restait aucune mare résiduelle. Les barrages du polder de Bérin ont été élevés en 1954. Il reste encore de nos jours au pied du barrage sud, une mare résiduelle de quelques hectares entretenue par les infiltrations.

Dans les deux polders, le niveau de la nappe phréatique s'est abaissé jusqu'à atteindre plus de 2 m au-dessous de la surface du sol en 1974-75. Il en est résulté une dessiccation et un dégonflement des matériaux exondés. Le niveau général s'est abaissé et la surface a été localement bouleversée par des effondre-

ments. A la suite de la crue du lac en 1976, la nappe phréatique est remontée et a affleuré dans les secteurs les plus bas des polders.

2. Les sols

CHEVERRY (1969, 1971, 1974) a étudié la formation et l'évolution des sols dans les polders. On rappellera ici les éléments essentiels de cette étude.

a) Passage du régime de submersion à celui des remontées capillaires

Après la fermeture d'un barrage, il subsiste à la surface du nouveau polder une lame d'eau constituée des eaux du lac emprisonnées et d'eaux d'infiltration à travers le barrage. Lorsque cette lame s'assèche, les eaux se concentrent le pH augmente, l'anion CO_3 apparaît et les carbonates alcalino-terreux précipitent. Les eaux de submersion acquièrent ainsi un faciès carbonaté-sodique. Après le dépôt d'une calcite légèrement magnésienne, il se dépose à la surface des sédiments en cours d'exondation, de la gaylussite ($\text{CaCO}_3, \text{Na}_2\text{CO}_3, 5\text{H}_2\text{O}$) et du trona ($\text{NaHCO}_3, \text{Na}_2\text{CO}_3, 2\text{H}_2\text{O}$).

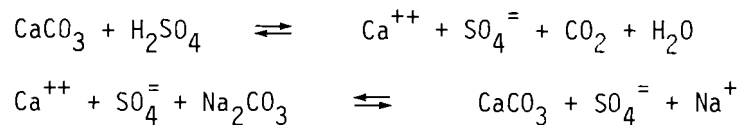
La nappe phréatique prend le relais de la lame de submersion au fur et à mesure de son retrait. La nappe est à son niveau piézométrique en bordure du polder ; elle est en charge sous la lame d'eau résiduelle, dans le secteur encore inondé. Il n'y a pas de relation entre les deux masses d'eau. On observe un gradient de minéralisation des eaux, de la bordure vers le centre du polder. Le potentiel Redox nettement positif en bordure du polder est localement négatif où la nappe est captive.

Après assèchement de la lame de submersion, les sédiments se dessèchent à leur tour. Un réseau de fentes de retrait s'ouvre dans les vases, une structure apparaît. La nappe phréatique s'équilibre à son niveau piézométrique et un régime de remontées capillaires s'établit.

Les sols récemment formés sont peu épais. On rencontre en surface un horizon plus ou moins desséché, faiblement structuré, fortement salé et alcalinisé : les eaux concentrées de la lame de submersion ont imprégné cet horizon et les argiles ont échangé leurs alcalino-terreux avec du sodium. Au-dessous, se trouvent les sédiments gorgés d'eau et peu salés.

b) Pédogénèse

Au fur et à mesure que l'assèchement gagne en profondeur, les sulfures contenus dans le sédiment peuvent être oxydés et il se forme de l'acide sulfurique. Ce dernier réagit avec les carbonates déposés au cours de l'assèchement de la lame de submersion, et surtout les carbonates anciens du sommet des argiles structurés. Le sulfate de calcium ainsi formé peut atteindre la surface du sol grâce aux remontées capillaires et un nouvel équilibre s'établit dans ce milieu contenant des carbonates sodiques résiduels :



Ainsi, la mise en place du régime de remontées capillaires correspond à un relais des accumulations de sels alcalins par des sels neutres. Ce phénomène n'est possible que si la nappe s'abaisse rapidement, permettant l'aération du sol et si l'alcalinisation initiale n'a pas été trop importante pour compromettre l'établissement d'une structure permettant le démarrage des remontées capillaires.

c) Les deux voies de la différenciation des sols

La voie saline neutre

C'est le relais des accumulations de sels alcalins par des sels neutres. Il dépend de la vitesse avec laquelle le sol se dessèche et s'aère.

Lorsque le régime des remontées capillaires est établi, en saison sèche les vases de surface acquièrent une structure fine très stable. Il se forme un "mulch" qui joue le rôle de sables pour le reste du profil, du point de vue de la dynamique de l'eau.

Dans le sol très aéré, les agrégats prismatiques des argiles structurées constituent chacun une unité d'exsudation. L'eau qui les imprègne migre vers la périphérie et dépose sur leurs faces des sels neutres (Na_2SO_4 , CaCO_3).

En saison des pluies, les eaux météoriques traversent le mulch de surface en le lessivant, puis empruntent le réseau des fissures du niveau des argiles structurées, lavant de leurs sels les parois des prismes. Elles rejoignent enfin la nappe qu'elles ressalent.

En saison sèche, les remontées capillaires à partir de la nappe favorisent l'accumulation de sels neutres dans la partie supérieure du profil, en

général à la base du niveau de mulch.

La voie alcaline

Si la lame d'eau résiduelle, après la fermeture du barrage, séjourne plusieurs années en surface du sol, il s'établit sous celle-ci des conditions anaérobies qui favorisent la sulfato-réduction et des pressions partielles de CO_2 parfois très élevées. Les eaux sont fortement bicarbonatées, le soufre existe presque exclusivement à l'état de sulfures.

A proximité de la surface, les pressions partielles de CO_2 s'abaissent les alcalino-terreux précipitent sous forme de carbonates et les eaux sont carbonatées sodiques. Le pH est élevé, la matière organique solubilisée. L'argile, fortement alcalinisée, dépouillée de la matière organique qui lui était associée, devient très gonflante et facilement dispersable. Dans ces conditions, la structure est détruite.

Lors du retrait de la lame d'eau, il se dépose des carbonates de sodium et du salant noir constitué des mêmes sels, mais fortement chargés de matière organique dissoute. Au-dessous de cette croûte superficielle, le sédiment n'acquiert pas de structure ; les propriétés physiques de l'argile structurée sont elles-mêmes dégradées.

Dans ces conditions, l'aération du milieu permettant la formation d'acide sulfurique est impossible. Le pH reste élevé. Le relais des sels alcalins par les sels neutres est bloqué. Le sol est engagé dans la voie alcaline. L'absence de mulch superficiel permet l'établissement d'un régime d'exsudation simple. Même si la nappe s'abaisse, les conditions réductrices se maintiennent et l'eau carbonatée remonte par capillarité, enrichissant la surface en sels alcalins.

La saison des pluies ne permet aucun lessivage de ces sels : la structure de l'horizon en surface étant détruite, les eaux météoriques ne peuvent pénétrer dans le sol imperméable et dissolvent les sels alcalins de la surface, provoquant une nouvelle augmentation du pH, une remise en solution de la matière organique et son lessivage vers les secteurs les plus déprimés du polder.

A la longue, la salinisation de la partie supérieure du sol peut être telle que toute végétation disparaît. Les phénomènes générateurs de CO_2 liés à sa présence s'estompent et l'alcalinité du milieu s'accroît, avec la chaîne de conséquences prévisible : dispersion des argiles, blocage plus intense du soufre sous sa forme réduite S^- , extraction de la matière organique par solubilisation.

La perte de perméabilité du sol est aussi bien latérale que verticale. La nappe ne joue plus son rôle de vecteur des sels. L'ensemble du sol constitue une "mèche" évaporatoire permettant l'accumulation des sels en surface. Ce sont les sols des "tronatières".

Un même matériau initial peut donc évoluer, suivant les conditions, dans deux sens très différents. Un sol initialement engagé dans la voie saline neutre peut dévier vers la voie alcaline s'il est soumis à une submersion prolongée par des eaux alcalines ou si des façons culturales maladroites provoquent l'alcalinisation des niveaux superficiels. En revanche, un sol engagé dans la voie alcaline ne s'orientera pas nécessairement vers la voie saline neutre s'il se trouve placé dans des conditions oxydantes. En effet, bien que les sulfures dispersés dans la masse du sol représentent une acidité potentielle importante, si les propriétés physiques du sol ne permettent plus ni la venue vers la surface de solutions contenant du CaSO_4 , ni le lessivage vers la nappe des sels alcalins accumulés dans l'horizon superficiel, ce dernier aura toujours tendance à constituer un écran imperméable entre l'atmosphère et la profondeur et à rétablir dans le sol des conditions réductrices. Il existe donc un seuil d'irréversibilité : une trop forte dégradation de la structure de l'horizon de surface, c'est-à-dire une conductivité hydraulique trop faible.

Cet abaissement critique de la conductivité hydraulique est le résultat de deux facteurs :

- un taux de sodium échangeable trop élevé,
- la disparition de la matière organique, liée à l'argile et qui lui assurait une bonne structure et un faible pouvoir de dispersion.

3. Variabilité de la chimie des sols

Entre le sol typique de la voie saline neutre, et le sol ayant atteint le seuil d'irréversibilité dans la voie alcaline, il peut exister toute une gamme de sols, dont la caractéristique commune est une morphologie et un ensemble de propriétés physiques constantes, mais dont le contenu salin est très variable.

Le temps et les façons culturales prennent alors une importance capitale. En effet, la modification du contenu en sels du sol, c'est-à-dire de la composition de la solution qui l'imprègne, peut être rapide. Cette modification est toujours liée à une variation du régime hydrique du sol : fluctuation du niveau de la nappe phréatique, venue d'eaux de qualités chimiques différentes.

Les exemples suivants illustrent ce type de variation :

a) Rapidité et intensité de la modification de la composition d'une nappe phréatique. Cas du Sud du polder de Bol-Berim

La nappe phréatique d'un sol récemment exondé et déjà engagé dans la voie alcaline a connu les épisodes suivants :

. Le 16/06/74, le niveau de la nappe était à 70 cm au-dessous de la surface du sol. La conductivité électrique (E.C.) était de 4.3 millimhos.cm⁻¹, le pH de 8,3 et le Sodium Adsorption Ratio (SAR) de 18.3.

. Le 25/07/74, après les premières pluies, la nappe est remontée à 28 cm de la surface. La E.C. s'est élevée à 7,15 millimhos.cm⁻¹, le pH est de 8,75 et le SAR de 47.

. Le 28/01/75, au moment de la crue du lac, le sol est submergé. La E.C. de l'eau de submersion est de 1,1 millimhos.cm⁻¹, le pH de 8,5 et le SAR de 5.

En l'espace de six mois, l'eau de la nappe tout en restant alcaline a vu sa salinité globale et sa teneur en sodium augmenter fortement puis diminuer à un niveau nettement plus bas que l'état initial. Cette évolution s'est prolongée : le sol est constamment resté submergé depuis lors et le 25/05/76, l'eau de submersion présentait une E.C. de 0,89 millimhos.cm⁻¹, un pH de 7,8 et un SAR de 2,8.

b) Modifications du faciès chimique de la nappe. Cas du centre du polder de Guini

1) A l'emplacement P₂, situé à 100 mètres à l'ouest de la parcelle expérimentale (cf. Fig. 2), les variations suivantes ont été observées.

. En mars 1967, la nappe phréatique dont le niveau oscillait alors entre 150 et 180 cm au-dessous de la surface du sol présentait une E.C. de 0,6 millimhos.cm⁻¹, un pH de 7,6 et un SAR de 1,5. L'ion SO₄⁼ représentait 12 % des anions (en mé/l.).

. Quatre ans plus tard, en mars 1971, le niveau de la nappe est à plus de 2 mètres au-dessous de la surface. Son E.C. est de 0,83 millimhos.cm⁻¹, son pH de 7,2 et son SAR de 1,6. L'ion SO₄⁼ représente 55 % des anions.

. En mars 1975, la conductivité électrique atteint 3,4 millimhos.cm⁻¹, le pH 6,7, le SAR 2,9. L'ion SO₄⁼ représente 97,8 % des anions.

La nappe initialement carbonatée-sulfatée est devenue fortement sulfatée : la baisse de son niveau a permis l'exondation d'une épaisseur de sol contenant des sulfures qui ont pu être oxydés en libérant des ions SO₄⁼.

Par ailleurs la salinité générale a augmenté. Le sol a enregistré cet accroissement:

La somme des cations contenus dans l'extrait 1/10 et exprimée en mé/100 g de sol sec est ici utilisée pour exprimer la salinité du sol (Fig. 3).

. En juillet 1970, 100 g de sol contenaient 1,5 mé de cations en surface, 1 mé. vers 1 m de profondeur et 8 mé. vers 1,5 m.

. En juillet 1974, on observe toujours 1,5 mé. en surface mais 8 mé à 30 cm de profondeur. Entre 50 cm et 2 m, la teneur en cations croît régulièrement de 2 à 9 mé/100 g de sol.

Il y a donc eu salinisation de l'ensemble du profil avec accumulation particulièrement forte vers 30 cm.

2) A l'emplacement Q_3 , situé de l'autre côté du polder, à 150 mètres de la bordure est (Fig. 2) une évolution plus complexe encore a pu être observée.

. En mars 1967, la nappe phréatique présentait une E.C. de 5,2 millimhos.cm⁻¹ un pH de 8 et un SAR de 14,5. Le sulfate représentait 47 % des anions.

. En mars 1971, la E.C. est de 11,5 millimhos.cm⁻¹, le pH de 7,1 et le SAR de 25,6. Le sulfate représente 80 % des anions.

L'évolution est semblable à celle observée à l'emplacement P_2 mais dans une ambiance plus salée.

. Or, en mars 1975, la E.C. tombe à 4,4 millimhos.cm⁻¹, le pH est de 6,1 et le SAR n'est plus que de 5,4. Le sulfate représente alors 98,8 % des anions.

. En mars 1977, la E.C. est remontée à 27,2 millimhos.cm⁻¹, le pH est de 6,9 et le SAR de 54,7. Le sulfate représente 93,8 % des anions. Le chlore généralement très faible (moins de 1 %) atteint 4,2 % des anions.

L'incohérence de l'évolution des années 1975-77 n'est qu'apparente : le niveau de la nappe s'est régulièrement abaissé jusqu'en 1975. Il était alors à 1.65 m au-dessous de la surface du sol. Il est probable qu'à ce moment, les eaux peu salées de la nappe de la dune est se sont déversées dans le polder, provoquant un abaissement de la salinité. A la suite de la crue du lac de l'hiver 1976-1977, la nappe est brutalement remontée à 95 cm au-dessous de la surface du sol ; dissolvant les sels contenus dans celui-ci, elle s'est ressalée.

Les modifications des caractéristiques chimiques de la nappe ont été ici très rapides et de grande amplitude.

Le sol a évolué de façon semblable à celui de l'emplacement P_2 (Fig. 4). Il s'est progressivement salé, mais dans des proportions beaucoup plus importantes. Le contenu en cations du premier mètre de sol est passé de 7 mé/100 g de sol sec en 1974 à 50 mé/100 g en 1977. A ce stade, les sels sont visibles à l'oeil nu dans le profil : la masse de thenardite et de gypse cristallisée dans des microfissures est telle qu'elle provoque leur écartement et la dislocation

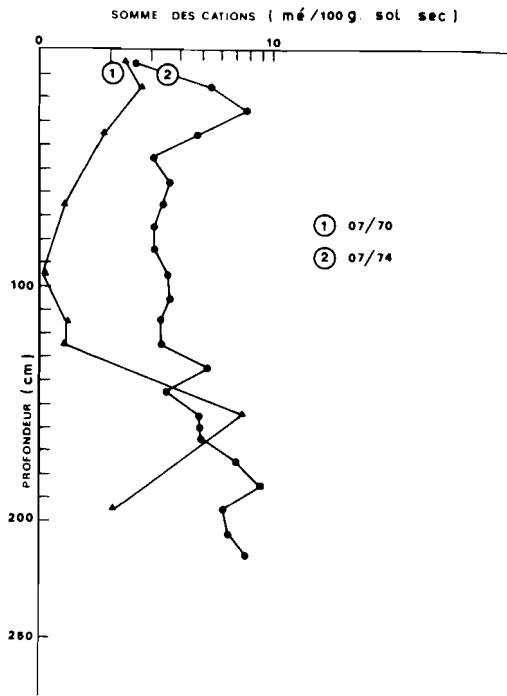


Fig. 3 - Variabilité du contenu en sel des sols. Emplacement P₂.

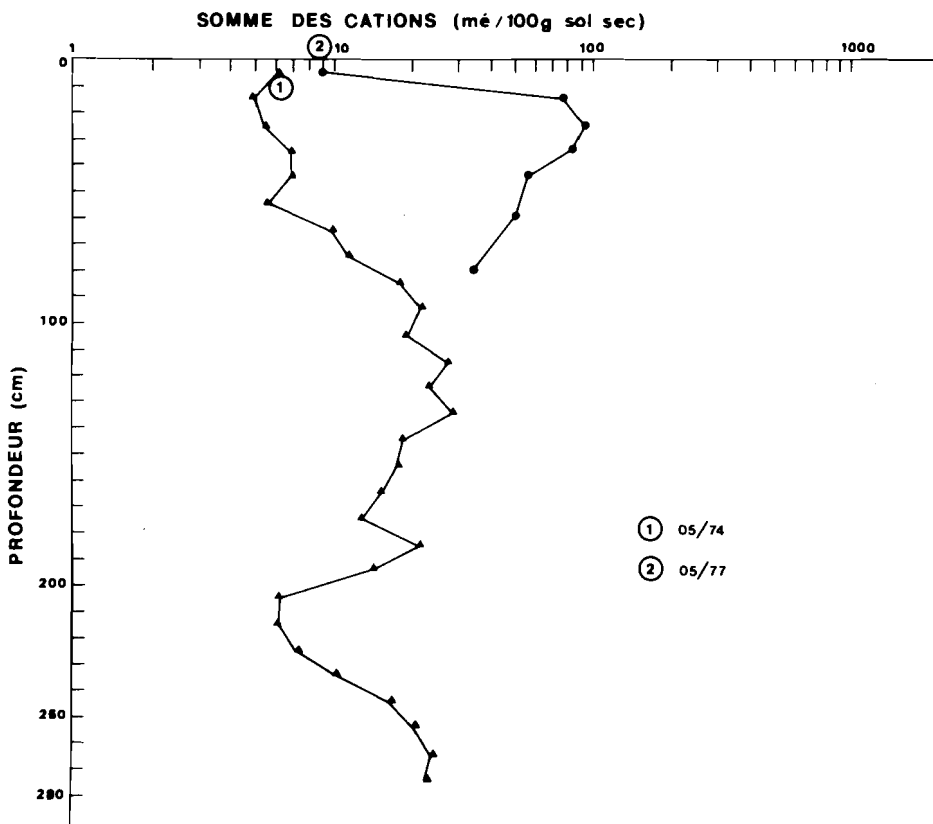


Fig. 4 - Variabilité du contenu en sel des sols. Emplacement Q₃.

des éléments structuraux de grande taille.

C - CONCLUSION

Situés dans une zone climatique où les précipitations sont faibles et l'évapotranspiration élevée, les polders de la rive nord-est du lac Tchad sont des dépressions interdunaires dont le fond est tapissé de sédiments lacustres très argileux.

On y rencontre toujours une nappe phréatique dont le niveau est en général à moins de 2 m au-dessous de la surface du sol. L'alimentation de cette nappe est complexe : suivant les saisons et les années, le lac et l'aquifère général semblent se relayer pour maintenir son niveau. Des eaux de qualité chimique différente peuvent ainsi envoyer successivement la base du sol.

Ce dernier, favorable aux remontées capillaires, est le siège d'une forte évaporation. Il enregistre fidèlement, tout en les amplifiant, du fait de la concentration des eaux, les modifications de la chimie de la nappe. Celles-ci pouvant être rapides et de grande amplitude, le contenu salin d'un même sol peut être extrêmement variable sans que la morphologie du profil ait notablement varié. Toutefois, dans des cas extrêmes, un sol initialement apte à la mise en culture peut être fortement détérioré par les sels.

Du fait des conditions climatiques locales et des propriétés intrinsèques du matériau des sols des polders. L'eau, par les éléments qu'elle contient en solution, est non seulement le responsable de l'orientation initiale du sol dans la "voie saline neutre" ou la "voie alcaline" mais est aussi l'agent essentiel de l'évolution des sols déjà formés ; une évolution assez rapide pour qu'une carte pédologique devienne caduque en quelques mois.

C H A P I T R E I I

LE SOL DES POLDERS ET SES MECANISMES EVOLUTIFS

A - LE SOL TEMOIN (PROFIL MATAFO)

L'étude du sol en place dans ses relations avec la nappe phréatique et l'atmosphère permet de distinguer les mécanismes essentiels responsables de son évolution. Une station expérimentale de petite taille a été installée au centre du polder de Guini : une surface carrée de 20 m² a été isolée par une diguette. Sur deux de ses côtés ont été creusées de grandes fosses pédologiques de 1,80 m de profondeur. La terre des déblais a été regroupée en unités correspondant à 5 cm d'épaisseur. Après séchage et homogénéisation, ces unités ont servi à préparer les échantillons standard du sol. La station a été équipée d'un piézomètre et de 8 tensiomètres, 4 étant disposés verticalement et utilisés pour les mesures de succion ; les 4 autres munis d'un tube en plastique souple ont été disposés sub-horizontalement avec une pente de 5° de manière que les capsules de porcelaine soient à l'aplomb les unes des autres à 15, 30, 75 et 120 cm de profondeur. Un système d'irrigation par gravité a été mis en place.

Le sol de cette parcelle est le sol "classique" que l'on rencontre couramment sur les 1500 hectares des polders de Bol-Guini et Bol-Berim. C'est un sol faiblement salé, caractéristique de la "voie saline neutre" définie par CHEVERRY (1974), (Fig. 5).

Le profil, de couleur d'ensemble gris sombre à noir à l'état humide, possède une architecture particulière : un ensemble de colonnes trapues, prismatiques, non jointives, plongeant dans la nappe, semble supporter les niveaux supérieurs dont la finesse de structure et l'homogénéité croissent en se rapprochant de la surface. Bien que graduelle, la transition entre les deux unités est très nette : les colonnes délitées en éléments de grande taille perdent leur

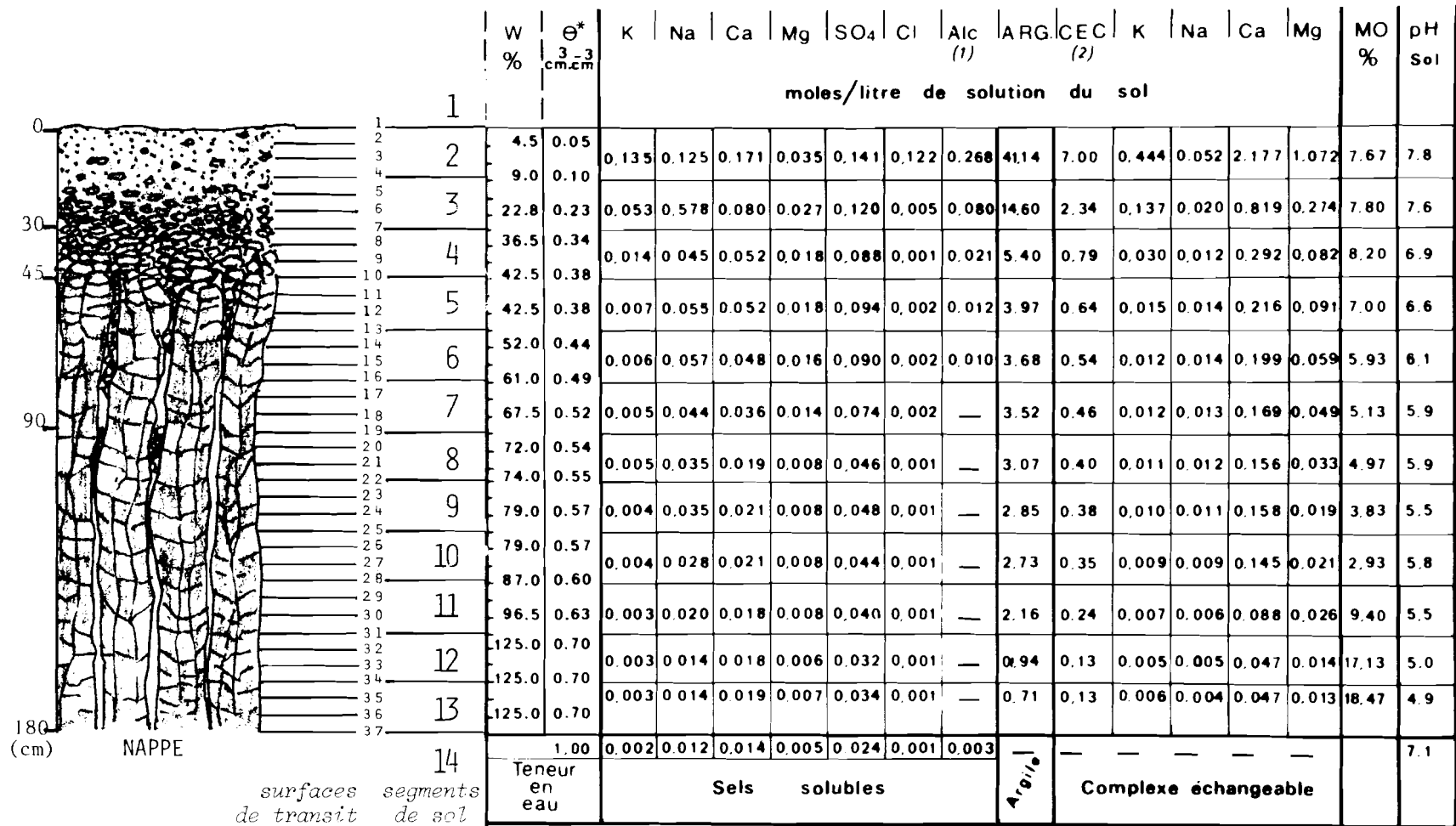


Fig. 5 - Le profil MATAFO. Caractères essentiels exprimés en moles par litre de solution du sol pour l'état hydrique correspondant.

(1) en moles de $HCO_3^- = (HCO_3^-) + 2 (CO_3^{2-})$

(2) en moles de cations monovalents : $(Na^+) + (K^+) + 2 (Ca^{++}) + 2 (Mg^{++})$

individualité pour constituer finalement un horizon à structure polyédrique grossière (plaquettes subanguleuses) où les vides sont nombreux.

Les manifestations de l'hydromorphie sont abondantes dès la deuxième moitié du profil sous la forme d'enduits et de plaquages ocre, brun, brun sombre ou rouge brun qui revêtent les faces des colonnettes.

Lors de l'ouverture du profil, le 31 janvier 1975, la surface du sol était nue après la récolte du maïs, sèche, couleur de cendre et meuble.

On peut distinguer 4 horizons différents :

0 - 15/20 cm Sec, gris sombre (10YR 4/2).

Horizon meuble à structure polyédrique anguleuse fine à très fine, contenant de nombreux éléments plus gros, subanguleux (0,5 à 1 cm) remontés de l'horizon sous-jacent par le travail du sol (disques). La porosité intergranulaire est très élevée. Les agrégats sont durs, compacts et peu poreux.

L'horizon contient de nombreux débris organiques de petite taille et de nombreux restes de racines fines. Pas de signes de salure visible, mais effervescence à HCl.

Ce niveau est communément désigné par l'expression "Much", bien qu'il soit essentiellement constitué d'argile (63,5 %). Mais les agrégats sont si stables et cohérents qu'ils ont un comportement de sables grossiers. Teneur en matière organique : 7,5 %.

La transition avec l'horizon suivant est nette et régulière.

15/20 - 35/55 cm - Humide, gris brun sombre (2,5Y 3/2 - 5Y 5/1).

Horizon cohérent. Structure polyédrique anguleuse moyenne à fine avec localement une sur-structure massive, les agrégats étant agglomérés en éléments sub-arrondis de 1 à 3 cm. Vers la base de l'horizon apparaissent des plaquettes argileuses compactes et homogènes. Le matériau est argileux (74 %), assez riche en matière organique (8 %) et en débris organiques. Forte porosité intergranulaire, mais surtout présence de vides et cavités entre les éléments structuraux de grande taille vers la base de l'horizon. Les vides sont partiellement comblés par des éléments fins venus du haut.

Pas de signe visible de salure si le profil est humide mais taches et pseudomycélium blanchâtres assez peu étendus lorsque le sol

est sec. Quelques tubules racinaires apparaissent alors comblés par une poudre blanche (thénardite et gypse).

Certains agrégats nettement plus clairs que les autres, de petite taille en général, sont responsables de la couleur d'ensemble de l'horizon qui a un aspect blanchi. Vive effervescence à HCl. Quelques traces d'hydromorphie associées aux très nombreuses racines fines et moyennes traversant l'horizon.

Il s'agit du "niveau de carbonatation ancienne" (CHEVERRY, 1974) correspondant à un enrichissement en carbonates du sommet des argiles structurées.

La transition avec l'horizon suivant est graduelle et irrégulière. Les plaquettes argileuses devenant de plus en plus nombreuses, grandes et agencées de manière à suggérer la silhouette des colonnes prismatiques dont elles sont issues.

35/55 - 85 cm - Gris sombre à très sombre (humide 5Y 3/1, sec 5Y 4/1)

Structure prismatique grossière en colonnettes sub-verticales (inclinaison de 15 à 20° par rapport à la verticale suivant l'orientation du profil) et parallèles, séparées par des fissures larges et irrégulières. Les vides séparant les colonnettes sont de l'ordre de 1 cm.

Lorsque le profil est sec, certaines cavités peuvent atteindre 3 à 4 cm de large. Vers le haut de l'horizon les fissures et cavités sont partiellement colmatées par des éléments fins et moyens éboulés des niveaux supérieurs. On devine un litage sub-horizontale, avec de rares lits de sable fin de très faible épaisseur.

Il en résulte un débit en éléments de grande taille, compacts et cohérents, polygonaux et plats de 2 à 7 cm d'épaisseur et de 5 à 10 cm d'arête. La cassure de ces prismes est conchoïdale. Dispersées dans la masse, sans relation avec le litage, quelques poches lenticulaires allongées de 1 cm³ environ, remplies de sable fin. Matériau fortement argileux (65 à 80 %) et organique (6 %).

Pas de revêtements argileux, mais traces de ruissellement avec transport d'éléments fins en suspension sur les faces des colonnettes localement couvertes d'un enduit poudreux de la même couleur que l'ensemble.

Rares et discrètes tâches blanches de sel de 1 à 3 mm localisées

principalement aux interfaces horizontaux séparant les prismes constituant les colonnettes. Quelques tubules sont colmatés par une poudre blanche microcristalline. Lorsque le profil est sec, l'ensemble des colonnettes est recouvert d'une fine poudre blanche.

Pas d'effervescence à HCl.

Nombreuses taches brun rouge sombre sur les faces des fissures et associées aux racines.

Enracinement généralisé : racines moyennes et fines se faufilant entre les éléments structuraux mais aussi racines très fines traversant les prismes.

C'est le niveau des argiles structurées.

La transition avec l'horizon suivant est nette et régulière.

- 85 - 180 cm - Couleur identique au précédent. La structure en colonnettes est plus régulière et les colonnettes sont verticales. Les fissures sont plus étroites. Le litage horizontal est plus net que dans l'horizon précédent, lié à de légères variations de couleur, surtout perceptibles lorsque le profil est sec et souligné par des intercalations de sable fin et de diatomées épaisses de 0,5 mm. Pas de poches sableuses lenticulaires.
- Le matériau est très argileux (77 à 81 %) et légèrement moins organique que l'horizon précédent (2,8 à 5,5 %).
- Les manifestations de la salure sont identiques à celles de l'horizon précédent.
- L'hydromorphie est intense : 80 % des faces verticales des colonnettes sont enduites d'hydroxyde de fer de couleur jaune à noir en passant par le brun et le rouge. Quelques taches rouille sur les interfaces horizontaux et associées aux racines.
- L'enracinement est du même type que dans l'horizon précédent mais légèrement moins abondant et plus nettement localisé aux fissures et interfaces.
- Nappe à 180 cm.
- La structuration en colonnettes devient diffuse au dessous de 190 cm la couleur légèrement verdâtre et le matériau moins argileux (Ar : 25 %, Lim : 28 %), mais fortement organique. Ce niveau est

saturé d'eau, fortement gonflé.

La plupart des fissures verticales ont disparu, certaines se prolongent obliquement sous la forme de faces striées de grande taille (20 à 30 cm de côté), peu nombreuses.

Dans ce profil encore très jeune (25 ans), les différentes strates de la séquence sédimentaire déterminent les horizons auxquels la pédogénèse actuelle et/ou héritée donne leur physionomie :

- Les vases ont évolué vers le "mulch" à structure fine et riche en débris organiques.

- Les argiles, après avoir acquis leur structure et été enrichies en CaCO_3 il y a environ 430 ans, évoluent dans le sens d'un horizon hydromorphe et salin.

- L'argile limoneuse a encore la caractéristique d'un niveau sédimentaire que la pédogénèse a commencé à marquer : les quelques faces striées observées témoignent d'une dessiccation suivie d'un réengorgement et gonflement. Ce phénomène a dû se produire en 1974, année où la nappe phréatique a, pour la première fois depuis la création du polder, atteint un niveau inférieur à 2 m au-dessous de la surface du sol.

B - COMPORTEMENT DU SOL VIS-A-VIS DE L'EAU

1. Protocole expérimental

Les teneurs en eau ont été mesurées dans deux cas :

- sol nu et jamais irrigué, situé à 20 mètres de la parcelle expérimentale,

- sol de la parcelle expérimentale irrigué. L'irrigation a été conduite successivement de deux manières :

- . en février-mars 1975, 10 irrigations de 300 mm sur sol cultivé (radis et navets en ligne) à raison d'une irrigation par semaine.

- . en mai-juin 1975, 5 irrigations de 100 mm sur sol nu à raison d'une irrigation par semaine.

La nappe phréatique était alors à 180 cm de profondeur.

A l'occasion de chaque irrigation, les vitesses d'infiltration ont été mesurées, le sol et la nappe ont été échantillonnés et diverses mesures ont été faites.

Un nombre de 51 profils hydriques a été établi et les données

exprimées sous forme volumique. La teneur en eau volumique d'un échantillon est exprimée en cm³ d'eau par cm³ de sol :

$$\theta^* (\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}) = dA_w . w$$

dA_w est la densité apparente de l'échantillon humide exprimée en grammes par cm³.

dA_w = poids de l'échantillon sec/volume de l'échantillon humide

w est la teneur en eau pondérale de l'échantillon, exprimée en grammes d'eau par gramme de sol.

Le matériau du sol étudié étant gonflant, le volume apparent de l'échantillon augmente avec sa teneur en eau et la densité apparente diminue d'autant. On a été amené à créer une fonction $dA_w = f(w)$ qui permet de déterminer θ^* à partir de toute valeur de w . Cette étude a été menée de pair avec celle du gonflement (ch. III).

2. Caractéristiques hydriques générales

Des profils hydriques standard ont été établis pour différents états du sol :

- sol nu et non irrigué, en régime évaporatoire permanent (Fig. 6),
- sol irrigué, 1, 2 et 7 jours après irrigation (Fig. 7 et 8)

Trois teneurs en eau caractéristiques sont utiles pour connaître le comportement hydrique d'un sol :

- la teneur en eau du sol ressuyé ou capacité de rétention (ou encore capacité au champ). Cette donnée, assez peu précise, correspond à l'état du sol après que l'eau libre ou gravitaire l'ait abandonné (sol ressuyé). Pour un sol argileux elle correspond à peu près à la teneur en eau à pF 3.
- la teneur en eau du sol saturé.
- la teneur en eau au point de flétrissement, correspondant à la teneur en eau à pF 4,2.

Le sol MATAFO est en gros constitué de 2 horizons : un horizon assez homogène de structure fine à moyenne entre 0 et 45 centimètres et un horizon structuré en colonnettes prismatiques de 45 à 180 centimètres.

a) *La capacité de rétention* peut être mesurée par la teneur en eau du sol 24 heures après irrigation. Ce délai peut paraître court. Etant donné que l'évaporation est intense dans la zone concernée, le dessèchement des niveaux superficiels

se produit très rapidement. Comme les vitesses d'infiltration, on le verra plus loin, sont très élevées, on a considéré que 24 h suffisaient pour que le sol soit ressuyé.

On a ainsi obtenu la valeur moyenne de 0,40 à 0,43 $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ pour la partie supérieure du sol (0-45 cm) et de 0,50 à 0,54 $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ pour la partie située entre 45 et 180 cm.

b) La teneur en eau du sol saturé a, pour l'horizon inférieur, été identifiée à celle de la surface du sol immédiatement après un apport d'eau. Sa valeur est de 0,55 à 0,58 $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$. Pour l'horizon inférieur, on a retenu la teneur en eau du sol immédiatement au-dessus de la nappe phréatique. Pour 49 mesures, la valeur moyenne oscille entre 0,65 et 0,70 $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$. On a cependant observé des teneurs en eau beaucoup plus élevées allant jusqu'à 0,84 $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ dans le cas de sol récemment exondés et n'ayant pas subi de dessiccation.

3. Comportement du sol irrigué

L'eau d'irrigation a été amenée par pompage et le déversement effectué rapidement grâce à un fort débit. Pour les irrigations de 100 mm, l'apport d'eau a été réalisé en une seule fois, pour les irrigations de 300 mm, trois fractions successives de 100 mm ont été apportées à 10 minutes d'intervalle. La progression du front d'humectation dans le sol a été contrôlée grâce au dispositif tensiométrique.

a) Au-dessus de 45 cm

Pendant la première irrigation, sur un sol sec en surface, la vitesse d'infiltration a été très élevée : 218 cm/h. Pour les irrigations suivantes, le sol était alors humide en surface. Le plan d'eau libre s'abaisse à la vitesse moyenne de 22,5 cm/h. Cette vitesse peut être considérée comme la vitesse moyenne de progression du front d'humectation à travers le "mulch" saturé : le manomètre du tensiomètre situé à 30 cm au-dessous de la surface indique un rééquilibrage de pression, 1 h 10' à 1 h 30' après l'apport d'eau soit avec une vitesse de 25,7 cm/h à 20 cm/h.

b) Au-dessous de 45 cm

Dans les argiles structurées le déplacement du front d'humectation n'est pas mesurable. Les tensiomètres situés à 75 cm de profondeur ne réagissent

pas, même au bout de 24 h, ce qui permet de penser que la teneur en eau à ce niveau n'a subi aucune variation. Ou bien, au contraire, les manomètres indiquent très rapidement une dépression nulle, permettant de conclure à des vitesses de progression du front d'humectation extrêmes et très variables : de 360 cm/h à 1800 cm/h entre 50 et 80 cm de profondeur. Il ne s'agit plus là d'infiltration mais de ruissellement en fissures. L'eau d'infiltration atteignant le sommet des colonnettes très argileuses et compactes, mais séparées par de larges fissures a naturellement tendance à ruisseler sur les faces de ces dernières.

La double réaction des manomètres semble liée au matériel utilisé : les sondes tensiométriques sont munies de capsules de porcelaine poreuse de 8 cm de longueur. Si la totalité de la capsule est incluse dans la masse d'une colonnette, aucune variation de succion n'est enregistrée. Si par contre, une partie de la capsule traverse une fissure, elle est atteinte rapidement par l'eau de ruissellement et la dépression diminue très vite dans la sonde.

Les renseignements fournis par les tensiomètres utilisés ici ne peuvent être qu'indicatifs. Ces instruments semblent trop grossiers et d'une inertie trop grande pour enregistrer des modifications très rapides de succion dans le sol. Des tensiomètres de petite taille (1 à 2 cm) seraient beaucoup mieux adaptés.

4. Bilans hydriques

Les bilans hydriques sont ici exprimés en cm³ d'eau. Ils concernent une unité de sol de 180 cm de hauteur et de 1 cm² de base.

Que ce soit dans le cas d'irrigations "lessivantes" de 300 mm ou normales de 100 mm, on a constaté qu'en moins d'une semaine après une irrigation, le profil hydrique du sol redevenait semblable à ce qu'il était avant l'irrigation.

a) Irrigations de 300 mm (Fig. 7)

Juste avant irrigation, le contenu en eau est de 92,3 cm³. Une journée après l'apport d'eau, il est de 94,2 cm³ et le gain en eau n'est sensible que sur les 50 premiers centimètres : + 2,4 cm³ (2,6 %).

b) Irrigations de 100 mm (Fig. 8)

Le contenu initial n'était que de 86,6 cm³. Une journée après l'irrigation il est passé à 91,2 cm³ et le gain en eau est sensible jusqu'à

70 cm de profondeur : + 4,5 cm³ (5,2 %).

c) La non-réhumectation des colonnettes prismatiques

La réhumectation n'est discernable que sur 50 à 70 cm. Elle n'affecte que le niveau supérieur du sol et le sommet des colonnettes prismatiques. Paradoxalement, ce phénomène est plus net dans le cas des apports d'eau de 100 mm que ceux de 300 mm. On notera toutefois que ces conditions initiales sont différentes. Dans le cas des apports d'eau de 300 mm, en février-mars 1975, le contenu en eau entre 40 et 75 cm est de 13,1 cm³, assez proche de la capacité de rétention (15,6 cm³). Lors des irrigations de 100 mm, plus en avant dans la saison sèche (mai-juin 1975), le contenu en eau de la même tranche de sol est de 10,4 cm³. Il semble que lorsque le sommet des colonnettes est partiellement desséché, il a tendance à se réhumecter en se rapprochant de la capacité de rétention. Le processus reste cependant limité puisque le gain en eau n'est que de 1,8 cm³.

Malgré leur teneur élevée en argile, les colonnettes sont trop compactes pour absorber facilement l'eau d'infiltration ; ceci d'autant plus que leur teneur en eau est déjà voisine de la capacité de rétention et qu'elles sont donc partiellement gonflées. Quelle que soit la quantité apportée, l'eau ruisselle sur les faces des colonnettes et ne pénètre que très peu dans leur masse.

d) Sol non irrigué (Fig. 6)

Le profil hydrique du même sol, nu et non irrigué, est sensiblement différent des précédents : la teneur en eau est nettement plus élevée entre 50 cm et 1 m et beaucoup plus faible au-dessus. Le contenu en eau reste pourtant élevé : 88,1 cm³.

Les 50 premiers cm desséchés, ne contiennent que 11 cm³. Mais entre 50 et 130 cm le contenu en eau est de 42,8 cm³, très voisin du contenu à la capacité de rétention (43,2 cm³). Pour confirmer ce fait paradoxal, on a imperméabilisé la surface du sol en la recouvrant d'une feuille de plastique. En trois jours, le contenu total en eau est passé de 88,1 à 77,7 cm³. Le contenu des 50 premiers centimètres a peu varié : 10,3 cm³. Entre 50 et 130 cm, il est passé à 36,4 cm³. L'expérience a été prolongée 15 jours sans observer de nouvelle modification.

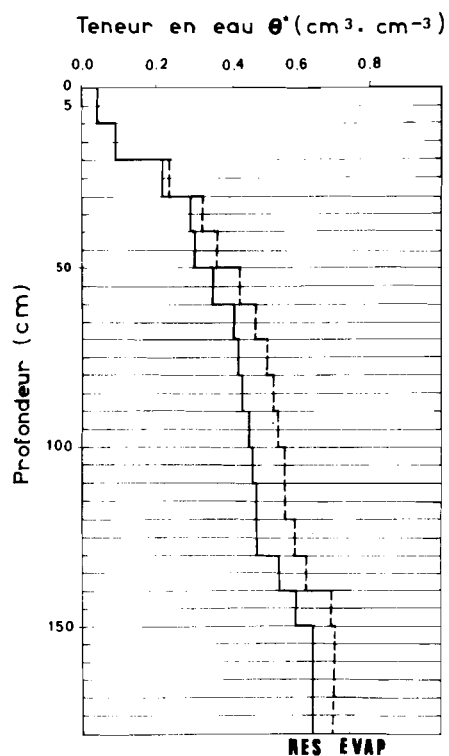


Fig.6 - Teneur en eau du sol nu non irrigué
EVAP : régime évaporatoire.
RES : le même sol ressuyé après imperméabilisation de la surface.

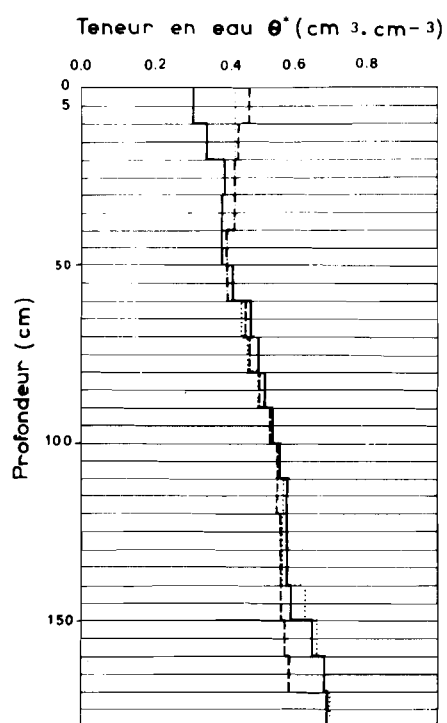


Fig.7 - Teneur en eau du sol cultivé et irrigué
 (300 mm./semaine):
 - - - - : 0.1 jour après irrigation.
 : 1.0 jour après irrigation.
 ——— : 7.0 jour après irrigation.

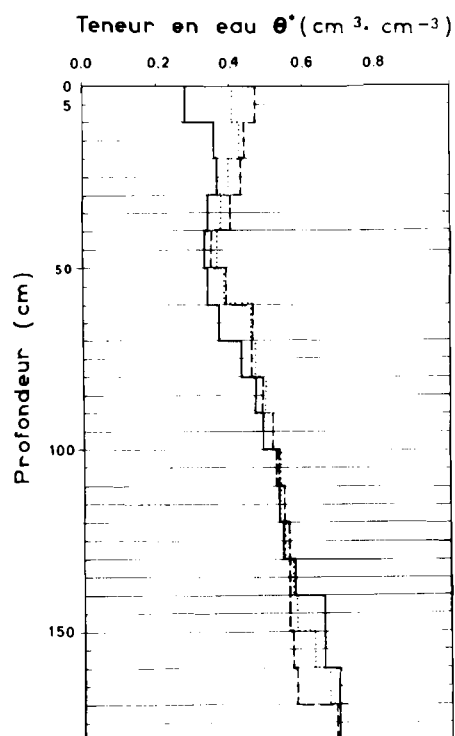


Fig.8 - Teneur en eau du sol cultivé et irrigué
 (100 mm./semaine):
 - - - - : 0.1 jour après irrigation.
 : 1.0 jour après irrigation.
 ——— : 7.0 jour après irrigation.

Le fait d'empêcher l'évaporation entraîne une réduction des teneurs en eau dans la partie médiane du profil, c'est-à-dire dans les colonnettes. Ces dernières semblent donc bien jouer le rôle de mèche entre la nappe phréatique et le niveau 0-45 cm finement structuré et très aéré où se produit l'évaporation. En régime évaporatoire permanent, la demande en eau dans ce niveau est telle qu'elle maintient les colonnettes à une teneur en eau supérieure ou égale à la capacité de rétention. Il s'agit donc, en fait, d'une infiltration ascendante. Lorsque l'on empêche l'évaporation, cette infiltration est interrompue et le sol se ressuye.

5. Evaporation

Les phénomènes évaporatoires sont importants dans la région de Bol. L'Evapo-transpiration Potentielle moyenne entre 1967 et 1973 est de 2192 mm/an et peut dépasser 8 mm/jour en avril-mai.

Il semble bien que les pertes en eau du sol nu, par évaporation, soient plus élevées encore : une colonne de sol isolée dans un tube de PVC de 9,4 cm de diamètre et de 1,80 m de hauteur a été plongée, après humectation, dans un récipient hermétique contenant de l'eau. On a laissé l'évaporation se produire pendant 5 jours durant le mois d'avril 1975. La température de l'air a oscillé entre 35 et 40,5°C; celle du sommet de la colonne entre 29 et 45°C. Le contenu en eau initial de la colonne était de 5737 cm³. Après évaporation il était de 5377 cm³. La diminution du volume d'eau dans le récipient a été de 400 cm³.

Le bilan de masse de l'expérience est :

$$\text{contenu final} = \text{contenu initial} + \text{volume apporté} - \text{volume consommé}$$

Le volume total consommé est donc : $5737 - 5377 + 400 = 760$ cm³, soit une hauteur d'eau de 109,6 mm en 5 jours. L'évaporation à la surface de la colonne a donc été de 21,9 mm/jour, près de trois fois l'ETP telle qu'elle est mesurée sur le polder (Evapo-Transpiromètre THORNTHWAITE de 4 m² placé au centre d'une pelouse de *cynodon-dactylon* de 400 m² de superficie). Des profils hydriques du sol après 7 jours de dessèchement, on pourrait déduire que l'évaporation n'est importante que dans les 30 premiers cm du sol. Or, une semaine après l'apport d'eau, on constate que bien que le déficit hydrique soit peu important au-dessous de cette limite, la solution du sol peut y être nettement plus concentrée. Ce phénomène est particulièrement marqué à la limite structurale entre le sommet des colonnettes et le niveau plus finement structuré sus-jacent. Paradoxalement, il est d'autant plus net que le sol est dépourvu de couverture végétale (Fig. 9 et 10).

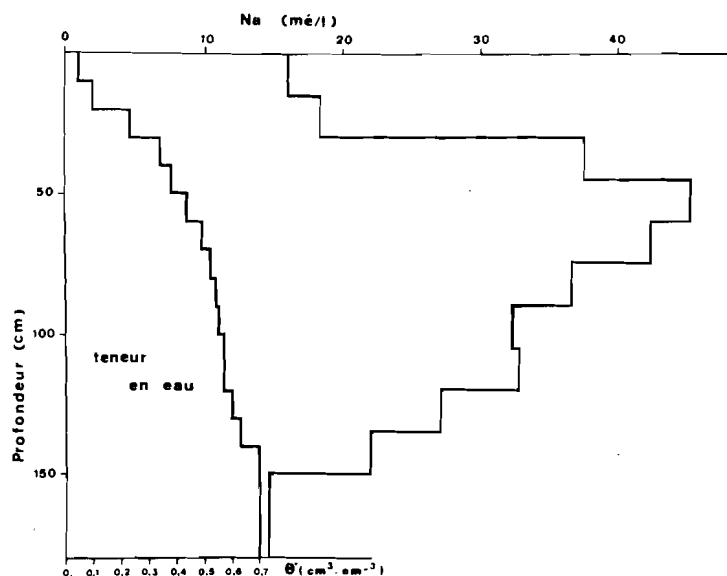


Fig. 9, 10 et 11 - Effet de l'évaporation sur la salinité de la solution du sol.

Fig. 9 - Sol nu et non irrigué. Concentration de la solution du sol par évaporation (14.02.75)

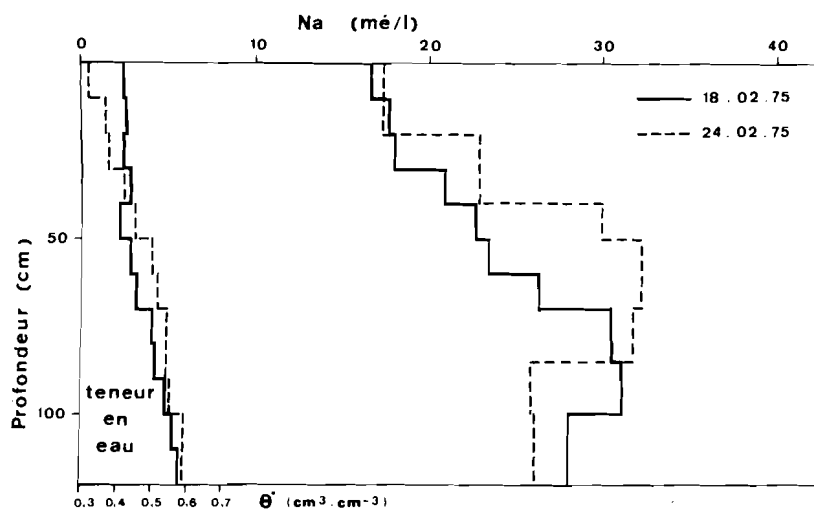


Fig. 10 - Sol nu et irrigué. Concentration de la solution du sol à moyenne profondeur entre deux irrigations.

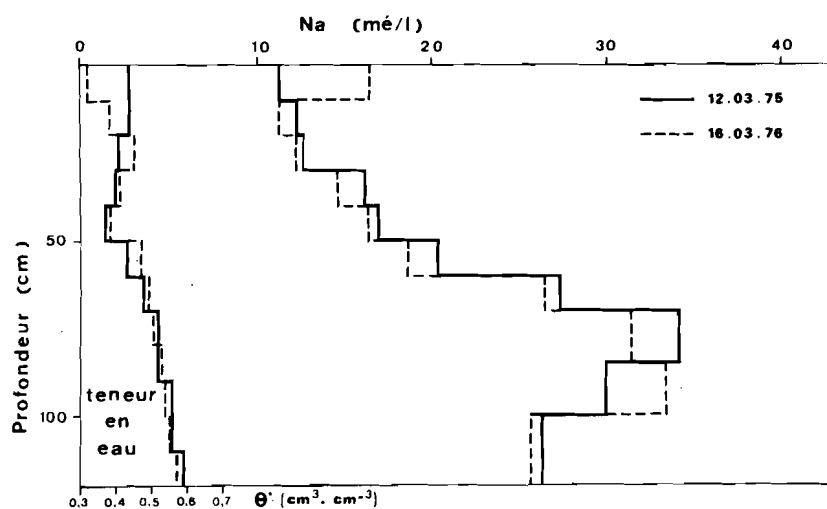


Fig. 11 - Sol avec couverture végétale à enracinement peu profond et irrigué. Concentration de la solution du sol en surface entre deux irrigations.

En l'absence de système racinaire, la seule cause possible d'une concentration de la solution du sol est l'évaporation : la diffusion de l'eau en phase gazeuse se produirait donc dès 60 cm de profondeur, le déficit hydrique étant comblé par les remontées capillaires à travers les colonnettes. Au-dessus de 30 cm, la structure trop aérée du "mulch" ne permet pas une réalimentation en eau et le sol est desséché.

Dans un tel cas, le "mulch" de surface n'assurerait qu'une protection illusoire contre l'évaporation. Certes, étant très rapidement desséché, il devient très peu conducteur pour l'eau et n'est pas le siège d'une évaporation importante. Mais s'il est suffisamment aéré pour permettre à l'atmosphère de le traverser, l'évaporation se produit encore dans l'horizon sous-jacent. Ce dernier, étant toujours suffisamment humide pour être réalimenté en eau à partir de la nappe, peut être le lieu de concentrations salines.

Dès que la végétation recouvre le sol, ce phénomène s'estompe et la solution du sol ne se concentre qu'au niveau du système racinaire (Fig. 11). La couverture végétale semble donc avoir un effet limitant sur l'évaporation au sein du profil.

Le transfert de vapeur d'eau à travers un "mulch" est soumis aux lois de la diffusion moléculaire en phase gazeuse. Le mouvement des différents composants de l'atmosphère du sol peut être modifié par tout phénomène provoquant un déplacement de masses gazeuses. En particulier, les perturbations locales de pression causées à la surface du sol par le vent peuvent avoir une influence très importante sur l'épaisseur de sol ou de "mulch" pénétrée par l'air atmosphérique et surtout, sur la vitesse avec laquelle les masses gazeuses diffusent entre elles à l'intérieur du sol. FUKUDA (1955), HANKS et *al.* (1958) FARREL et *al.* (1966) ont montré que sous l'effet d'un vent de 6,7 m/s (15 mph), l'air atmosphérique peut pénétrer un "mulch" grossier sur plusieurs centimètres d'épaisseur et que le coefficient effectif de diffusion peut être jusqu'à 100 fois plus important que le coefficient de diffusion moléculaire.

Or le "mulch" des sols des polders est grossier, contient d'assez nombreux éléments de grande taille et est au contact avec un niveau structuré très aéré auquel font suite les fissures séparant les colonnettes des argiles structurées. Par ailleurs, il y a toujours du vent sur les polders. La vitesse moyenne oscille entre 2 et 3 m/s mais est très irrégulière. Sous l'effet de ce vent, l'évaporation du sol ne peut être considérablement amplifiée. Par contre lorsque le sol est protégé par une couverture végétale continue, l'effet du vent devient négligeable. Il n'est donc pas impossible que l'E.T.R. du sol ne soit supérieure à l'E.T.P. d'une pelouse.

6. Conclusion de l'étude du comportement hydrique des sols des polders

Le dépôt sédimentaire dans lequel sont formés les sols des polders présente une homogénéité remarquable. La majeure partie a évolué dans la voie saline neutre où les sols bien que salés à des degrés divers sont dotés d'une structure aérée et très stable. Ils présentent tous vers 45-50 cm de profondeur une discontinuité dans la structure lors du passage des horizons de surface, assez homogènes, au niveau inférieur très vigoureusement structuré en colonnettes prismatiques séparées par de larges fissures.

Le matériau très argileux et riche en montmorillonite, présente une grande affinité pour l'eau mais le gonflement reste limité. Même lorsqu'il est à une teneur en eau proche de la capacité de rétention, le sol conserve sa structure fragmentaire dans les horizons superficiels et, dans les argiles structurées, les fissures ne sont pas fermées. L'infiltration descendante de l'eau est très rapide dans ces conditions mais, du fait de cette rapidité et de la compacité des colonnettes argileuses, la réhumectation n'affecte que les horizons de surface. Au-dessous, l'eau ruisselle le long des fissures. Lorsque le sol n'est pas irrigué, la conductivité hydraulique reste très élevée tant que la teneur en eau est au voisinage de la capacité de rétention. Elle est pratiquement nulle dans le mulch de surface, trop sec. Il en résulte un débit ascendant important et une évaporation élevée au niveau de la discontinuité structurale. Au-dessus, l'eau circule sous forme de vapeur. La diffusion vers l'atmosphère de cette vapeur d'eau est fortement favorisée par le vent, peu intense mais régulier, qui souffle en permanence dans la région et le débit évaporatoire du sol nu semble être nettement supérieur à l'ETP mesurée avec la méthode de THORNTHWAITE. Une couverture végétale continue protège le sol de l'effet du vent.

C - LES SELS DANS LE SOL

La présence de sels cristallisés en surface ou au sein du sol est le signe le plus tangible de la salinité des eaux qui l'imprègnent. L'alcalinisation des sols, moins fréquemment observée dans les polders témoigne des fortes teneurs en sodium que peut parfois atteindre la solution du sol ou la nappe. Les analyses chimiques enfin permettent de saisir les liens existant entre l'eau du sol proprement dite et celle de la nappe.

1. Les paragénèses salines dans les sols des polders

GUICHARD et *al.* (1959), PIAS et BARBERY (1960) et surtout CHEVERRY (1969c, 1974) ont signalé la présence d'efflorescences salines sur les diguettes formées par les cultivateurs autour des parcelles irriguées au "chadouf". Ils ont observé en surface de sols récemment exondés ou de sols alcalinisés des pellicules salines riches en carbonates (calcite, trona, gaylussite), souvent colorées en brun par la matière organique dissoute. Dans le polder de Ganatir où la majorité des sols est fortement alcalinisée, l'on peut observer une véritable croûte superficielle de salant noir, épaisse de 1 à 2 mm. Immédiatement au-dessous, se trouvent au sein d'une argile très finement dispersée des poches remplies de trona.

Les observations microscopiques de CHEVERRY (1974) ont mis en évidence le relais des accumulations de sels alcalins par des sels neutres : la masse des agrégats argileux de la surface du sol contient des cristaux de carbonate de sodium et de calcium mais dans les cavités de la surface de l'agrégat commencent à apparaître de petits amas cristallins de thénardite et de gypse.

En février 1977, à la suite d'une forte remontée de la nappe dans la partie sud-est du polder de Guini, on a pu observer la formation en surface du sol jusqu'alors dénuée de toute trace de sels, de pellicules salines de 0,5 à 1 mm d'épaisseur, de couleur brunâtre. L'analyse minéralogique révèle une prédominance de thénardite, un peu de halite et de trona.

Au sein même du sol, on a déjà signalé, à propos du profil MATAFO la présence des accumulations de sels neutres. Dans le niveau de carbonatation ancienne les agrégats argileux sont imprégnés de calcite légèrement magnésienne. Le gypse est le sel essentiel des dépôts actuels, parfois associé à de faibles quantités de thénardite. Les cristallisations sont visibles en petits amas dans les cavités ou sous forme de pseudomycelium dans les fissures séparant les éléments structuraux.

Au même niveau que le profil MATAFO, mais sur la bordure est du polder, les sols sont nettement plus salés, littéralement envahis par le gypse et la thénardite. Toutes les cavités et fissures sont gorgées d'amas cristallins blanchâtres. On note un début de dislocation des gros éléments prismatiques due à l'élargissement des fissures. Au niveau de la nappe phréatique, il se forme quelques cristaux allongés et transparents dans les interfaces entre les prismes formant les colonnettes. Il s'agit probablement de formes hydratées de sulfate de sodium (Mirabilite : $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$).

CHEVERRY (1974) a signalé la formation de cristaux de jarosite lors de la réoxydation des sulfures de fer contenus dans le sol. Des cristallisations

semblables ont été observées récemment (1975) dans le drain principal du polder de Guini lorsqu'il a été curé et recreusé.

2. Relations entre les sels, l'eau du sol et la nappe phréatique

a) Enrichissement du sol à partir de la nappe

A part le niveau enrichi en carbonates de calcium les sédiments lacustres sont très peu salés lorsqu'ils sont encore immergés. Les évaporites que l'on peut y observer par la suite sont donc le résultat d'une évolution actuelle. Au tout début de l'évolution du polder, après la fermeture du barrage, l'évaporation de la lame d'eau de submersion laisse en surface du sol une pellicule de carbonates alcalino-terreux. L'origine de ces sels est en quelque sorte indépendante de l'eau du sol.

Par la suite, selon que le sol est engagé dans la voie alcaline ou la voie saline neutre, il est le siège d'un régime évaporatoire différent dans une zone où l'E.T.P. est supérieure à 2 m par an.

- Si le sol est alcalinisé, l'eau de la nappe a un faciès carbonaté. La structure étant dégradée, le sol, compact, fonctionne comme une mèche et les carbonates de calcium puis de sodium cristallisent à proximité immédiate de la surface, comme par exemple, dans le polder de Ganatir.

- Dans le cas de la voie saline neutre, la nappe est sulfatée calcique. Si le sol est nu et le mulch de surface bien développé, l'évaporation se produit entre 30 et 60 cm de profondeur. A ce niveau s'accumulent les carbonates de calcium, les sulfates de calcium et de sodium comme dans le polder de Guini. Si la végétation couvre le sol, les sels cristallisent d'une manière plus dispersée au prorata de la distribution des racines. C'est le cas de l'emplacement Q₃ à l'est du polder de Guini, peuplé de *Phragmites australis*. Les racines des roseaux ont "suivi" la nappe au fur et à mesure que celle-ci s'est abaissée. Le profil est ainsi envahi par un système racinaire dense et les sels sont eux-même dispersés dans l'ensemble du sol.

b) Lessivage des sels du sol vers la nappe

Inversement, un apport d'eau en surface aura pour effet de dissoudre les sels contenus dans le sol et de les déplacer.

Redistribution des sels dans le sol

Si l'apport d'eau météorique ou d'irrigation est peu important, il n'y a pas de lessivage des sels à proprement parler mais redistribution au sein des

profil. Pour qu'il y ait lessivage, il faut apporter au sol une hauteur d'eau telle que les horizons supérieurs soient saturés d'eau et que le front d'humectation atteigne la zone du sommet des colonnettes argileuses. L'eau peut alors ruisseler le long des fissures et rejoindre la nappe. Dans le cas du profil MATAFO, il faut donc que les 45 premiers cm de sol aient atteint une teneur en eau de $0,42 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ et que la teneur en eau soit voisine de $0,60 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ à 45 cm de profondeur. Pour qu'un sol non habituellement irrigué atteigne cet état, il faut lui apporter 107 mm d'eau. Il faut en apporter encore 46,5 mm à un sol irrigué 7 jours auparavant.

Si les hauteurs d'eau apportées n'excèdent pas selon les cas 110 ou 50 mm, il n'y aura aucun transfert des sels jusqu'à la nappe. Une fois asséchés, les horizons de surface conserveront la quantité de sels initiale éventuellement augmentée de celle que contenait l'eau d'apport. On rejoint ici les conclusions de CHEVERRY (1974) qui précise que le rôle lessivant des eaux météoriques n'est réel que "lorsque les pluies sont intenses et rapprochées".

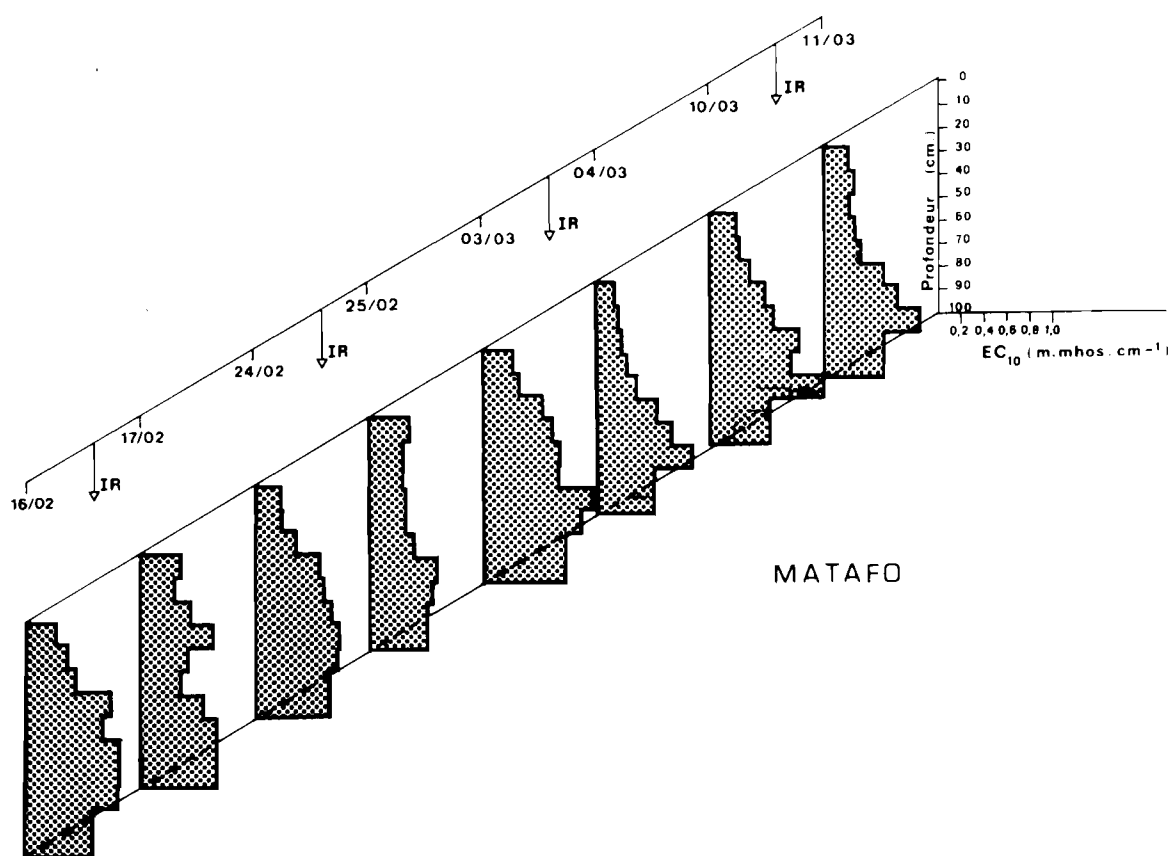


Fig. 12 - Lessivage des sels dans le sol sous l'effet d'irrigations de 300 mm.

On a pratiqué une série d'irrigations lessivantes de 300 mm séparées chacune d'une semaine. Cette hauteur d'eau excessive permettait le renouvellement de la solution du sol dans la partie supérieure du profil et dans le sommet des colonnettes argileuses. On a représenté sur la fig. 12 l'évolution de la conductivité électrique de l'extrait aqueux 1/10 du sol durant une période de 4 irrigations (avec une eau de 1,1 à 1,3 millimhos. cm^{-1}) : le sol est nettement dessalé après une irrigation mais il se recharge en sels durant les 6 jours qui suivent. On notera que au-dessous de 60 - 70 cm le lessivage est faible à nul. A ce niveau l'eau ruisselle sur les faces des colonnettes sans y pénétrer et la solution du sol qu'elles contiennent n'est pas modifiée.

Lessivage des sels

Si les sels contenus dans le sol sont lessivés, on doit en retrouver la trace dans la nappe phréatique.

On a représenté sur la fig. 13 la conductivité électrique de la nappe de la parcelles expérimentale de MATAFO avant et après chacune des 10 irrigations lessivantes de 300 mm effectuées en 1975. Sur le même graphique figurent la conductivité de la solution du sol (prélevée en continu *in situ* avec les sondes tensiométriques horizontales) à la profondeur de 30 cm, 12 heures après l'apport d'eau d'irrigation. Celle-ci était pompée dans le drain principal du polder à 100 m à l'ouest de la parcelle expérimentale. On peut considérer que l'eau de ce canal est représentative de la nappe de la partie nord-ouest du polder de Guini. Le fait que la nappe de la parcelle expérimentale soit de 2 à 3 fois plus salée ne doit pas surprendre : la parcelle a été installée dans un périmètre constamment cultivé et irrigué depuis 7 ans. Durant les mois de janvier à mai 1975, on a déversé dans le drain principal de l'eau du lac dont la conductivité moyenne est de 0,4 millimhos. cm^{-1} , ce qui a entraîné une chute de salinité de la nappe. A partir de la mi-mai, les déversements ont été arrêtés faute d'eau et la nappe a eu tendance à se ressaler.

La première irrigation a fait baisser la salinité de la nappe : le sol était alors très sec et fortement fissuré. La majeure partie de l'eau apportée a rejoint directement la nappe sans dissoudre suffisamment les sels contenus dans le sol pour atteindre la conductivité de la nappe. Les irrigations suivantes ont fortement dessalé le sol et à chaque fois, la nappe phréatique a accusé une recharge en sels. L'anomalie du 11 mars semble due à une erreur de mesure. Entre le 17 mars et le 26 mai, de petites irrigations d'entretien (50 mm) ont été effectuées chaque semaine. La hauteur d'eau étant trop faible pour permettre le lessivage, le sol s'est enrichi en sels. Lors de la reprise des irrigations

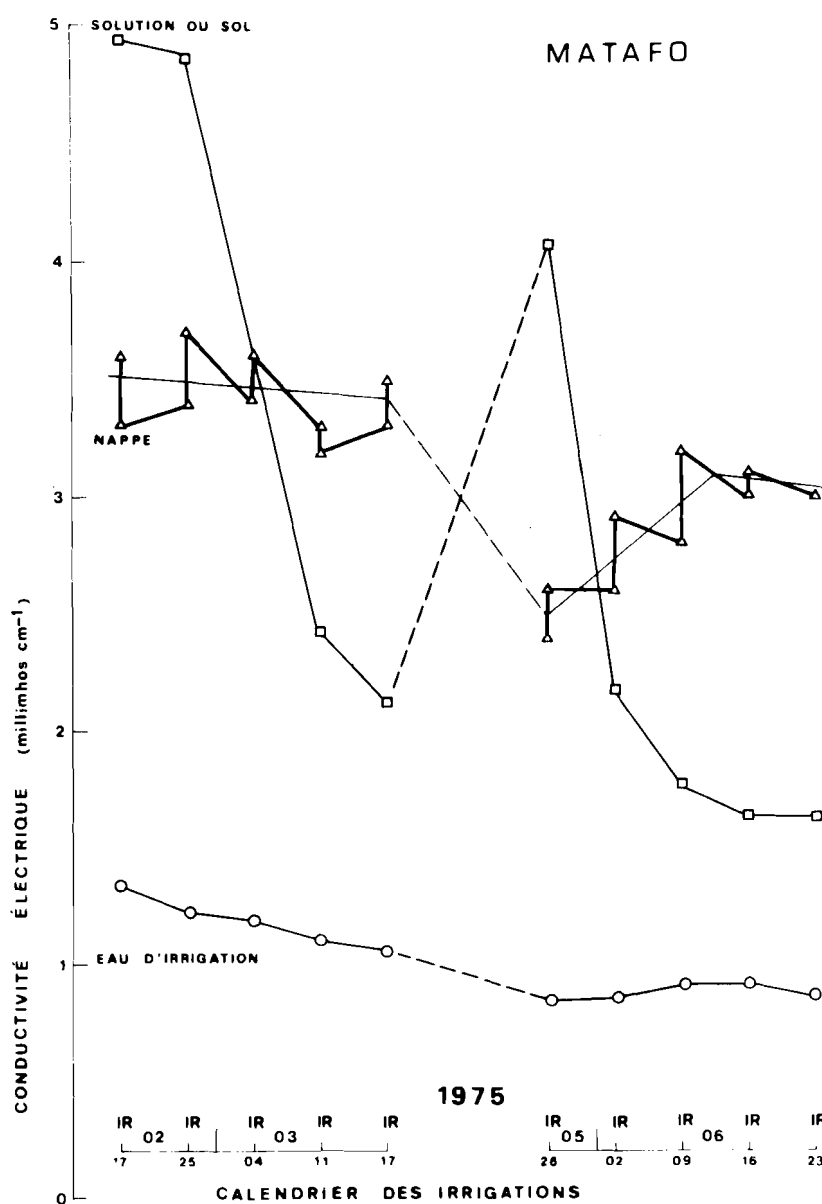


Fig. 13 - Evolution comparée de la salinité du sol et de la nappe durant le cycle d'irrigations de 300 mm.

lessivantes, le sol étant initialement humide, le lessivage des sels a été possible dès la première irrigation. Le sol s'est de nouveau dessalé et la nappe s'est enrichie en sels à chaque irrigation. Les deux dernières irrigations n'ont entraîné que peu de sels. Le sol semble avoir atteint alors une salure minimum et ne plus contenir qu'une faible quantité de sels solubles.

3. Conclusion des observations et mesures sur les sels du sol

Sauf les cas particuliers de l'assèchement d'une lame d'eau de submersion ou de l'apport artificiel d'une eau d'irrigation salée, l'accumulation de sels dans les sols des polders est le fait de la concentration par évaporation de la solution du sol. Cette dernière est en étroite relation avec la nappe phréatique sous-jacente et les différentes évaporites qui se forment sont le reflet de la composition chimique de cette nappe.

Quant au lieu de la cristallisation des sels, il est situé à proximité de la surface dans le cas d'un sol compact et mal structuré (sol récemment exondé ou voie alcaline), il se trouve à moyenne profondeur (30-60 cm) dans le cas d'un sol structuré et bien aéré (voie saline neutre), il peut enfin être dispersé dans la zone des racines si le sol est couvert par la végétation. Les sels apparaissent dans la partie du sol où se produit l'évaporation.

Un apport d'eau en surface ne permet le lessivage des sels du sol et leur transfert jusqu'à la nappe que si la hauteur d'eau apportée est suffisante pour que la partie supérieure du profil soit saturée. L'eau en excès peut alors ruisseler le long des fissures séparant les colonnettes prismatiques des argiles structurées et entraîner jusqu'à la nappe les sels qu'elle a dissous. Mais les argiles structurées elles-même ne sont pas affectées par le lessivage.

Enfin, pendant la saison sèche, une semaine est suffisante pour que le sol retrouve une salinité comparable à celle qu'il avait la veille d'une irrigation "lessivante" de 300 mm.

D - LES MECANISMES ESSENTIELS

1. Considérations fondamentales

Les observations et mesures qui précèdent permettent de préciser quels sont les agents responsables de l'apparition ou de la disparition des sels dans les polders.

a) Le sol : phases solide, liquide et gazeuse

Dans cette perspective, le sol est considéré comme un substrat poreux, anisotrope, constitué par l'assemblage d'éléments minéraux et organiques en proportions variables et doués des propriétés suivantes :

- Les minéraux argileux gonflants sont susceptibles d'adsorber des molécules d'eau sous forme interfoliaire. Il en résulte une augmentation de leur volume spécifique et une diminution de la porosité efficace du sol.

- Tous les constituants sont solubles dans l'eau à des degrés divers, de sorte que l'équilibre thermodynamique entre les minéraux et la solution soit établi. A cet équilibre participe la garniture cationique du complexe adsorbant.

- Si le taux de sodium adsorbé augmente, le gonflement des argiles peut être augmenté dans des proportions importantes, au point que le mode d'assemblage peut être modifié : de fragmentaire, la structure du sol peut devenir particulière et des phénomènes de colmatage et de compaction peuvent avoir lieu.

La salinité du sol est mesurée par le degré de minéralisation de l'eau du sol *in situ*. On considère dans cette étude que l'eau est le vecteur unique des éléments solubles qui migrent et se mélangent dans le système, soit par convection, soit par diffusion. Toute modification de salinité en un point du sol est ainsi le résultat :

- soit d'une variation de teneur en eau en ce point (apport ou départ d'eau pure) qui implique une solubilisation ou une insolubilisation des éléments du substrat.

- soit d'une variation absolue de la masse d'éléments solubles (apport ou départ de soluté) ces derniers ayant migré sous forme dissoute.

L'atmosphère du sol enfin a une composition variable suivant la profondeur du sol et, vraisemblablement, son état hydrique. En particulier, la fugacité du CO_2 intervenant dans l'établissement des équilibres carboniques peut y être beaucoup plus élevée que dans l'atmosphère. De plus elle varie avec l'état d'oxydo-réduction du milieu et l'intensité de l'activité biologique.

b) Limites de l'état d'équilibre d'un sol

- Une "section de sol" horizontale et d'épaisseur aussi réduite que possible est constituée de trois phases : liquide, solide, gazeuse, en équilibre entre elles. Lorsque un flux de solution du sol l'atteint, l'équilibre initial est modifié. Etant donné la très faible épaisseur de la "section de sol", c'est-à-dire le peu de matière qui la constitue, on peut admettre que la variation d'état d'équilibre est instantanée. Au fur et à mesure que le flux traverse la "section de sol", de nouveaux états d'équilibre se succèdent.

Le sol étant constamment le siège de flux hydriques, ascendants ou descendants, l'équilibre salin de toute "section de sol" et partant, du sol entier, est en perpétuel changement.

Le sol étant un milieu anisotrope, la composition et le mode d'assemblage diffèrent d'un point à l'autre de la "section de sol" considérée précédemment.

Il en résulte que les solutions ne fluent pas rigoureusement à la même vitesse et n'ont pas exactement la même composition d'un point à un autre de celle-ci. Les équilibres salins ne seront donc pas strictement identiques en tout point de la "section de sol". En toute rigueur, un équilibre salin dans le sol ne peut qu'être instantané et ponctuel.

2. Analyse des mécanismes essentiels

Il est évidemment impossible de décrire l'infinité d'états d'équilibre qui se succèdent ou coexistent dans le sol. On peut toutefois tenter de préciser à des intervalles de temps réguliers et rapprochés, un équilibre salin moyen concernant des volumes de sol de composition et assemblage grossièrement uniforme.

a) Mouvement de l'eau

Pour atteindre ce résultat, il est nécessaire de décrire, en premier lieu, les mouvements des masses d'eau dans le sol :

- redistribution à l'intérieur du profil
- échanges avec l'extérieur sous forme d'apports d'eau d'irrigation ou de pluie, de remontées capillaires à partir de la nappe phréatique, de consommation par évaporation directe à la surface du sol ou par l'intermédiaire de la végétation, drainage vers la nappe phréatique.

La théorie des Flux Hydriques permet de disposer d'un moyen exprimant la variation de la teneur en eau dans un sol en fonction du temps.

b) Nouvel équilibre du système

Dans la mesure où l'on admet que les éléments solubles migrent librement avec l'eau et que, lorsque des eaux de qualités différentes sont mises en contact, le mélange complet est instantanément réalisé, on peut associer à la notion de flux hydrique celle de flux de soluté.

Du fait des propriétés réactives du milieu où sont produits les flux, à chaque déplacement de solution minéralisée, à chaque mélange entre solutions différentes, il faut associer une variation de masse de substrat dissoute et une variation de la garniture cationique du complexe adsorbant, de sorte que l'équilibre thermodynamique du système soit rétabli.

Enfin, la modification de la phase adsorbée induit une variation des caractéristiques hydriques du sol : un excès de sodium échangeable peut entraîner une diminution de la conductivité hydraulique du sol.

Après avoir calculé les parts respectives de tous les constituants dans le nouveau système né du mouvement des solutions, il sera donc nécessaire

en appliquant la loi d'action de masse, de calculer l'équilibre entre les minéraux et la solution du sol.

Ainsi se dessine la structure d'un modèle de simulation : il doit rendre compte des mouvements de l'eau dans le sol afin de permettre le calcul d'une teneur en eau à intervalles de temps réguliers.

Il doit simultanément analyser toutes les réactions participant à l'instauration de l'équilibre thermodynamique du système afin que l'on puisse connaître aux mêmes intervalles de temps, la composition des phases constituant le système sol-eau-atmosphère du sol.

Les moyens mathématiques ainsi que la détermination des paramètres fondamentaux permettant d'atteindre ce double objectif sont présentés dans les chapitres suivants.

CHAPITRE III

ETUDE DU MOUVEMENT DE L'EAU DANS LE SOL

A - RAPPELS THEORIQUES

1. Flux hydriques, conductivité hydraulique et diffusivité

Entre tous les points du système sol-eau, il est possible de définir des différences de potentiel total. Elles sont à l'origine du mouvement des masses d'eau à travers le sol. Dans le cas d'un sol homogène et développé sur un modelé plat, l'essentiel des transferts d'eau se produit suivant l'axe vertical x . En l'absence de nappe phréatique il s'agit essentiellement d'infiltration et de redistribution de l'eau. Si le sol comporte une nappe à faible profondeur, des mouvements ascendants peuvent être importants.

Selon la loi de DARCY généralisée aux milieux non saturés (RICHARDS, 1931), le *flux hydrique* ou hauteur d'eau traversant une surface unitaire perpendiculaire à l'axe de propagation x pendant une unité de temps est donné par la formule :

$$\phi = - K (\partial\Phi/\partial x)$$

où $\partial\Phi/\partial x$ est le gradient de potentiel total dans la direction de circulation et K est la *conductivité hydraulique*. K et ϕ ont la dimension d'une vitesse. K n'est pas une constante mais varie en fonction de la teneur en eau du sol (Par définition, si un volume de sol V_s contient un volume d'eau V_w , la teneur en eau volumique du sol est $\theta = V_w/V_s$). Pour un sol donné il est possible d'établir une relation entre θ et Ψ de la forme :

$$\partial\theta/\partial\Psi = c \quad (1)$$

où c est la pente de la courbe caractéristique représentant la variation de θ en fonction de Ψ . La variation de $K(\theta)$ peut donc être aussi bien exprimée en fonction de Ψ .

En tout point du sol, la variation de la teneur en eau en fonction du temps (t) est déterminée par l'équation de continuité :

$$\partial\theta/\partial t = - \partial\phi/\partial x$$

$$\text{soit : } \frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{-\partial}{\partial x} \left\{ -K(\theta) \left(\frac{\partial\Psi}{\partial x} - 1 \right) \right\} \quad (2)$$

Si l'on introduit une fonction F définie par

$$F = \int_0^\theta \left\{ K(\theta) \cdot \frac{\partial\Psi}{\partial\theta} \right\} d\theta$$

et si l'on appelle D(θ) le gradient $\partial F/\partial\theta$, l'équation (2) peut être écrite sous la forme

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{-\partial}{\partial x} \left\{ -K(\theta) \cdot \frac{\partial\Psi}{\partial\theta} \cdot \frac{\partial\theta}{\partial x} + K(\theta) \right\} \quad (3)$$

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ D(\theta) \cdot \frac{\partial\theta}{\partial x} - K(\theta) \right\} \quad (4)$$

où D(θ) est par définition la *diffusivité*, exprimée en unités de surface par unité de temps.

2. Cas des sols gonflants

Le terme de droite de l'équation (4) représente le gradient du flux par rapport à l'axe de sa propagation dans la matrice poreuse.

Dans le cas d'un sol non gonflant, cette matrice est rigide et la distribution de la masse de matière solide peut être considérée invariable le long de l'axe de circulation de l'eau. Il est alors justifié d'identifier implicitement la mesure d'une unité de volume de sol, et celle de la masse de matière solide qu'il contient, à l'unité de mesure linéaire correspondante suivant l'axe vertical et ceci quelle que soit la teneur en eau du sol.

Dans le cas d'un sol gonflant, la géométrie de la matrice change avec la teneur en eau. La distribution de la masse de solide n'est plus constante suivant l'axe de propagation des flux. Même si l'on reconnaît une certaine isotropie au processus de gonflement du sol, (c'est-à-dire si l'on admet que la variation de distribution de la masse de matrice est identique quel que soit l'axe), il convient de prendre quelques précautions. Il n'est plus possible, en effet, de relier directement à la mesure des distances linéaires celles du volume de la matrice et de la masse. Si l'on fixe l'une de ces deux variables en l'associant à x, l'on rend l'autre fluctuante indépendamment de x.

On peut envisager le gonflement du sol sous ces deux aspects :

- La masse de la matrice est choisie comme référence et dans ce cas le volume correspondant est variable.

- On définit un volume de matrice invariable et alors la masse de matière solide qu'il contient n'est plus constante.

a) *Les travaux de SMILES et al. (1968-1976)*

Si l'on définit un volume de sol sec V , correspondant à une masse de matière solide de poids P , le gonflement du sol se traduit à P constant, par une augmentation du volume qui devient V_g (Fig. 14a). La redistribution de la matière solide est mesurée par le rapport P/V_g . Mais comme, selon le stade de gonflement, le volume apparent V_g prend des valeurs différentes, il devient impossible d'établir une relation implicite entre sa mesure et celle d'une longueur suivant l'axe de propagation des flux hydriques. Or, par le biais de la variable θ le volume du sol intervient dans l'équation (4). Dans ces conditions, à moins de définir une loi permettant de relier la variation du volume V_g , en fonction de la teneur en eau, à la mesure des distances linéaires suivant l'axe x , on ne peut appliquer l'équation (4) sous sa forme générale. C'est l'esprit de la démarche de SMILES et ROSENTHAL (1968), PHILIP (1970) et SMILES (1974, 1976) qui ont montré qu'il était malgré tout possible de décrire le mouvement de l'eau dans les sols gonflants

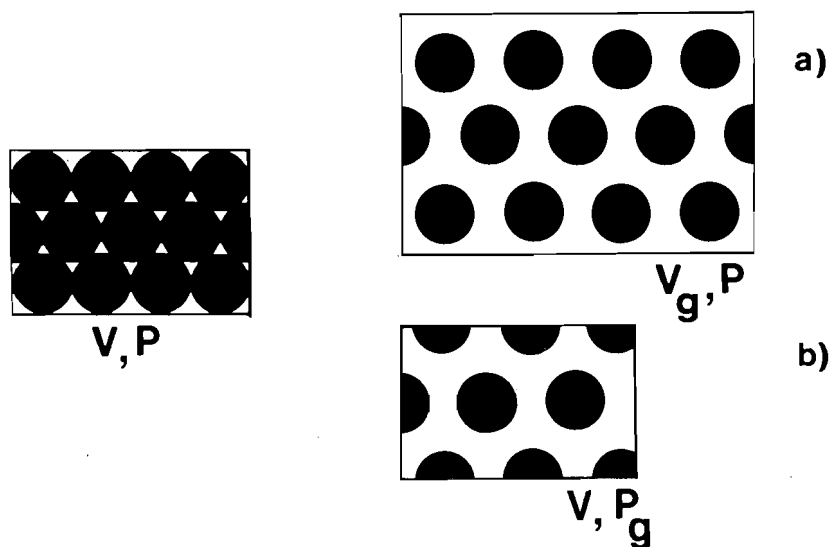


Fig. 14 - Etude schématique du gonflement.

14a : Gonflement d'un matériau poreux avec conservation de masse (P =poids de matière solide). Le volume V_g est fluctuant.

14b : Gonflement d'un matériau poreux à volume (V) constant, la masse de matière solide, de poids P_g , est fluctuante.

grâce à une équation similaire à l'équation (4) mais où l'échelle de référence n'est plus l'échelle conventionnelle de longueur. Ils ont créé à cet effet une échelle mixte intégrant la variation de distribution de la masse de la matrice par unité de longueur :

$$m = \int_0^x (1 + \Theta^{-1}) dx$$

où Θ représente le rapport du volume des pores au volume de matière solide. (Dans le cas d'un sol saturé d'eau, Θ est lié à la teneur en eau volumique θ par la relation $\theta = \Theta \cdot (1 + \Theta^{-1})$). SMILES et ROSENTHAL (1968) précisent toutefois que le recours à la variable m n'est pas la seule méthode possible de description du système sol gonflant-eau mais que l'on peut, par exemple, expliciter la variation de distribution de la masse de la matrice suivant un axe linéaire à l'aide de la densité apparente du sol.

b) Utilisation d'une densité apparente variable

L'on peut envisager non plus un volume de sol variable correspondant à une masse de matière solide constante, mais un volume unitaire théorique constant V de sol. Le volume contient à l'état sec, un poids P de matière solide. Le gonflement du sol se traduit alors par une diminution de la masse de matière solide contenue dans le volume V au bénéfice de la masse d'eau (Fig. 14b). Le volume V étant constant est parfaitement repérable par rapport à l'axe de circulation de l'eau. La variation de la distribution de masse résultant du gonflement est alors traduite par la variation du rapport P/V . Ce rapport a les dimensions d'un poids volumique et, si le sol est sec, est strictement identique à la densité apparente de ce dernier. On appellera ce poids volumique particulier dAw .

Si P_g est le poids de matière solide contenu dans le volume unitaire V précédemment défini dans le sol, à un stade de gonflement quelconque, la teneur en eau pondérale w du sol est

$$w = Vw/P_g \quad (5)$$

où Vw est le volume d'eau contenu dans V . La densité apparente de la matière solide est :

$$dAw = P_g/V \quad (6)$$

Dans la mesure où l'on peut connaître la loi de variation de dAw en fonction de la teneur en eau, on peut calculer le produit :

$$\theta^* = w \cdot dAw \quad (7)$$

En combinant les équations (5), (6) et (7) on obtient bien :

$$\theta^* = Vw/V$$

θ^* est strictement égal à la teneur en eau volumique du sol gonflé. Si l'on admet (SMILES, 1976) que la variation de la distribution de la matière solide dans le sol est fonction de la teneur en eau, on dispose effectivement, en écrivant l'équation (4) en fonction de θ^* d'un moyen de décrire le mouvement de l'eau dans un sol gonflant.

A cet effet, il faut au préalable définir la loi de variation de dA_w en fonction de w pour les sols des polders afin de pouvoir calculer θ^* pour tout w . Il faut aussi mesurer les paramètres $K(\theta^*)$ et $D(\theta^*)$ en exprimant leur variation en fonction de θ^* .

B - LE GONFLEMENT DES SOLS DES POLDERS. VARIATION DE LA DENSITE APPARENTE

1. Définitions

Soit un élément de sol gonflant. A l'état sec, son volume est V_A .

Il peut être décomposé en deux fractions :

- Un volume de matière sèche : V_R
- Un volume de pores : V_P

V_R et V_P sont des termes constants, caractéristiques du mode d'assemblage du matériau considéré. On a (Fig. 15a) :

$$V_A = V_R + V_P$$

A l'état humide, cet élément est gonflé. Son volume devient $V_{Aw} > V_R + V_P$, le volume correspondant au gonflement étant $V_G = V_{Aw} - (V_R + V_P)$.

L'existence d'une porosité fermée a souvent pu être constatée dans les sols. Il semble bien que ce soit le cas des sols des polders, comme le montrent les mesures présentées plus loin. Dans ce cas, le volume des pores V_P peut être décomposé en deux fractions :

- Un volume poreux non accessible à l'eau : V_{Pa}
- Un volume poreux susceptible d'être occupé par l'eau : V_{Pw}

On a alors $V_{Pa} + V_{Pw} = V_P$.

Lorsque le sol est sec, V_P est entièrement occupé par l'air. Plus l'échantillon est humide, plus l'air cède la place à l'eau jusqu'à ce que la totalité de V_{Pw} soit occupé par celle-ci (Fig. 15b).

V_{Aw} peut être décomposé en quatre fractions (Fig. 15c)

$$V_{Aw} = V_R + V_{Pa} + V_{Pw} + V_G$$

parmi lesquelles V_R , V_{Pa} et V_{Pw} sont constants alors que V_G est variable. En fait, pour exprimer plus clairement le processus d'invasion du sol par l'eau, on considérera par la suite que V_{Pa} est variable, égal à V_P lorsque le sol est sec et à $V_P - V_{Pw}$ lorsque le sol est saturé d'eau.

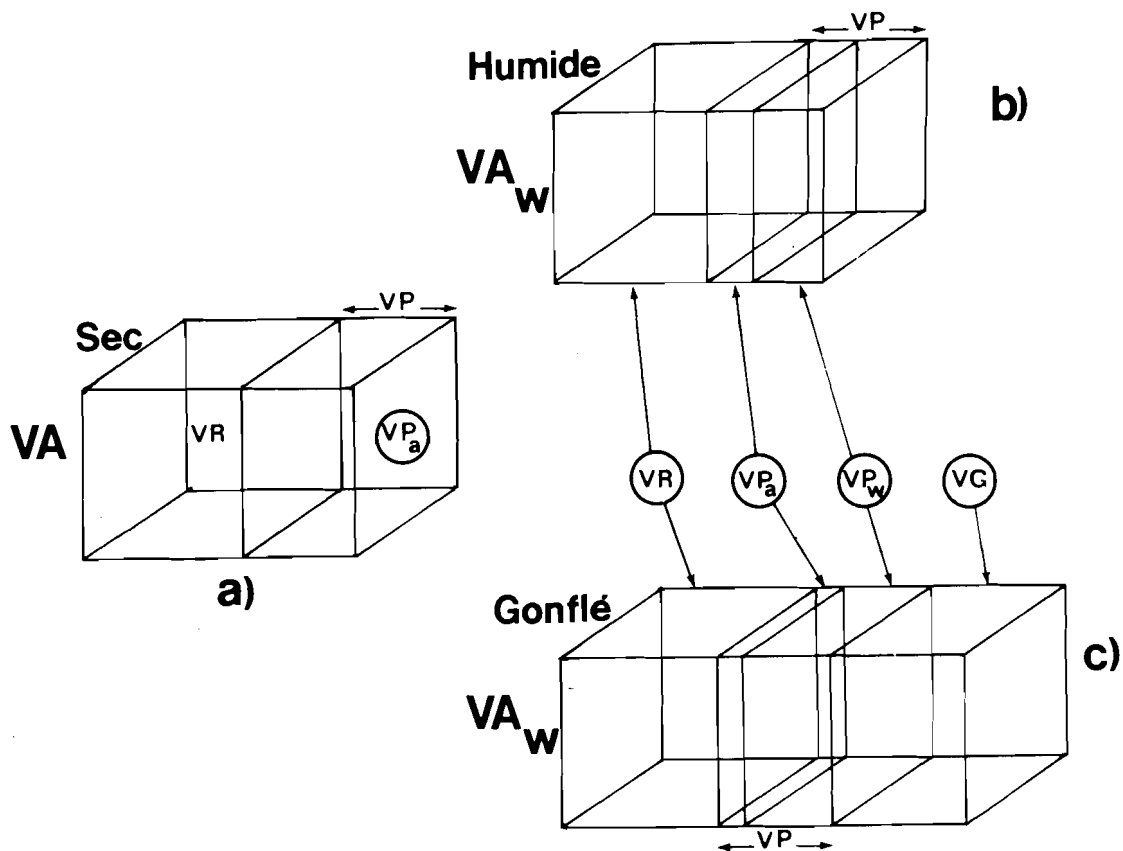


Fig. 15 - Représentation schématique de l'humectation d'un élément du sol gonflant.

- a : Sol sec
- b : Stade initial de l'humectation : VP_w est rempli d'eau
- c : Gonflement : réduction de VP_a et développement de VG .

P étant le poids de l'échantillon sec et dw la densité de l'eau, on définit :

- la densité réelle de l'échantillon : $dR = \frac{P/VR}{dw}$

- la densité apparente à l'état sec, ou densité apparente intrinsèque : $dA = \frac{P/VA}{dw}$

- la densité apparente à l'état humide : $dAw = \frac{P/VA_w}{dw}$

- la densité "pseudo-réelle", égale au rapport du poids de l'échantillon sec à la somme des volumes occupés par la matière solide et l'espace poreux fermé, divisé par la densité de l'eau. C'est donc une grandeur constante. On étendra ici cette notion à une densité pseudo-réelle fluctuante égale à $\frac{P}{(VR + VPa)} = dRw$ où VPa , égal au volume de l'espace poreux non occupé par l'eau, varie entre VP et sa limite inférieure correspondant à la définition stricte de dRw .

Dans les calculs qui suivent, la densité de l'eau est prise égale à l'unité.

La porosité intrinsèque de l'échantillon est par définition:

$$POR = \frac{VA - VR}{VA} = \frac{VP}{VA} = \frac{VPa + VPw}{VA}$$

POR peut être décomposée en deux fractions variables, mais dont la somme est constante, correspondant aux volumes poreux occupés par l'eau et par l'air.

$$\text{On a } PORw = \frac{VPw}{VA} = \frac{VA - (VR + VPa)}{VA}$$

$$\text{soit } PORw = 1 - \frac{dA}{dRw}$$

$$\text{et } PORa = \frac{VPa}{VA} = POR - PORw$$

$$\text{soit } PORa = dA \left(\frac{1}{dRw} - \frac{1}{dR} \right)$$

2. Expérimentation

a) Echantillonnage et mesures

On a prélevé à quatre niveaux du sol et pour deux états d'humidité différents des groupes de 8 échantillons non remaniés en utilisant des cylindres métalliques de 300 cm³. La teneur en eau pondérale a été déterminée par séchage à l'étuve à 105°C et pesée. Les valeurs moyennes des paramètres essentiels de ces échantillons sont :

$$< 2\mu = 70 \% \text{ (dont } 70 \% \text{ de montmorillonite)}$$

$$\text{densité réelle} = dR = 2,50$$

$$\text{densité apparente sèche} : dA = 1,15$$

Connaissant le poids Pw et le volume Vaw à l'état humide ainsi que le poids P à l'état sec, on peut calculer la densité apparente à l'état humide

$$dAw = \frac{P}{Vaw} \text{ et le volume d'eau qu'il contient : } Vw = \frac{Pw - P}{dw} = Pw - P.$$

Il est alors possible de calculer les différentes fractions constituant

le volume apparent humide. On a (Tableau II) :

$$VR = P/dR$$

$$VG = VAW - VA = P (1/dAw - 1/dA)$$

$$VPw = Vw - VG$$

$$VPa - VAW - VR - W = P/dAw - P/dR - W$$

Par ailleurs, deux échantillons secs ont été étudiés au pycnomètre à air. Le dispositif permet de mesurer le volume apparent d'un élément de sol sec, diminué du volume poreux ouvert (AUDRY et al., 1973). Le volume mesuré est donc $VA - VPw = VR + VPa$. Connaissant le poids de chaque échantillon et leur densité réelle, on a calculé VPa et enfin $PORa$. Les valeurs obtenues ont été de 0,20 et 0,28 $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$.

b) Variations de $PORa$ en fonction de la teneur en eau

On dispose ainsi d'un cadre permettant de décrire le remplissage d'un élément de sol des polders par l'eau : on peut considérer, en première approximation, que la porosité ouverte est d'abord remplie, puisque l'eau diffuse entre les feuillets argileux, hydratant les cations échangeables et provoquant le gonflement. Ce gonflement entraîne inévitablement des compressions et, par conséquent une réduction de la porosité fermée.

En fin de compte, si l'on peut décrire la diminution de VPa , initialement égal à VP , au fur et à mesure que le sol devient plus humide, on peut décrire la variation de VAw en fonction de la teneur en eau, puisque l'on a toujours $VAw = VR + Vw + VPa$.

Pour ce faire, on a tracé la courbe de variation de $PORa$ en fonction de w à partir des valeurs expérimentales correspondant aux échantillons prélevés sur le polder (Fig. 16). On constate que les mesures de laboratoire de $PORa$ encadrent le palier observé sur la courbe de variation de $PORa$: la valeur de 0,24 $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ doit vraisemblablement être assez proche de la valeur moyenne de la porosité fermée des sols des polders. Elle correspond à une teneur en eau $w = 0,7\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$, voisine de la capacité de rétention (0,64 $\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$).

Tableau II - Densité apparente, distribution des volumes d'air, d'eau et de matière solide, densité pseudo-réelle et distribution de la porosité de 8 échantillons du profil MATAFO à des teneurs en eau différentes.

VA_w cm^3	w $g.g^{-1}$	P g	dA_w $g.cm^{-3}$	VA cm^3	VR cm^3	VG cm^3	VP_w cm^3	VP_a cm^3	dR_w $g.cm^{-3}$	POR_w $cm^3.cm^{-3}$	POR_a $cm^3.cm^{-3}$	POR $cm^3.cm^{-3}$
300	0,1	306	1,02	266,1	122,4	33,9	0,0	143,7	1,15	0,0	0,54	0,54
300	0,23	273	0,91	237,4	109,2	62,6	0,0	128,2	1,15	0,0	0,54	0,54
300	0,41	264	0,88	229,6	105,6	70,4	37,8	86,2	1,38	0,17	0,37	0,54
300	0,43	276	0,92	240,0	110,4	60,0	58,7	70,9	1,52	0,24	0,30	0,54
300	0,61	240	0,80	208,7	96,0	91,3	55,1	57,6	1,56	0,26	0,28	0,54
300	0,63	240	0,80	208,7	96,0	91,3	59,9	52,8	1,61	0,29	0,25	0,54
300	0,76	213	0,71	185,2	85,2	114,8	47,1	52,9	1,54	0,25	0,29	0,54
300	0,77	222	0,74	193,0	88,8	107,0	63,9	40,3	1,72	0,33	0,21	0,54

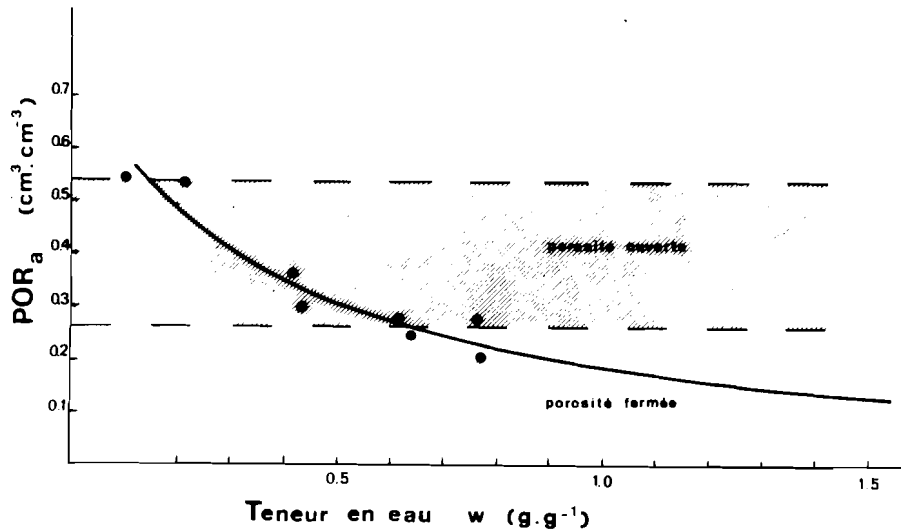


Fig. 16 - Variation de la porosité remplie d'air POR_a en fonction de la teneur en eau pondérale w .

c) Variation de dA_w et définition de $\theta = f(w)$

Les valeurs de VP_a ont été extrapolées à partir de la courbe de variation de POR_a . On a ainsi calculé pour tout w , ($0 < w < 2$), le volume apparent V_{Aw} d'un élément de sol de poids sec P .

On en déduit les valeurs de dA_w . La correspondance entre les valeurs extrapolées et celles mesurées directement sur les échantillons du polder est correcte (Fig. 17).

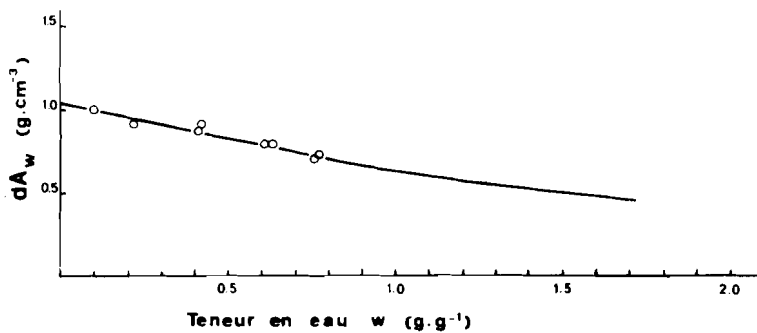


Fig. 17 - Variation de la densité apparente du sol gonflé (dA_w) en fonction de la teneur en eau pondérale w .

Une simple transformation permet enfin de tracer la courbe des variations de la teneur en eau volumique $\theta = dAw.w$ en fonction de w (Fig. 18).

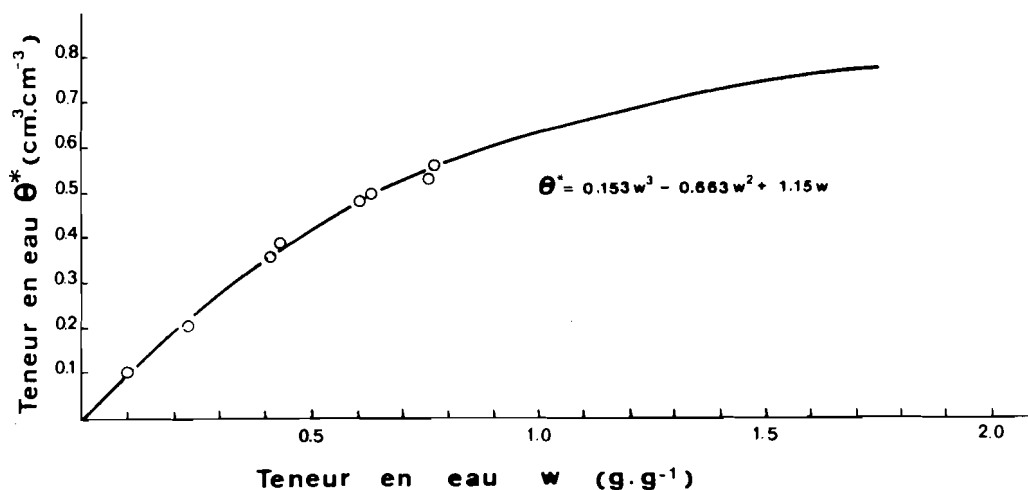


Fig. 18 - Variation de la teneur en eau volumique (θ^*) en fonction de la teneur en eau pondérale (w).

Il est possible d'approcher l'équation dont la courbe représentative est très voisine de $dAw = f(w)$ en utilisant la méthode d'ajustement analytique d'un graphe lissé.

On parvient ainsi à l'expression polynomiale :

$$dAw = 0,153 w^2 - 0,663 w + 1,15$$

on vérifie bien que pour $w = 0$, $dAw = 1,15 = dA$

on a enfin

$$\theta = 0,153 w^3 - 0,663 w^2 + 1,15 w$$

3. Le gonflement des sols des polders

a) Analyse du gonflement

Si l'on définit le gonflement macroscopique G comme l'augmentation de volume d'un échantillon humide rapporté à son volume sec, on aura :

$$G_{(\text{cm}^3.\text{cm}^{-3})} = \frac{VG}{VA} = \frac{Vaw - VA}{VA}$$

et pour un poids P de sol :

$$G = \frac{P/dAw - P/dA}{P/dA} = \frac{dA - dAw}{dAw}$$

D'où l'expression analytique du gonflement pour les sols des polders :

$$G = \frac{0,663 w - 0,153 w^2}{1,15 + 0,153 w^2 - 0,663w}$$

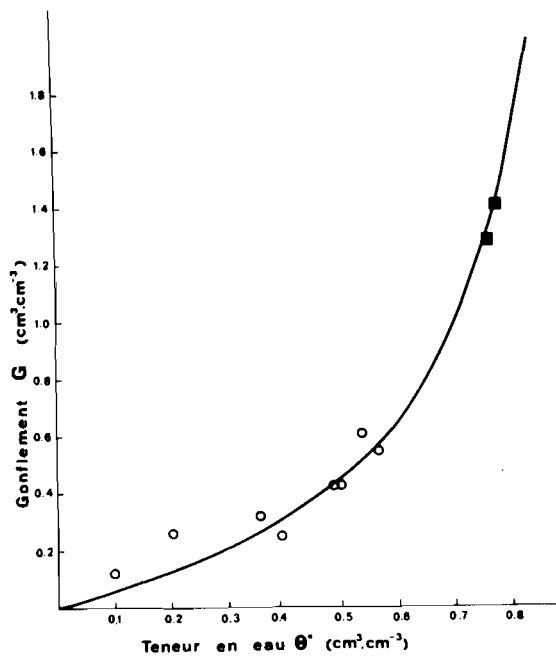


Fig. 19 - Variation du gonflement G en fonction de la teneur en eau volumique θ^*

■:CHEVERRY (1974)

On a étudié la variation de G pour des teneurs en eau w de 0 à 2 g.g^{-1} , soit pour $\theta = 0$ à $\theta = 0,8 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ (Fig. 19). Ici aussi les valeurs expérimentales bien que dispersées sont assez proches des valeurs calculées. Il en est de même pour deux échantillons dont le gonflement a été mesuré par CHEVERRY (1974). Le gonflement devient très rapide pour des valeurs de θ supérieures à $0,5 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ tandis qu'en dessous il est lent et assez peu important. Or $0,5 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ est très proche de la capacité de rétention ($w = 0,64 \text{ g.g}^{-1}$). L'hypothèse formulée précédemment sur le mode de remplissage du sol par l'eau semble confirmée.

Les résultats obtenus sont semblables à ceux de BRIDGE et TUNNY (1973) sur le "Billabong clay" bien que ce sol soit nettement plus gonflant.

Pour une teneur en eau $\theta = 0,74 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$, ces auteurs signalent un gonflement de $2,05 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ alors que le sol des polders ne gonfle que de $1,20 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ pour $\theta^* = 0,75 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$. Il faut toutefois remarquer que le Billabong clay est moins argileux ($< 2 \mu = 58 \%$) moins poreux ($0,4 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$) et beaucoup plus riche en sodium échangeable ($\text{Na/T} = 22,8 \%$ au lieu de 2% dans les polders). Dans ces conditions, pour une teneur en eau égale, l'eau d'humectation sera localisée de préférence entre les feuillets argileux de Billabong clay, alors que dans le sol des polders, disposant d'un espace poreux plus vaste et de moins de sodium susceptible d'être hydraté, elle sera surtout située dans la porosité. Le gonflement sera donc plus important pour le premier sol que pour le second.

b) *Le mécanisme du gonflement et ses effets*

De nombreux auteurs ont étudié le mécanisme du gonflement et l'influence de la garniture cationique des argiles sur ce dernier : FINK (1964), Mc NEAL et *al.* (1966), RHOADES et INGVALSON (1969), LAGERWERFF et *al.* (1969), BAR ON et SHAINBERG (1970), SHAINBERG et *al.* (1971), CHEVERRY (1974).

Ils ont mis en évidence quelques facteurs fondamentaux.

- L'influence prépondérante du cation échangeable : l'épaisseur d'un feuillet de montmorillonite Ca hydratée ne dépasse guère 20 Å alors que dans le cas d'une montmorillonite saturée en sodium, on peut atteindre une épaisseur de 63 Å (FINK, 1964).

- La nature de l'argile gonflante intervient : le gonflement est plus limité dans le cas d'une vermiculite (RHOADES et *al.*, 1969), l'hectorite est moins stable que la nontronite et la bentonite (FINK, 1964).

- Dans le cas d'une montmorillonite Ca ou faiblement Na, le matériau argileux se présenterait sous la forme de paquets (ou tectoïdes) de feuillets (ou platelets). L'eau d'adsorption se situerait surtout et d'abord à la périphérie des paquets dont elle augmenterait la mobilité puis pénétrerait au sein des tectoïdes. Le gonflement de ces derniers assez limité, n'entraîne pas leur destruction et dispersion (BAR ON et SHAINBERG, 1970).

- Dans le cas d'une montmorillonite Na, en revanche, le gonflement détruit tous les assemblages et les particules argileuses sont dispersées et très mobiles (McNEAL et *al.*, 1966 ; BAR ON et SHAINBERG, 1970).

- La fixation de couches moléculaires d'eau à la surface des feuillets argileux implique une diminution du volume des pores conducteurs : la lière couche moléculaire d'eau aurait une mobilité de 5 à 30 % de celle de l'eau libre selon que la montmorillonite est Ca ou Na (KEMPER et *al.*, 1964).

- En l'absence de contraintes physiques, les tectoïdes et les platelets d'une montmorillonite sodique, rendus très mobiles bouchent les pores conducteurs d'eau (BAR ON et SHAINBERG, 1970 ; SHAINBERG et *al.*, 1971). Si le sol contient peu d'argile, le lessivage est prépondérant. Dans le cas contraire c'est un processus de compaction qui se produit (Mc NEAL et *al.*, 1966).

Le sol étudié contient surtout de la montmorillonite Ca (ESR = 2 %) son mode de gisement est en masse compacte et très finement stratifié selon un plan horizontal. L'examen au microscope du plasma argileux fait apparaître un assemblage unistrié (CHEVERRY, 1974). L'agrégation est importante, parfois en éléments de grande taille (colonnettes prismatiques) et stable : le taux d'agrégats stables est de 64 à 74 % (CHEVERRY, 1974). Il est donc prévisible que le gonflement des argiles sera limité et n'aura pas d'effet dégradant sur le sol : les

tectoïdes ne seront pas détruits et l'argile ne sera pas dispersée ni déplacée. De fait, l'observation des profils ne permet pas de constater de signe de lessivage des argiles.

Les conséquences du gonflement du sol du polder semblent donc assez limitées et n'entraînent pas de détérioration de la structure.

C - MESURE DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE ET DE LA DIFFUSIVITE

1. Fondements théoriques et choix des méthodes de mesure

a) Conductivité hydraulique du sol saturé

Selon la loi de DARCY, le flux hydrique q , à la base d'une colonne de sol saturé d'eau de longueur L et de section S est proportionnel au gradient hydraulique $\frac{H}{L}$, H étant la différence de niveau entre la base de la colonne et la surface de l'eau appliquée.

$$q = K \frac{H}{L} \quad (8)$$

Le facteur de proportionnalité K est la conductivité hydraulique en milieu saturé.

Si l'on introduit dans un tube de section S , une colonne de sol non remanié et saturé en eau, de hauteur L au-dessus de laquelle on maintient une hauteur d'eau l constante telle que $H = L + l$ et si l'on mesure le volume V débité en fonction du temps à la base de la colonne, on peut écrire :

$$\frac{dV}{dt} \cdot \frac{1}{S} = K \frac{H}{L} \quad (9)$$

Si l'eau n'est pas renouvelée au-dessus de la colonne de sol, la hauteur d'eau l diminue, en fonction du volume débité à la base, d'une quantité dH telle que :

$$dH = \frac{-dV}{S} \quad (10)$$

En combinant les équations (9) et (10) on peut écrire :

$$-L \frac{dH}{H} = K dt \quad (11)$$

On peut intégrer l'équation (11) entre deux instants t_i et t_f auxquels correspondent les hauteurs d'eau l_i et l_f et les valeurs $H_i = L + l_i$ et $H_f = L + l_f$:

$$-L \cdot \ln \frac{H_f}{H_i} = K (t_f - t_i) \quad (12)$$

La conductivité hydraulique peut donc être mesurée :

- soit en maintenant une hauteur d'eau constante et en appliquant l'équation (9)

$$K = \frac{dV}{dt} \cdot \frac{1}{S} \cdot \frac{L}{H}$$

- soit en laissant la hauteur d'eau variable et en appliquant l'équation (12)

$$K = - 2,303.L \cdot \log \frac{H_f}{H_i} \cdot \frac{1}{t_f - t_i}$$

b) Cas du sol non saturé - Conductivité hydraulique

On a vu que dans un sol où les échanges d'eau s'effectuent selon un axe vertical, la variation de teneur en eau pouvait être décrite par l'équation (2) :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ K(\theta) \cdot \left(\frac{\partial \Psi}{\partial x} - 1 \right) \right\}$$

l'axe x étant orienté de haut en bas.

La variation totale de teneur en eau entre la surface du sol et une profondeur L s'obtient en intégrant l'expression précédente :

$$\int_0^L \frac{\partial \theta}{\partial t} \cdot dx = K(\theta) \cdot \left(\frac{\partial \Psi}{\partial x} - 1 \right)$$

Dans le cas d'un sol homogène, en l'absence de nappe phréatique à faible profondeur et pour une épaisseur L faible, on peut en général considérer que, au même instant, la succion Ψ est la même quelle que soit la profondeur (GARDNER, 1970). On a alors :

$$\frac{\partial \Psi}{\partial x} = 0$$

$$\text{et } K = - L \frac{d\theta}{dt}$$

A partir de couples de valeurs (θ, t) mesurés pendant le drainage de colonnettes de sol de longueur L, non remaniées, initialement saturées d'eau, on peut ajuster une fonction $\theta = At^B$ (OGATA et RICHARDS, 1957 ; FEODOROFF et al. 1973). Par simple dérivation de cette fonction on obtient les valeurs de $d\theta/dt$. L'expression de K est alors :

$$K = -L \cdot (AB) \cdot \left(\frac{1}{A} \right)^{\frac{B-1}{B}} \theta^{\frac{B-1}{B}} \quad (13)$$

Dans la plupart des cas, deux couples de coefficients A et B sont nécessaires pour l'ajustement d'une fonction $\theta = f(t)$ correspondant à la totalité du drainage de la colonnette. Il en résulte deux expressions de K selon la teneur en eau de l'échantillon étudié.

c) Mesure de la diffusivité

La diffusivité est liée à la conductivité hydraulique par la relation $D(\theta) = K(\theta) \cdot \frac{d\psi}{d\theta}$. Si l'on dispose d'un moyen de connaître pour toute valeur de θ la pente de la courbe $\psi = f(\theta)$, on peut déduire simplement de $K(\theta)$ la valeur de $D(\theta)$.

L'expérience montre que l'on n'obtient pas les mêmes courbes $\psi=f(\theta)$ si le sol est soumis à un processus d'humectation ou de drainage et qu'elles sont encore différentes pour des processus analogues, mais engagés à des teneurs en eau initiales différentes. La variation du rapport $d\psi/d\theta$ sera elle aussi différente suivant les cas. Ces phénomènes d'hystérésis, déjà importants dans le cas d'un sable (VACHAUD et THONY, 1971), le sont encore plus lorsque le sol est argileux (ROYER et VACHAUD, 1974).

En toute rigueur, il n'existe donc pas de valeur unique de la diffusivité pour une teneur en eau θ donnée. Toutefois, l'étude de l'ensemble des courbes représentant la variation de ψ en fonction de θ permet de faire quelques simplifications.

- Dans le cas d'une infiltration à travers un matériau initialement humide, les différentes courbes correspondant à la réhumectation sont voisines les unes des autres et peuvent être représentées par une courbe unique moyenne.

- Dans le cas du drainage, l'ensemble des différentes courbes converge en fin de processus, vers une courbe unique traduisant un état d'équilibre de drainage (VACHAUD et TONY, 1971).

- Enfin, dans la mesure où le matériau étudié ne présente que de faibles variations de teneur en eau, l'influence de l'hystérésis peut devenir négligeable : l'erreur commise en adoptant une relation unique $\psi = f(\theta)$ est plus faible que l'erreur sur la mesure de θ . Pour NIELSEN et al. (1973), pour un même processus, la variabilité spatiale de la relation $\psi = f(\theta)$ est, dans la plupart des cas, de l'ordre de celle liée aux phénomènes d'hystérésis et l'on peut par conséquent se limiter à une relation moyenne unique qui permet de ne conserver qu'une seule expression de $D(\theta)$.

2. Mesures

On a distingué dans le sol étudié les deux unités morphologiques essentielles.

- Entre 0 et 45 cm un niveau finement à moyennement structuré, où la perméabilité est élevée et le déplacement d'un front d'humectation régulier. Les variations de teneur en eau peuvent être importantes : de 0,28 à 0,58 $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$.

- Au-dessous de 45 cm, le sol est hétérogène, constitué de colonnettes massives séparées par des fissures. La perméabilité des colonnettes très argileuses est faible. Le déplacement d'un front d'humectation est très irrégulier. Entre 45 et 150 cm les variations de teneurs en eau dans les colonnettes sont faibles : de 0,49 à 0,55 $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ et au-dessous de 150 cm le sol reste constamment saturé à des teneurs en eau allant de 0,60 à 0,70 $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$.

a) Dispositifs expérimentaux

Conductivité hydraulique du sol saturé

Des échantillons non remaniés des deux niveaux ont été prélevés et transportés humides. Tout en conservant leur orientation *in situ* on y a taillé de petites colonnettes de 5 cm de diamètre et 6 cm de hauteur.

Pour les mesures de la conductivité hydraulique du sol saturé, les colonnettes correspondant au niveau supérieur ont été introduites dans un cylindre de plexyglas d'une vingtaine de centimètres de hauteur dans lequel on a maintenu une hauteur d'eau constante de 2 cm environ. Une fois le régime de percolation établi, on a mesuré le volume d'eau V sortant à la base du dispositif. Après avoir représenté graphiquement V en fonction de t on a mesuré dV/dt et calculé K en utilisant l'équation (9).

Pour les colonnettes provenant des niveaux profonds, le dispositif ci-dessus s'est avéré inopérant en raison de la forte compacité des échantillons traités. Les colonnettes provenant du niveau 80-120 cm ont alors été introduites à la base d'un tube de verre de même diamètre et de 250 cm de haut que l'on a ensuite rempli d'eau. Après avoir laissé quelques heures l'eau sourdre à la base de la colonnette on a ajusté la hauteur d'eau à une valeur l_i et repéré le temps t_i . Deux à trois heures plus tard, selon le cas, on a mesuré l_f et t_f et enfin calculé K en utilisant l'équation (12).

Mesure simultanée de θ^* et ψ

Des colonnettes provenant des deux niveaux ont été introduites dans un tube de plastique de mêmes dimensions, fermé à une extrémité et dans lequel six ouvertures diamétralement opposées deux à deux ont été ménagées à 2 cm, 3,5 cm et 5 cm du sommet. De petits tensiomètres à extrémité de porcelaine ont été introduits dans ces ouvertures. Chaque paire de tensiomètres correspondant

à un même niveau a été relié à un tube à mercure au moyen de tubes plastiques très souples (type "Technicon"). Les circuits tensiométriques ont été ensuite remplis d'eau dégazée.

L'ensemble constitué par le tube de plastique contenant l'échantillon et les six tensiomètres a été suspendu au fléau d'une balance de précision, tandis que le faisceau des tubulures souples a été relié au bâti supportant les tubes à mercure par une amarre extensible afin de ne pas introduire d'erreur dans les pesées.

Un récipient rempli de terre broyée à 2 mm, de même origine que chaque échantillon étudié, a été disposé au-dessous de la colonnette de sorte que la base de celle-ci soit en contact étroit avec la terre sèche lorsque le fléau de la balance est en position basse mais que la colonnette soit complètement dégagée lorsque le

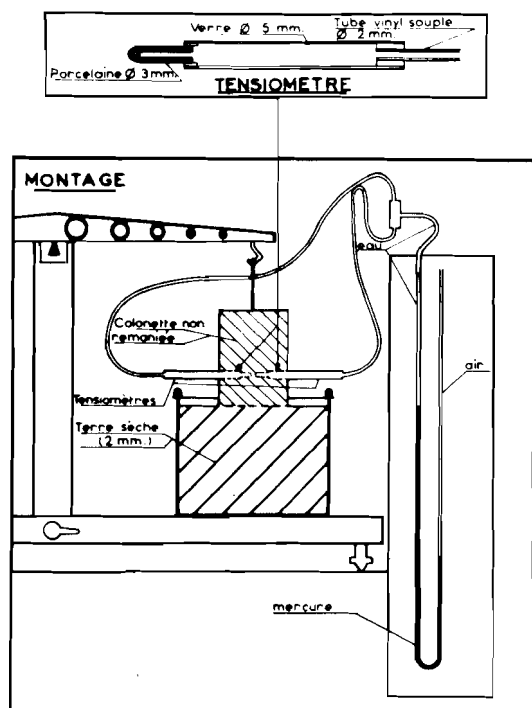


Fig. 20 - Dispositif de mesure simultanée de θ^* et ψ

fléau est remonté en position de pesée.

Ce dispositif permet de mesurer simultanément la variation de la suction à trois niveaux de la colonnette, par lecture directe sur les tubes à mercure et la variation de la teneur en eau de l'ensemble de l'échantillon au moyen de pesées successives, durant le drainage ou l'humectation de la colonnette.

Le montage des tensiomètres en parallèle s'est avéré nécessaire du fait du faible volume d'eau contenu dans le corps de chaque tensiomètre et la

tubulure correspondante. Ainsi, en cas de désamorçage d'un des deux tensiomètres de chacun des trois circuits, le tensiomètre désamorcé peut être isolé au moyen d'une pince de Mohr sans interrompre pour autant l'expérimentation.

b) Relation $\Psi = f(\theta^)$*

La relation $\Psi = f(\theta^*)$ a ainsi été déterminée pour le drainage et l'humectation du niveau 0-45 cm ainsi que le drainage du niveau inférieur.

Par ailleurs des séries d'échantillons de même origine et initialement saturés en eau ont été soumises à des pressions croissantes (de 0 à 16 000 cm d'eau) et leur humidité résiduelle mesurée afin de déterminer la valeur de θ^* pour pF 4,2 et établir la caractéristique $\Psi = f(\theta^*)$ pour l'équilibre de drainage des deux niveaux.

Aux courbes expérimentales ainsi obtenues on a ajusté une équation de la forme $\Psi = C\theta^{*D}$ ou $\Psi = C\theta^* + D$ selon les cas et calculé $d\Psi/d\theta^*$. Deux couples de constantes C, D ont été le plus souvent nécessaires.

Les caractéristiques hydriques générales du sol de MATAFO (capacité de rétention, teneur en eau à pF 4,2, teneur en eau à la saturation) sont regroupées sur la figure 21.

Les résultats concernant la relation $\Psi = f(\theta^*)$ sont rassemblés sur le tableau III et représentés par les figures 22, 23 et 24.

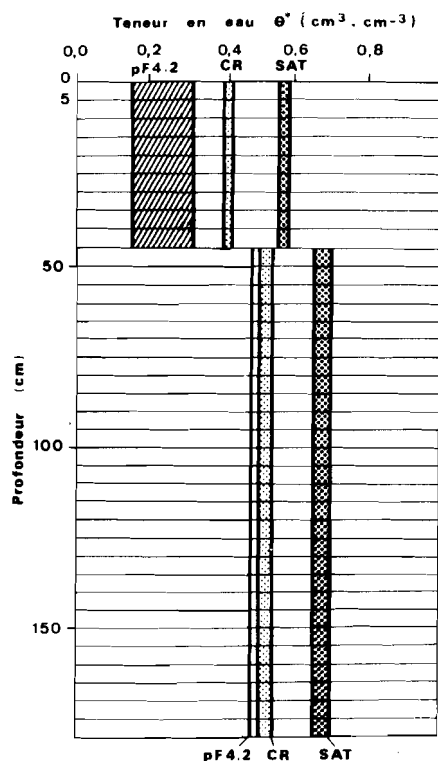


Fig. 21 - Caractéristiques hydriques générales du sol MATAFO (CR : capacité de rétention ; SAT : teneur en eau à la saturation ; pF 4,2 : teneur en eau au point de flétrissement. On remarquera la très faible quantité d'eau utile au-dessous de 45 cm de profondeur.

Tableau III - Etude de la relation $\Psi - \theta^*$

Processus	Gamme de θ^* ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	$\psi(\theta^*)$ (cm d'eau)	$d\psi/d\theta^*$	r(1)	θ^* à pF 4,2 ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	Niveau
Humectation	0,130 - 0,245	$-8,31 \cdot 10^5 \theta^{*-9,230}$	$7,66 \cdot 10^4 \theta^{*-10,230}$	-0,983	0,150	0 - 45 cm
	0,245 - 0,585	$-0,444 \theta^{*-3,0945}$	$1,37 \theta^{*-4,0945}$	-0,972		
Drainage	0,320 - 0,585	$-0,0685 \theta^{*-11,0891}$	$0,76 \theta^{*-12,0891}$	-0,989		
Equilibre de drainage	0,255 - 0,420	$-0,4812 \theta^{*-6,3287}$	$3,045 \theta^{*-7,3287}$	-0,998	0,255	
	0,420 - 0,585	$-0,258 \theta^{*-9,6754}$	$0,25 \theta^{*-10,6754}$	-0,963		
Equilibre de drainage	0,482 - 0,552	$-1,71 \cdot 10^6 \theta^{*-31,498}$	$5,39 \cdot 10^5 \theta^{*-32,498}$	0,949	0,482	
	0,552 - 0,556	$-3,197 \cdot 10^4 + 5,75 \cdot 10^4 \theta^*$	$5,75 \cdot 10^4$	0,885		

(1) : r est le coefficient de corrélation obtenu en cherchant la droite de régression de la forme $\log(-\Psi) = b \log \theta^* + \log a$
ou $-\Psi = a\theta^* + b$.

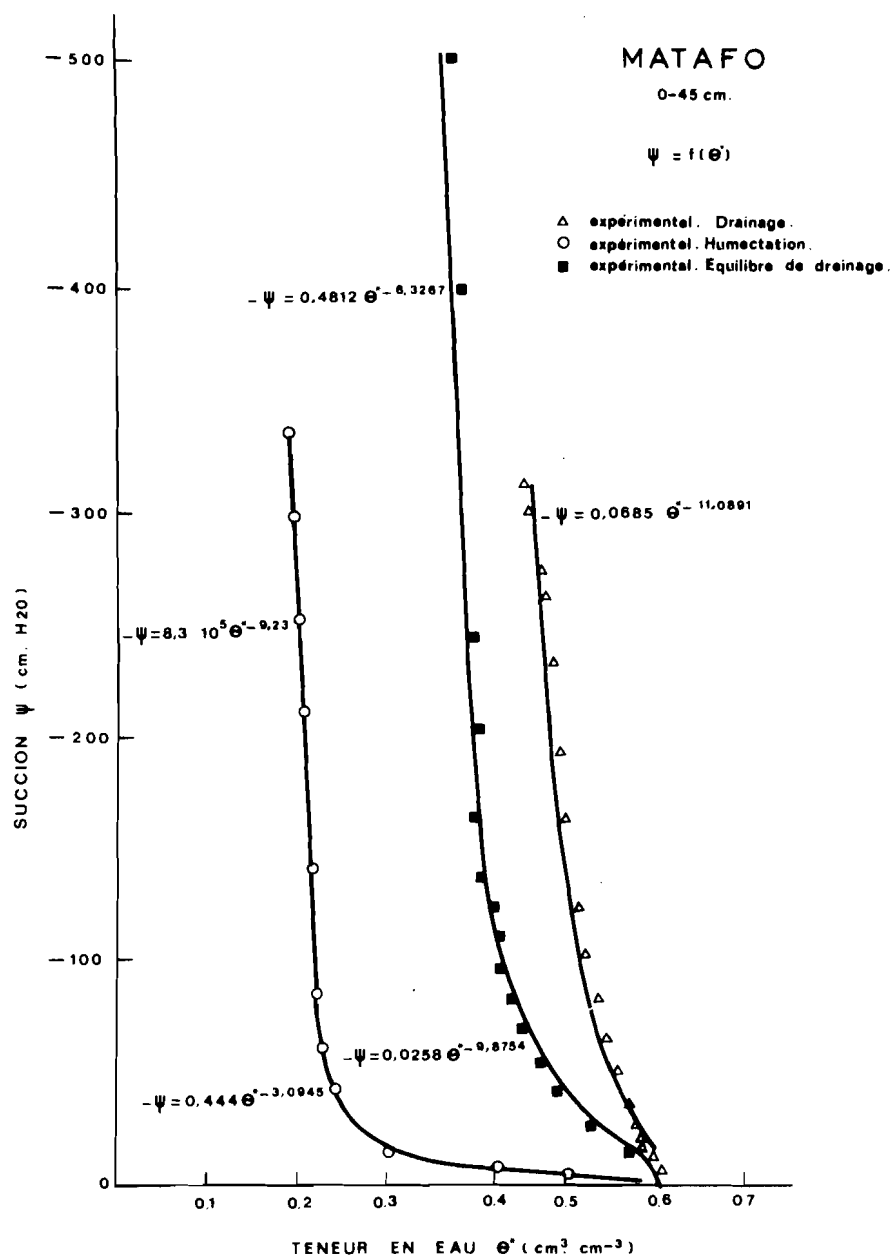


Fig. 22 - Relation $\Psi = f(\theta^*)$ pour le niveau 0-45 cm.

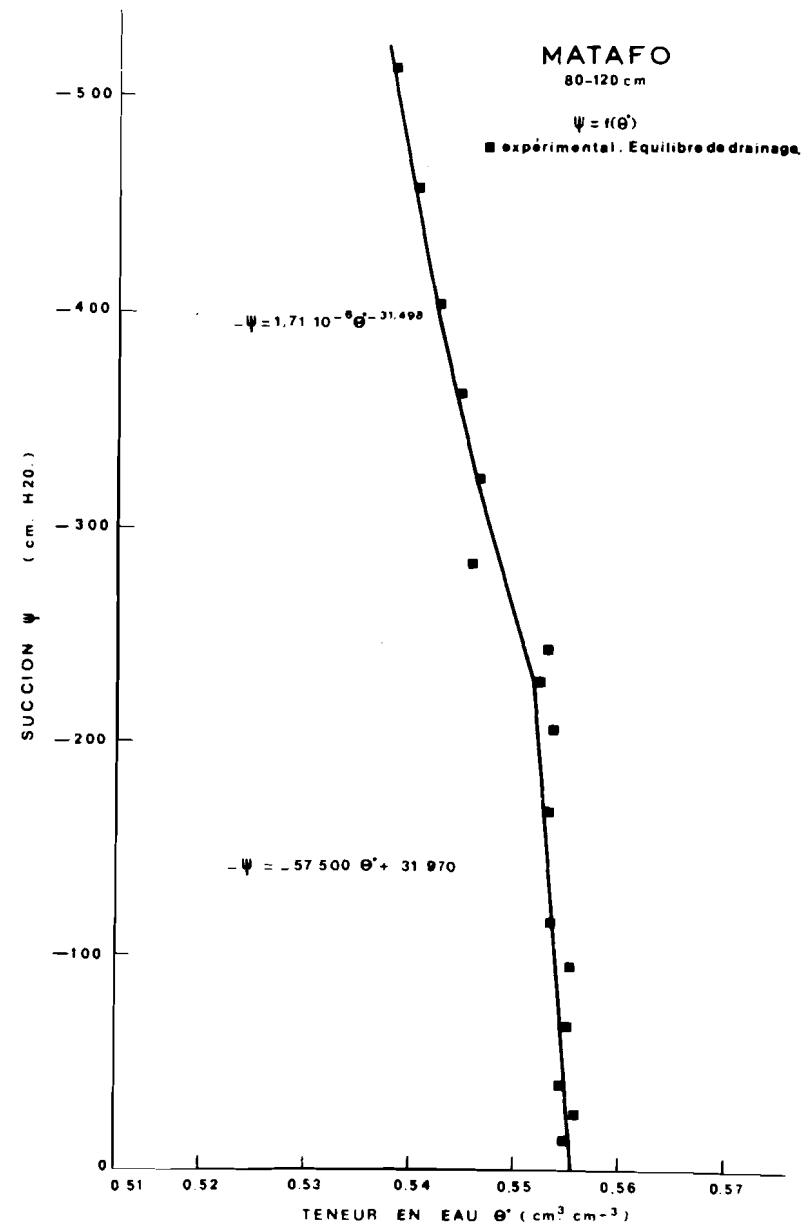
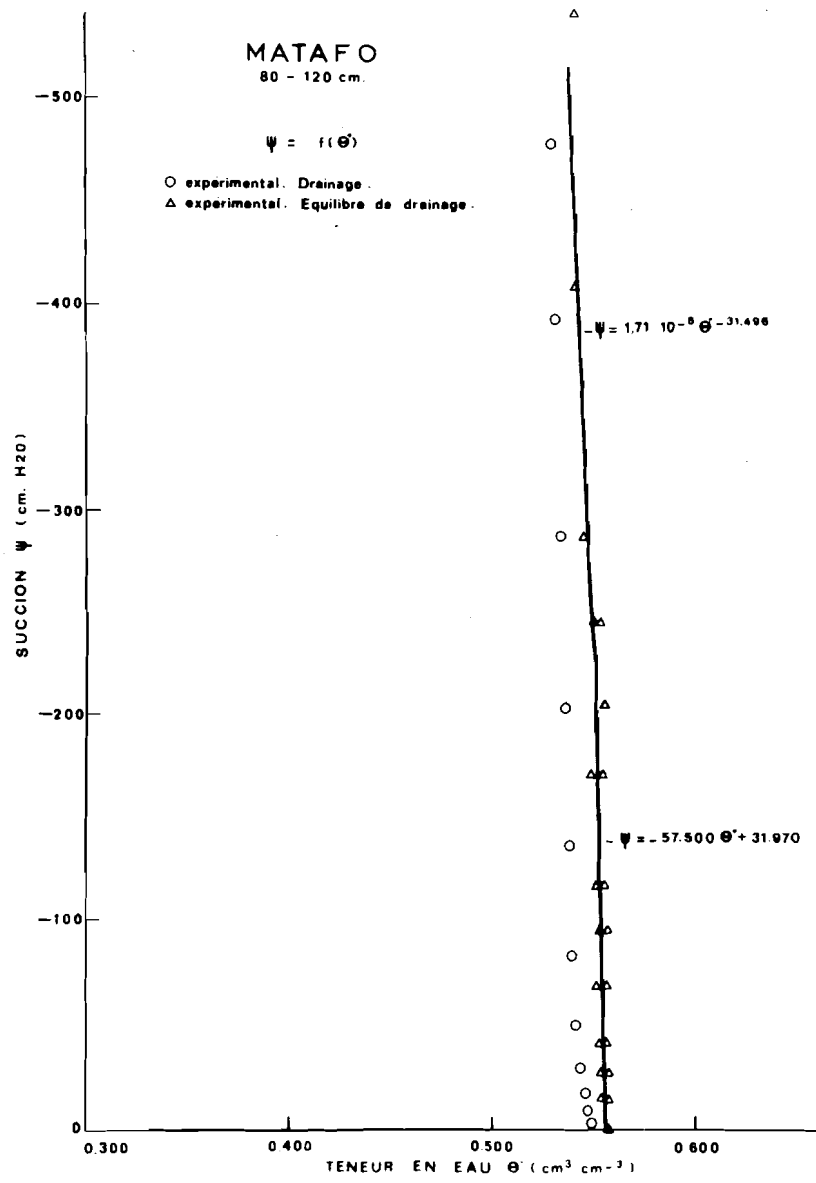


Fig. 23 et 24 - Relation $\psi = f(\theta^*)$ pour le niveau 80-120 cm

c) Conductivité hydraulique $K(\theta^*)$

Dans la mesure où K est exprimé en fonction de la teneur en eau volumique, l'effet d'hystérésis sur les valeurs de $K(\theta^*)$ devient négligeable (VACHAUD, 1967 ; VACHAUD et THONY, 1971 ; HANKS, KLUTE et BRESLER, 1969). Une seule relation $K = f(\theta^*)$ a donc été déterminée pour chaque niveau. La lecture simultanée des valeurs de Ψ aux trois niveaux de la colonnette permettant de conclure que $d\Psi/dx$ est négligeable (Fig. 25), l'approximation de GARDNER (1970) a été utilisée.

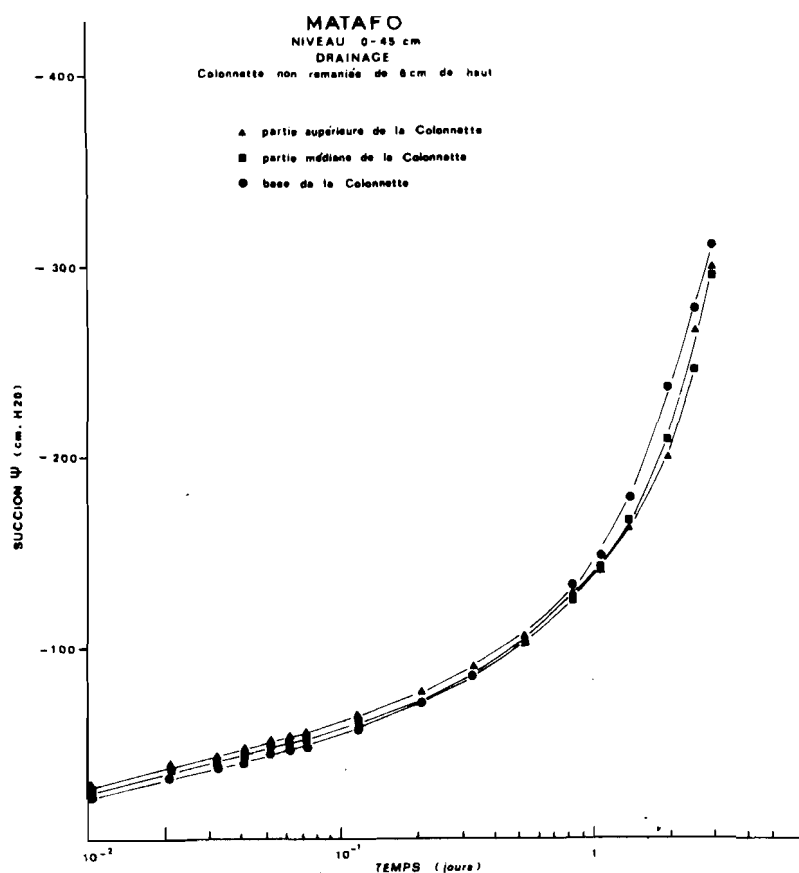


Fig. 25 - Evolution de la succion en fonction du temps à 2 cm, 3,5 cm et 5 cm du sommet d'une colonnette de sol de 6 cm de hauteur, en cours de drainage.

Dans la plupart des cas, deux couples de constantes A, B ont été nécessaires pour réaliser l'ajustement des relations $\theta^* = At^B$. K a été ensuite exprimé au moyen de l'équation (13). On dispose de deux expressions de K (θ^*) pour chaque gamme de teneur en eau étudiée et les courbes représentatives présentent un point anguleux (fig. 26).

Les résultats présentés dans le tableau IV, sont les valeurs moyennes correspondant à 4 mesures pour le niveau 0-45 cm et 3 mesures pour le niveau 80-120 cm.

Tableau IV - Conductivité hydraulique K (θ^*)

Gamme de θ^* ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	K (θ^*) $\text{cm} \cdot \text{j}^{-1}$	Niveau
0,270-0,420 0,420-0,580	$2,86 \cdot 10^5 \cdot \theta^{*13,6088}$ $4,315 \cdot 10^6 \cdot \theta^{*16,6242}$	0-45 cm
0,528-0,542 0,542-0,554	$8,94 \cdot 10^9 \cdot \theta^{*49,3128}$ $3,9 \cdot 10^{32} \cdot \theta^{*126,38}$	80-120 cm

La conductivité hydraulique du sol saturé d'eau a été mesurée sur les mêmes échantillons. Pour le niveau 0-45 cm, on a obtenu :

$$K = 488 \text{ cm} \cdot \text{j}^{-1} \text{ pour } \theta^* = 0,582 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$$

et pour le niveau 80-120 cm :

$K = 10,90 \text{ cm} \cdot \text{j}^{-1}$ pour $\theta^* = 0,563 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$. Ces points se situent correctement sur les courbes calculées.

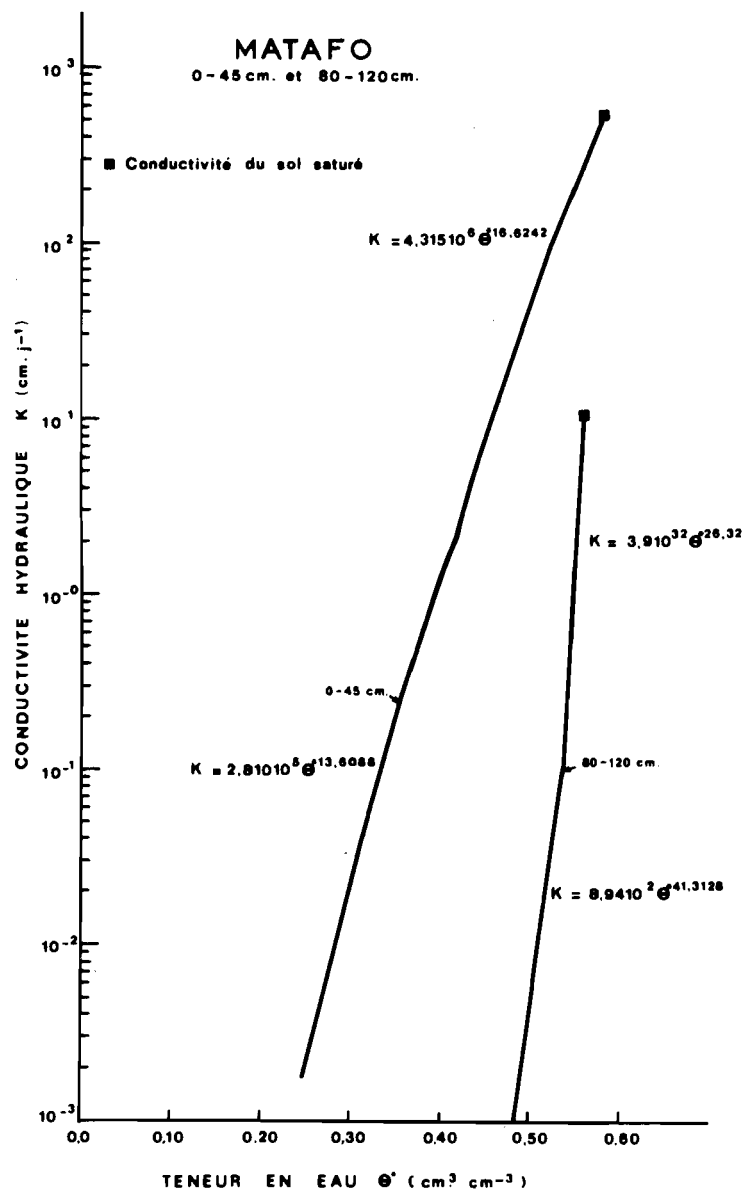


Fig. 26 - Variation de la conductivité hydraulique $K(\theta^*)$ en fonction de la teneur en eau volumique θ^* .

d) Diffusivité $D(\theta^*)$

Des expressions de $K(\theta^*)$ et de $d\psi/d\theta^*$ on a tiré celle de $D(\theta^*)$. Les résultats sont rassemblés sur le tableau V et représentés sur les figures 27 et 28.

Tableau V - Diffusivité $D(\theta^*)$

Processus	Niveau	$\theta^* \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$	$D(\theta^*) (\text{cm}^2 \cdot \text{j}^{-1})$
Humectation	0 - 45 cm	0,270 - 0,420	$3,918 \cdot 10^5 \theta^{*9,514}$
		0,420 - 0,580	$5,9 \cdot 10^6 \theta^{*12,53}$
Equilibre de drainage		0,270 - 0,440	$7,14 \cdot 10^4 \theta^{*2,9334}$
		0,440 - 0,580	$13,14 \cdot 10^6 \theta^{*9,2955}$
Drainage		0,270 - 0,410	$2,17 \cdot 10^5 \theta^{*1,52}$
		0,410 - 0,580	$3,28 \cdot 10^6 \theta^{*4,535}$
Equilibre de drainage	80-120cm	0,520 - 0,542	$4,82 \cdot 10^5 \theta^{*8,815}$
		0,542 - 0,556	$2,10 \cdot 10^{28} \theta^{*93,88}$

3. Discussion des résultats

$\Psi(\theta^*)$: les courbes correspondant au niveau 0-45 cm ont le tracé classique des courbes $\Psi(\theta^*)$ habituelles. On notera que l'effet de l'hystérésis est plus important pour le matériau argileux étudié ici que pour le sable étudié par ROYER et VACHAUD (1974) : pour une même valeur de Ψ , l'indétermination sur θ^* de l'argile peut atteindre $0,28 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ au lieu de $0,10 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$.

La courbe correspondant au niveau 80-120 cm est très redressée et est fortement déplacée vers les valeurs élevées de θ^* , ce qui est normal dans le cas d'un matériau très argileux. Une courbe semblable a été proposée par L.A. RICHARDS (1953) pour le "Chino Silty clay".

$K(\theta^*)$: les valeurs de la conductivité hydraulique pour le niveau 0-45 cm sont très voisines de celles proposées par ARYA et al. (1975) pour le "Waukegam loam" et celles de NIELSEN et al. (1972, 1973) pour le "Miller Silty clay". Elles sont assez proches de celles du "Rideau clay" mesurées par STAPLE (1969). Toutefois la structure fine et dispersée, extrêmement stable du niveau supérieur permet d'atteindre une conductivité très élevée pour des teneurs en

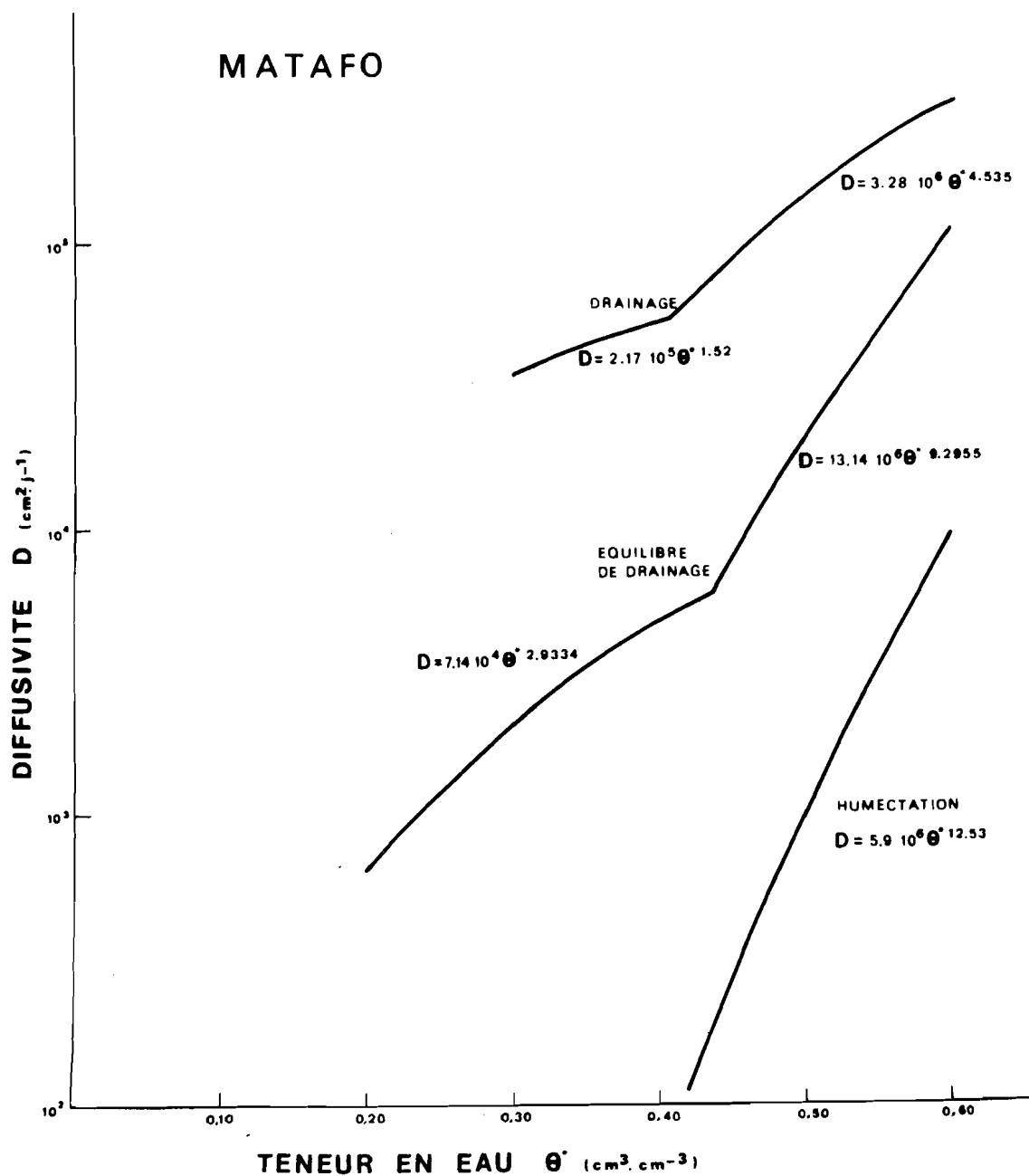


Fig. 27 - Variation de la diffusivité D (θ^*) en fonction de la teneur en eau volumique θ^* . Niveau 0-45 cm.

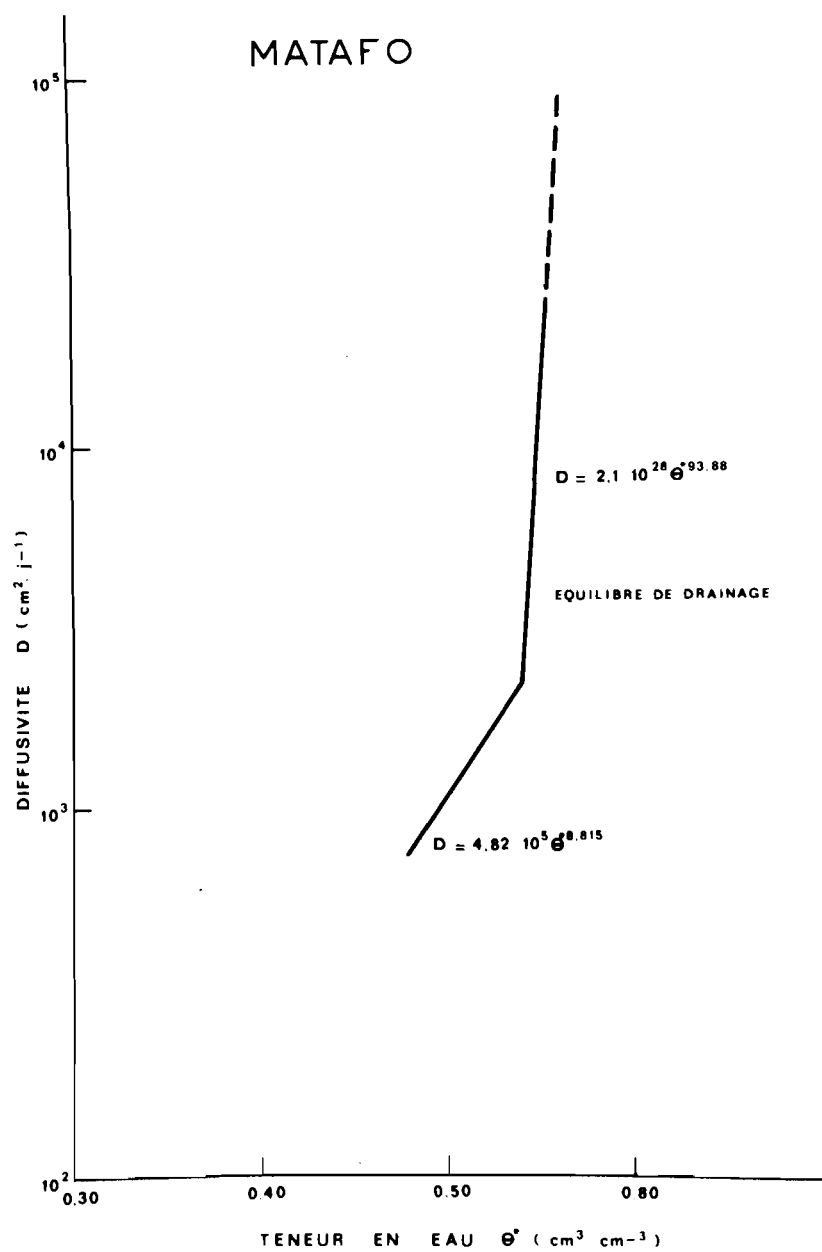


Fig. 28 - Variation de la diffusivité $D(\theta^*)$ en fonction de la teneur en eau volumique θ^* . Niveau 80-120 cm.

eau proches de la saturation = 500 cm.j^{-1} pour $\theta^* = 0,58$ alors que STAPLE (1969) indique 50 cm.j^{-1} pour $\theta = 0,50$ et NIELSEN et al. (1972, 1973) $18,3 \text{ cm.j}^{-1}$ pour $\theta = 0,449$ (Fig. 29).

Le niveau 80-120 cm apparaît pratiquement imperméable : pour $\theta^* = 0,5 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$, K est extrêmement faible : $3,210^{-3} \text{ cm.j}^{-1}$. Il faut atteindre des teneurs en eau voisines de la saturation pour que K soit de l'ordre du centimètre par jour. Cette particularité est à rapprocher des remarques sur la compacité et la régularité de l'assemblage des particules argileuses dans les argiles structurées les molécules d'eau traversant très difficilement un tel matériau. Il reste qu'il est pratiquement impossible d'exploiter la courbe représentative $K(\theta^*) = f(\theta^*)$.

4. Compatibilité avec les observations au champ

a) Conductivité saturée

La valeur de la conductivité hydraulique du niveau 0-45 cm saturé en eau est en bon accord avec les observations effectuées sur le terrain : une hauteur d'eau d'irrigation de 9 cm est absorbée par le sol en 24 minutes. Si l'on considère que l'infiltration ne se fait qu'à travers le niveau supérieur de 45 cm d'épaisseur puisque au-dessous l'eau ruisselle dans les fissures, on peut calculer en utilisant la deuxième méthode (hauteur d'eau variable) la conductivité saturée *in situ* de ce niveau : $492,4 \text{ cm.j}^{-1}$. Cette valeur est très proche de la mesure au laboratoire : 488 cm.j^{-1} .

b) Capacité de rétention

Il est remarquable de noter que, pour l'ajustement des fonctions $\Psi = f(\theta^*)$ ou $\theta^* = f(t)$, il a été nécessaire d'utiliser deux relations et que la valeur "charnière" de θ^* est sensiblement la même pour les deux variables Ψ et θ^* : $0,42 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ pour le niveau 0-45 cm et $0,54 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ pour le niveau 80-120 cm. On notera aussi que le sol ressuyé *in situ* contient de $0,40$ à $0,43 \text{ cm}^3$ d'eau par cm^3 entre 0 et 45 cm et de $0,50$ à $0,54 \text{ cm}^3$ d'eau par cm^3 vers 1 m de profondeur.

Enfin on a déjà remarqué que c'est à partir d'une teneur en eau moyenne de $0,5 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ que le gonflement de l'argile commence à devenir important.

La convergence de ces résultats conduit à penser que lorsque le sol

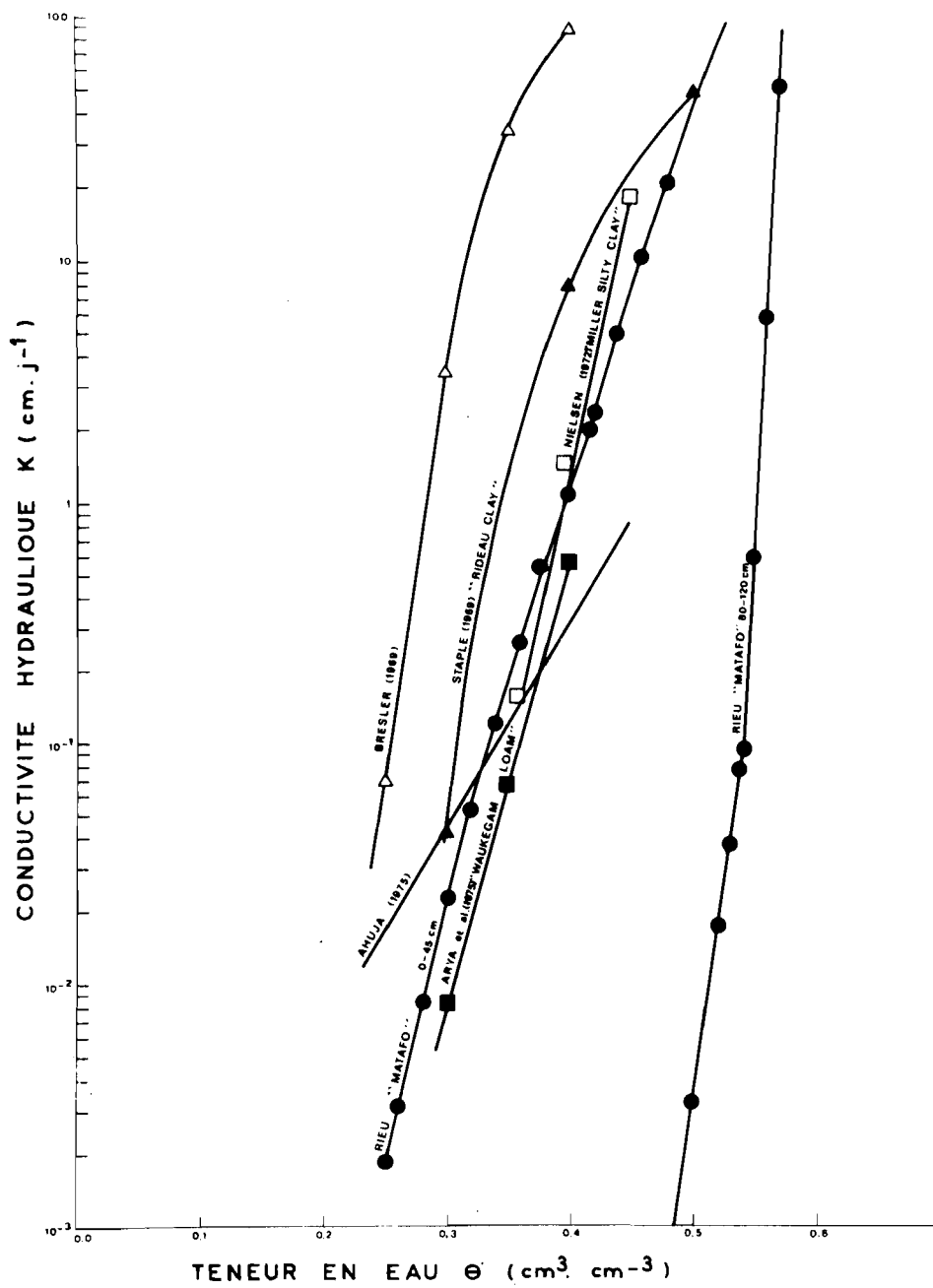


Fig. 29 - Comparaison des valeurs de la conductivité hydraulique du sol de MATAFO avec d'autres résultats.

atteint une teneur en eau voisine de $0,42 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ pour la couche supérieure et de $0,54 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ pour les niveaux profonds, son comportement vis-à-vis de l'eau change profondément. La relation possible entre ce changement de comportement et la notion physiquement difficile à définir de "capacité de rétention" a été soulignée par FEODOROFF et GALULA (1973).

c) Effet du gonflement

Le gonflement des argiles ne semble pas avoir d'influence particulière sur la conductivité hydraulique, malgré la teneur élevée du matériau en argiles gonflantes. Toutefois, il faut tenir compte du fait que ce gonflement n'est encore que de $0,65 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ pour des teneurs en eau de $0,60 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$, teneurs habituelles *in situ* pour des sols non sodiques ayant déjà été soumis à une dessiccation. CHEVERRY (1974) a étudié la perte de pouvoir de gonflement du sédiment lacustre après une dessiccation et indiqué le rôle que pourraient jouer les liaisons entre l'argile et la matière organique dans ce domaine.

Le gonflement limité n'ayant pas d'effet dégradant sur les tectoïdes d'argile, la conductivité hydraulique ne subit pas de modification notable.

5. Effet du sodium échangeable

Par contre, le sodium échangeable a une influence certaine. A quelques centaines de mètres du polder de Guini, on observe à Ganatir, un niveau superficiel sec et pulvérulent contenant des cristaux de trona, auquel fait rapidement suite un profil très compact et fortement humide. En saison de pluies la surface du sol devient imperméable et des flaques se forment. Cet horizon de surface n'a aucun point commun avec le "mulch" habituellement observé sur le polder de Guini. Il est fortement sodique, peu organique et sa structure est profondément dégradée.

a) Expérimentation

Afin d'évaluer l'influence du sodium échangeable sur la conductivité hydraulique, on a traité avec des doses croissantes de Na, des échantillons du niveau 0-15 cm de la parcelle expérimentale de Guini. Cinq échantillons ont été ainsi préparés dont les caractéristiques essentielles sont les suivantes :

Echantillon	$EC_{(sat)}$ (m.mhos.cm ⁻¹)	pH _(sat)	Na/T %
1	0,351	7,10	2,2
2	5,09	7,40	9,6
3	5,50	7,80	21,3
4	15,50	8,05	66,5
5	18,11	8,80	84,5

On a mesuré la conductivité hydraulique en milieu saturé (K_{sat}) et non saturé ($K(\theta^*)$). La mesure de la conductivité hydraulique non saturée s'est avérée impossible pour l'échantillon 5, les erreurs de mesure sur la teneur en eau de l'échantillon étant du même ordre que la diminution de celle-ci au bout de 5 jours :

Echantillon	K_{sat} (cm.j ⁻¹)	θ^*_{sat} (cm ³ .cm ⁻³)	$K(\theta^*)$ (cm.j ⁻¹)
1	$5,0 \cdot 10^2$	0,58	$2,86 \cdot 10^5 \theta^*$ 13,6088 $4,315 \cdot 10^6 \theta^*$ 16,6242
2	$1,66 \cdot 10^2$	0,66	$1,936 \cdot 10^4 \theta^*$ 11,852
3	11,6	0,665	$3,31 \cdot 10^2 \theta^*$ 7,8435
4	0,213	0,64	$8,844 \cdot 10^1 \theta^*$ 13,4458
5	0,144	0,646	-

L'augmentation de θ^*_{sat} est importante mais ne semble pas dépasser la valeur maximum 0,65 - 0,67 cm³.cm⁻³ alors que K décroît régulièrement (Fig. 31).

b) Relation entre $K(\theta^*)$ et Na/T

On a cherché s'il était possible d'établir une relation simple entre la variation de la conductivité hydraulique et celle de Na/T . Si l'on représente graphiquement les valeurs de K_{sat} en fonction de Na/T (Fig. 30) on constate que les points correspondant aux échantillons 2, 3, 4, 5 se situent très correctement ($r = 0,9988$) sur la courbe d'équation :

$$K_{sat} = 0,07 (Na/T)^{-3,314}$$

Pour les valeurs de Na/T comprises entre 0,0855 et 0,022, les valeurs de K_{sat} semblent tendre asymptotiquement vers la valeur maximum $5 \cdot 10^2 \text{ cm.j}^{-1}$. On peut ajuster à ce tronçon de courbe une équation polynomiale :

$$K_{sat} = 492 + 3,6 \cdot 10^4 (Na/T)^2 - 8,2 \cdot 10^5 (Na/T)^3 \quad (\text{Fig. 30})$$

L'allure de la courbe obtenue est tout à fait semblable à celles proposées par SHAINBERG et CAISERMAN (1971) pour une membrane d'argile ou une pâte argileuse.

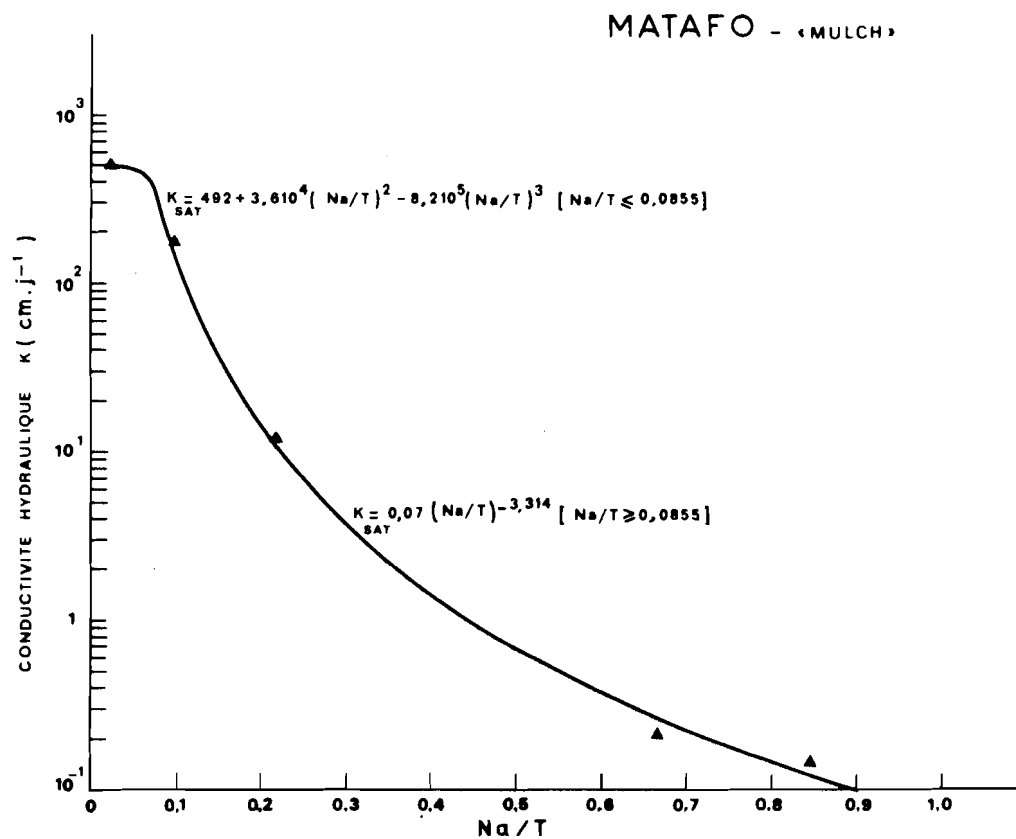


Fig. 30 - Effet de la teneur en sodium échangeable sur la conductivité hydraulique du sol saturé d'eau. Niveau de surface.

On notera que :

- tant que Na/T ne dépasse pas 0,06, K_{sat} n'est pas modifié.
- pour $Na/T = 0,14$, K_{sat} est 10 fois plus faible.
- le chiffre de 15 % habituellement retenu comme maximum de sodium échangeable admissible apparaît justifié. En effet, si dans le cas du "mulch" la conductivité hydraulique reste encore élevée, c'est que la conductivité maximum est très forte. Dans le cas d'un sol dont la conductivité maximum serait de 20 à 50 $cm.j^{-1}$, un Na/T de 15 % ramènerait la conductivité hydraulique à 2 - 5 $cm.j^{-1}$: 2 à 5 jours seraient nécessaires pour l'infiltration de 100 mm d'irrigation.

- les valeurs "critiques" de la conductivité hydraulique du "mulch" saturé sont atteintes pour Na/T supérieur à 0,3. On notera une fois de plus, la remarquable stabilité structurale du matériau argileux des polders.

Il est possible de modifier l'expression de $K(\theta^*)$ afin d'y introduire un terme dépendant de Na/T .

L'expression de la conductivité hydraulique est de la forme :

$K = A.\theta^{*B}$, A et B étant des paramètres dépendants du matériau étudié.

Pour le niveau 0-45 cm, si θ^* est $\geq 0,42 cm^3.cm^{-3}$, B prend la valeur 16,6242.

Lorsque $\theta^* = \theta^*_{sat}$ on a encore :

$$K_{sat} = A.\theta^*_{sat} 16,6242$$

d'où l'on peut tirer la valeur de $A = K_{sat}.\theta^{*-16,6242}_{sat}$

En réintroduisant cette valeur dans l'expression de K , on peut écrire :

$$K = K_{sat}.\theta^{*B}.\theta^{*-16,6242}_{sat}$$

Si l'on remplace K_{sat} par sa valeur en fonction de Na/T , on obtient :

$$K = \{492 + 3,2 \cdot 10^4 \cdot (Na/T)^2 - 8,2 \cdot 10^5 \cdot (Na/T)^3\} \cdot \theta^{*B} \cdot \theta^{*-16,6242}_{sat}$$

pour $Na/T \leq 0,0855$

$$\text{et } K = 0,07 (Na/T)^{-3,314} \cdot \theta^{*B} \cdot \theta^{*-16,6242}_{sat}$$

pour $Na/T \geq 0,0855$

On peut encore simplifier ces expressions : pour $Na/T \geq 0,0855$, la conductivité hydraulique du "mulch" peut s'écrire :

$$K = 0,07 (Na/T)^{-3,314} \left(\frac{\theta^*}{\theta^*_{sat}}\right)^{16,6242} \text{ pour } \theta^* \geq 0,42 cm^3.cm^{-3}$$

$$K = 0,0179 (Na/T)^{-3,314} \left(\frac{\theta^*}{\theta^*_{sat}}\right)^{13,6088} \text{ pour } \theta^* \leq 0,42 cm^3.cm^{-3}$$

On a tracé les courbes théoriques représentant la variation de K en fonction de θ^* pour les valeurs de N_a/T des échantillons étudiés précédemment (Fig. 32).

Bien qu'imparfaite, la correspondance entre les deux jeux de courbes (Fig. 31 et 32) semble significative : une étude plus approfondie reposant sur un plus grand nombre de mesures permettrait de préciser ce point.

D - CONCLUSION

Considérant que lors du gonflement du matériau sous l'action de l'eau, la redistribution de la matière solide se produit de manière homogène, on a défini une densité apparente à l'état humide dAw , variable selon les proportions respectives de matière solide et d'eau dans un volume unitaire idéal. Par extrapolation à partir de valeurs expérimentales, on a établi les relations liant dAw et le gonflement du sol G à la teneur en eau pondérale w .

La teneur en eau volumique réelle θ^* pouvant alors être calculée il est possible d'appliquer l'équation de continuité aux mouvements de l'eau dans le sol gonflant étudié. En effet cette équation écrite en fonction de θ^* tient compte de la modification de la géométrie de la matrice du sol.

La mesure des paramètres $K(\theta^*)$ et $D(\theta^*)$ au moyen d'un procédé relativement simple a été possible en s'appuyant sur l'hypothèse simplificatrice de GARDNER (1970). Cette hypothèse a été vérifiée pour les sols des polders et a été jugée acceptable. Il n'en reste pas moins que :

- à un même instant t , les valeurs de Ψ ne sont pas rigoureusement identiques pour une même cote z , en particulier pour les faibles teneurs en eau. On introduit donc une erreur en admettant que $\partial\Psi/\partial z = 0$ pour toute valeur de θ^* .

- les exposants affectant θ^* dans les expressions de $K(\theta^*)$ et $D(\theta^*)$ sont souvent très importants. Une très faible variation de θ^* impliquant une forte variation de K ou D , les expressions de ces paramètres sont difficilement utilisables.

D et K peuvent aussi être exprimés en fonction de Ψ . Cette variable peut être actuellement mesurée avec précision *in situ* et de manière continue, pendant l'humectation et le drainage du sol. Les valeurs de la conductivité hydraulique et de la diffusivité tirées de mesures de Ψ *in situ* seraient bien plus précises que celles qui ont été obtenues pour les sols des polders grâce

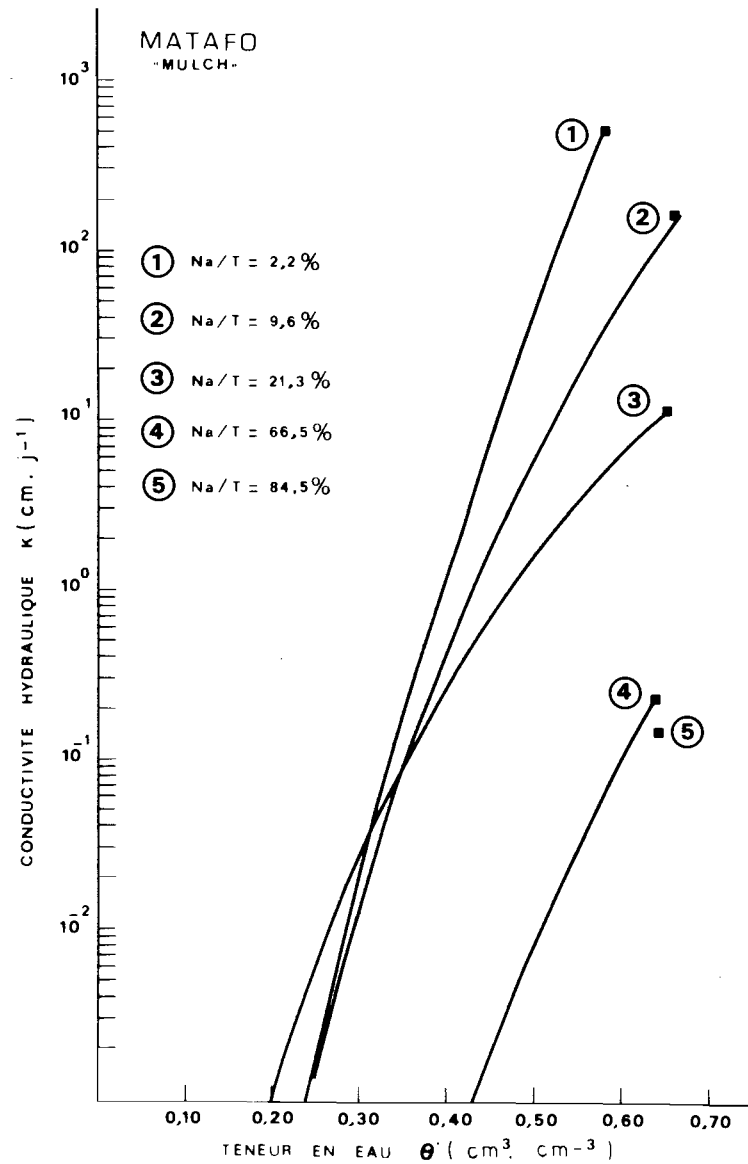


Fig. 31 - Effet de la teneur en sodium échangeable sur la conductivité hydraulique. Courbes expérimentales.

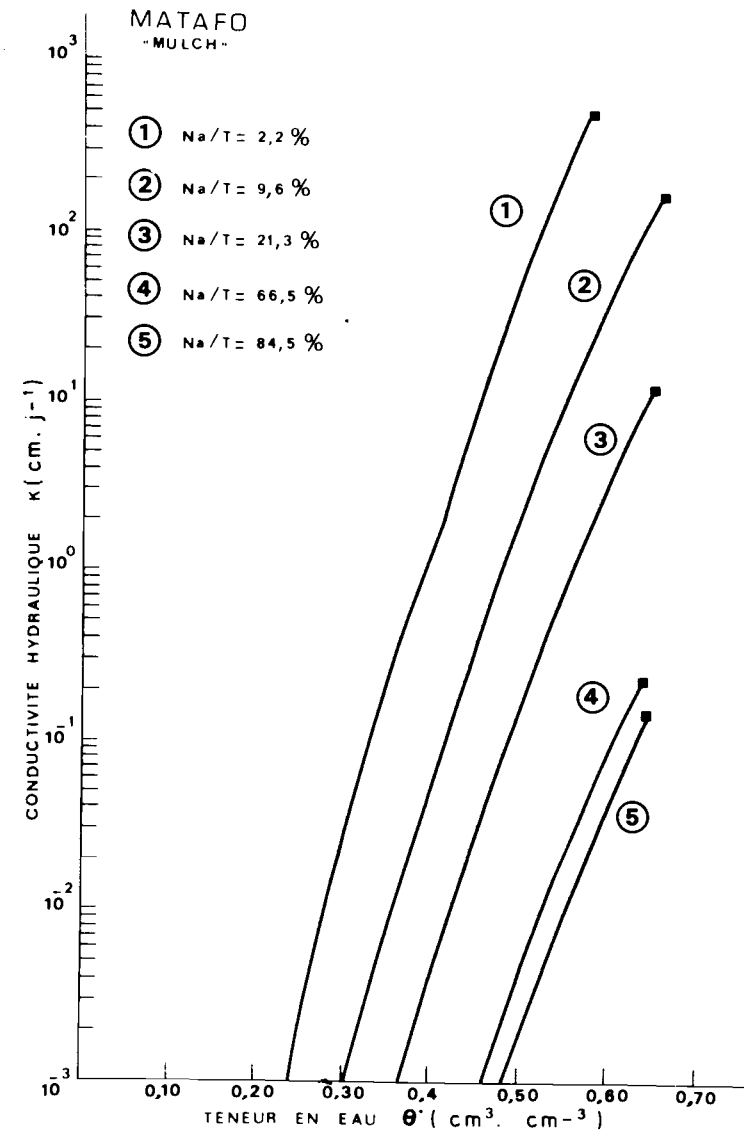


Fig. 32 - Effet de la teneur en sodium échangeable sur la conductivité hydraulique. Courbes théoriques.

à des approximations. La mise en place d'un dispositif tensiométrique enregistreur permanent n'a malheureusement pas été possible à Bol.

Enfin, il semble que le sodium échangeable commence à n'avoir d'effet critique sur la perméabilité du sol des polders que lorsqu'il représente plus de 30 % des cations échangeables. Pour les valeurs de Na/T supérieures à 9 %, une expression de la conductivité hydraulique où interviennent les variables θ^* , Na/T du sol et la valeur de la conductivité hydraulique saturée de ce sol est proposée. Une expression de ce type présente l'avantage de rendre possible la répercussion de la variation de Na/T sur $K(\theta^*)$ dans un modèle mathématique. On peut alors simuler l'alcalinisation et la détérioration irréversible d'un sol.

CHAPITRE IV

EQUILIBRE THERMODYNAMIQUE DU SYSTEME

SOL - EAU - ATMOSPHERE DU SOL

A - RAPPELS THEORIQUES

Les réactions chimiques tendant à rétablir dans le sol l'équilibre bouleversé par le renouvellement des solutions ont fait récemment l'objet d'études nombreuses (GARRELS et CHRIST, 1967 ; HELGESON, 1969 ; STUMM et MORGAN, 1970 ; FRITZ, 1975 ; DROUBI, 1976 ; DROUBI, FRITZ et TARDY, 1976a ; DROUBI, CHEVERRY, FRITZ et TARDY, 1976b ; TARDY et GARRELS, 1976 ; GAC, DROUBI, FRITZ et TARDY, 1977). Qu'il s'agisse de réactions entre espèces aqueuses ou entre espèces aqueuses et minéraux, elles sont toutes soumises à la loi d'action de masse et font intervenir des constantes d'équilibre. Les valeurs de ces constantes, mesurées pour la pression atmosphérique, une température de 25°C (298,15°K) et pour des espèces minérales pures, ont été rassemblées dans l'étude de DROUBI et *al.* (1976a).

Pour les polders où les sols sont riches en matière organique, comportent un niveau enrichi en carbonates et où le danger de l'alcalinisation par excès de sodium échangeable reste important, il a paru nécessaire de préciser les points suivants :

- la valeur de la pression partielle du CO₂ dans le sol,
- le produit de solubilité du minéral carbonaté du niveau enrichi,
- le pouvoir alcalinisant des eaux du polder ainsi que la constante réglant l'échange de Na avec Ca et Mg.

Rappels sur les équilibres entre minéraux et solutions aqueuses

Les ions en solution dans l'eau n'existent pas seulement sous leur forme libre mais sont aussi appariés en "paires d'ions". Dans les eaux naturelles, l'existence de ces complexes cesse d'être négligeable, en particulier pour les

ions bivalents, dès que la force ionique atteint une valeur de 0,002, soit pour une conductivité électrique de $0,18 \text{ mmhos.cm}^{-1}$ (RIEU et CHEVERRY, 1976). La loi d'action de masse implique que les différentes espèces aqueuses soient en équilibre entre elles et ces équilibres font intervenir des constantes de dissociation.

Le degré de saturation d'une solution vis-à-vis d'un minéral est apprécié en comparant le produit ionique Q des activités des ions de référence dans la solution au produit de solubilité K_{ps} correspondant.

Si l'on a $\log Q > \log K_{ps}$, la solution est sur-saturée,
 $\log Q < \log K_{ps}$, la solution est sous-saturée.

Lorsqu'une solution parvient à la saturation vis-à-vis d'un minéral, ce dernier précipite. Si la solution est sous-saturée et s'il existe une réserve de ce minéral, il se dissout (DROUBI et *al.* 1976a).

Le calcul de distribution des différentes espèces aqueuses et les tests de saturation peuvent être réalisés sur ordinateur grâce au programme EQUIL (FRITZ, 1975).

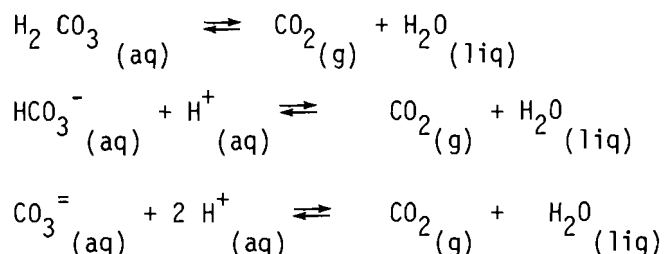
B - LA PRESSION PARTIELLE DE CO_2

1. Aperçu théorique

Le pH et l'alcalinité d'une solution de sol sont contrôlés par la fugacité du CO_2 de l'atmosphère du sol. On a :

$\{Alc\} = \{ \text{HCO}_3^- \} + \{ 2 \text{CO}_3^{=} \} + \{ \text{OH}^- \} - \{ \text{H}^+ \}$ (où les teneurs entre $\{ \}$ signifient activité des ions libres).

et en milieu aqueux, les espèces carbonatées satisfont aux équilibres :



L'alcalinité peut être réécrite sous la forme :

$$\{Alc\} = pCO_2 \left\{ \frac{10^{-7,81}}{\{H^+\}} + \frac{2 \cdot 10^{-18,13}}{\{H^+\}^2} \right\} + \frac{10^{-14}}{\{H^+\}} - \{H^+\}$$

Si la minéralisation de la matière organique contenue dans le sol impose une pression partielle de CO₂ constante, l'alcalinité ne dépend plus que du pH et inversement.

L'existence d'un réservoir de CO₂ dans le sol assure au système CO₂ - H₂O un pouvoir tampon important (BOURRIE, 1976). Pour p CO₂ de 10^{-2,0} atm. et pH supérieur à 6, ce pouvoir tampon est bien plus grand que celui des réactions de précipitations des oxydes ou hydroxydes de fer et d'aluminium de la kaolinite et d'une montmorillonite magnésienne (VAN BREEMEN et WIELEMAKER, 1974).

2. Expérimentation

Le sol des polders est très riche en matière organique sur toute l'épaisseur du profil. L'on peut donc s'attendre à une importante production de CO₂. Afin de vérifier ce point, la teneur en CO₂ de l'atmosphère du sol a été mesurée *in situ*.

On a utilisé une sonde métallique de 80 cm de longueur (fig. 33) que l'on a connectée à un dispositif DRÄGER permettant de lire directement la teneur en % de CO₂. La même sonde reliée à de petits flacons scellés sous vide a permis de prélever des échantillons d'atmosphère du sol dont on a dosé le CO₂ par coulométrie.

Les mesures ont été effectuées sur le profil MATAFO avant et après irrigation : p CO₂ est déjà de l'ordre de 10⁻² atm. à 30 cm de profondeur et atteint des valeurs supérieures à 10^{-1,5} atm. vers 150 cm (fig. 33b). On note une légère augmentation de pCO₂ après irrigation dans les 60 premiers centimètres du sol.

Des mesures semblables ont été effectuées sur le profil Q₃ situé à 150 m de la bordure est du polder où l'irrigation n'est pas pratiquée depuis des années. Le sol est sec et très fissuré et pCO₂ y est nettement plus faible : 10^{-2,26} atm. à 60 cm de profondeur.

Il semble bien que si les niveaux superficiels sont humides et gonflés, les échanges gazeux entre le sol et l'atmosphère sont limités et la pression partielle de CO₂ peut alors atteindre des valeurs supérieures à 10⁻² atmosphères.

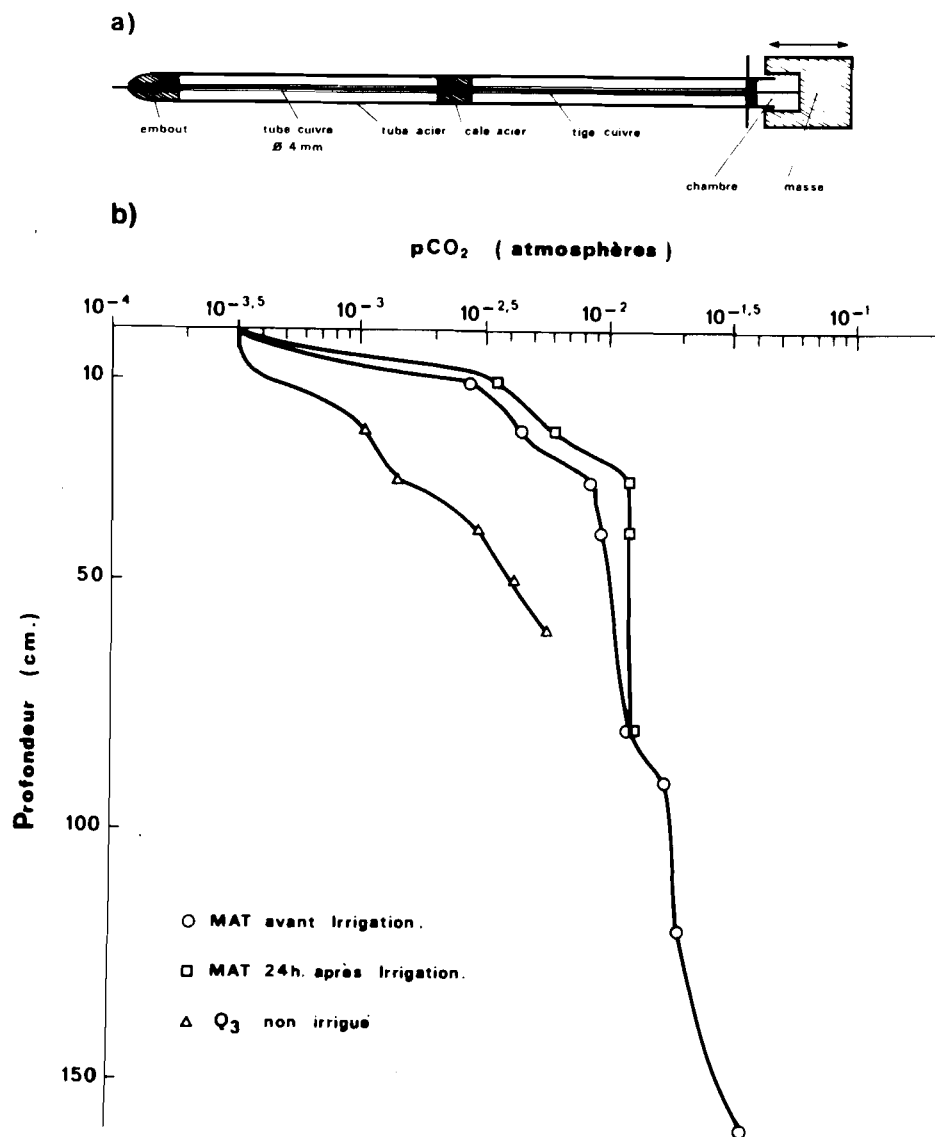


Fig. 33 - Le CO_2 dans les sols des polders

- a) Sonde de prélèvement du gaz
 b) Teneurs dans le sol humide (MAT) ou sec (Q_3)

C - Kps DU MINERAL CARBONATE DES SOLS DES POLDERS

Le "niveau de carbonatation ancienne" constitue l'essentiel de la réserve carbonatée des sols des polders. L'imprégnation en carbonates peut affecter de 5 à 60 cm de la partie sommitale des argiles structurées et la teneur moyenne en carbonates est de 39,0 g pour 100 g de sol sec. Aux rayons X, il s'avère qu'il s'agit d'une calcite légèrement magnésienne. Le produit de solubilité de ce minéral très finement cristallisé (1 à quelques μ) et impur (CHEVERRY, 1974) peut être sensiblement différent de celui de la calcite pure prise comme référence. On a donc cherché à le déterminer.

1. Expérimentation

Des fractions de 5 g d'un même échantillon du niveau de carbonatation séché à l'air et broyé à 0,2 mm ont été mélangées à 250 cc d'eau distillée dans une enceinte hermétique où régnait une atmosphère artificielle à pression partielle de CO_2 préétablie. Douze équilibres de solubilité ont été ainsi étudiés pour des $p\text{CO}_2$ allant de $10^{-3,4}$ à $10^{-1,02}$ atmosphères. Afin d'accélérer la mise en équilibre du mélange, un agitateur magnétique fonctionnait périodiquement tandis qu'une pompe péristaltique faisait buller le gaz à travers la solution. Le pH du mélange sol-eau a été mesuré en continu. Deux à trois jours ont été nécessaires pour qu'il se stabilise. La température a été maintenue à $25^\circ \pm 2^\circ\text{C}$ durant l'expérimentation. La teneur en CO_2 a été mesurée pour chaque équilibre avec le dispositif DRÄGER (Fig. 34).

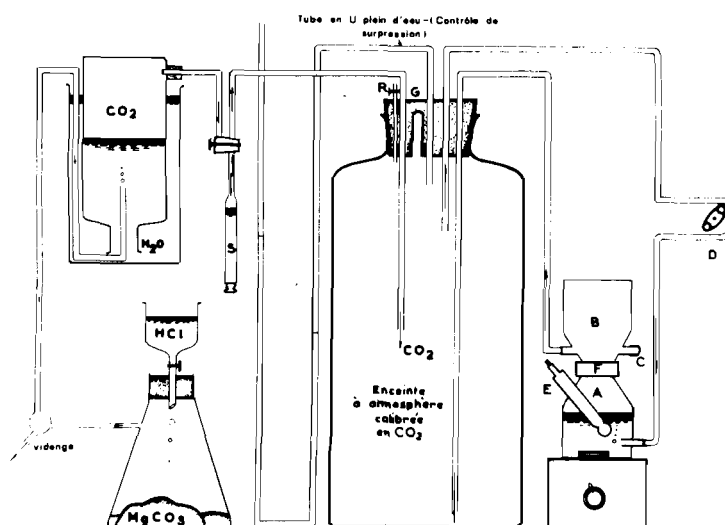


Fig. 34 - Dispositif expérimental pour la mesure du produit de solubilité du minéral carbonaté des polders.

- A,B,F : Enceinte hermétique munie d'un dispositif de filtration
- E : Electrode combinée pour mesure du pH
- C : Emplacement de prélèvement de la solution d'équilibre
- G : Emplacement de prélèvement du mélange gazeux
- D : Pompe péristaltique
- S : Seringue pour introduction du CO_2
- R : Soupape

La solution d'équilibre a été filtrée à l'intérieur même de l'enceinte, sans contamination gazeuse extérieure, et les 8 ions majeurs dosés.

Les activités des espèces en solution et $p\text{CO}_2$ ont été calculées par B. FRITZ avec le programme EQUIL (Tableau VI). On constatera sur la figure 35 que les mesures de teneur en CO_2 sont en bon accord avec les valeurs calculées : le dispositif DRÄGER est satisfaisant (Fig. 35).

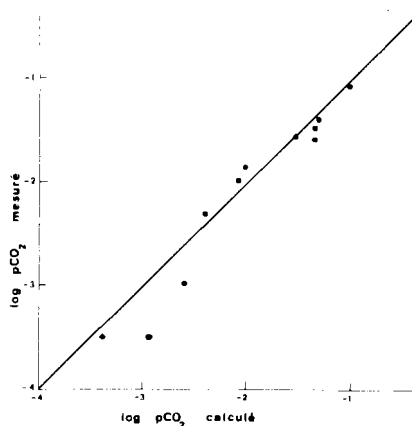


Fig. 35 - Comparaison entre les valeurs mesurées et calculées de la pression partielle de CO_2 .

2. Résultats et discussion

a) Composition chimique

Ca^{++} et Mg^{++} sont en proportion constante dans la solution d'équilibre (Fig. 36). Un rapide calcul de corrélation permet d'écrire $\text{Ca}^{++} = 8,2115 \text{ Mg}^{++} - 0,02148$ (Ca^{++} et Mg^{++} exprimés en millimole/l). Sans préjuger des autres origines possibles du Ca^{++} et Mg^{++} en solution (cations échangeables, sulfates de Ca^{++} et Mg^{++}), il est possible d'affirmer que le carbonate dissous contient du magnésium. En première approximation, si l'on admet que la composition chimique de la solution d'équilibre est le reflet du minéral dissous, la calcite du niveau de carbonatation contiendrait 89 % de CaCO_3 et 11 % de MgCO_3 .

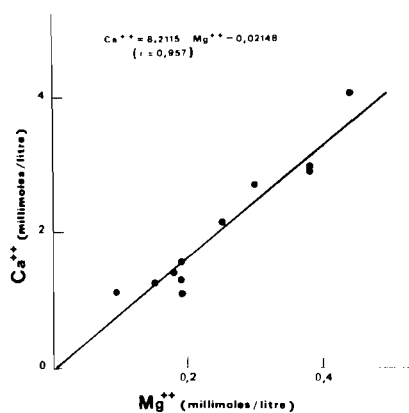
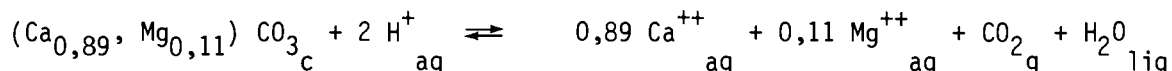


Fig. 36 - Proportions de Mg⁺⁺ et Ca⁺⁺ dans les solutions d'équilibre.

b) *Produit de solubilité du carbonate des polders*

Le carbonate calci-magnésien étudié peut être considéré comme un stade d'une solution solide idéale entre une calcite et une magnésite pures. L'équilibre de solubilité de ce minéral peut être écrit sous la forme :



et son produit de solubilité théorique est tel que :

$$\log Kps_{(Ca_{0,89}, Mg_{0,11}) CO_3} = 0,89 \log Kps_{CaCO_3} + 0,11 \log Kps_{MgCO_3} + 0,89 \log 0,89 + 0,11 \log 0,11$$

soit en prenant les valeurs $Kps_{CaCO_3} = 10^{9,76}$

$$Kps_{MgCO_3} = 10^{10,19} \quad (\text{DROUBI et al. 1976a}).$$

$$\log Kps = 9,657.$$

Pour chacun des 12 équilibres réalisés dans l'expérimentation, on peut écrire :

$$Kps_{(Ca_{0,89}, Mg_{0,11}) CO_3} = \frac{\{Ca^{++}\}^{0,89} \cdot \{Mg^{++}\}^{0,11} \cdot \{H_2O\} \cdot \{pCO_2\}}{\{(Ca_{0,89}, Mg_{0,11}) CO_3\}_c \cdot \{H^+\}^2}$$

$$\text{et } \log Kps_{(Ca_{0,89}, Mg_{0,11}) CO_3} = 0,89 \log \frac{\{Ca^{++}\}}{\{H^+\}^2} + 0,11 \log \frac{\{Mg^{++}\}}{\{H^+\}^2} + \log pCO_2$$

On a représenté graphiquement pH et $\log pCO_2$ d'une part,

$$0,89 \log \frac{\{Ca^{++}\}}{\{H^+\}^2} + 0,11 \log \frac{\{Mg^{++}\}}{\{H^+\}^2} \text{ et } \log pCO_2 \text{ d'autre part.}$$

On vérifie la relation linéaire entre pH et $\log pCO_2$ (Fig. 37).

$$pH = - 0,639 \log pCO_2 + 5,97 \quad (r = - 0,999).$$

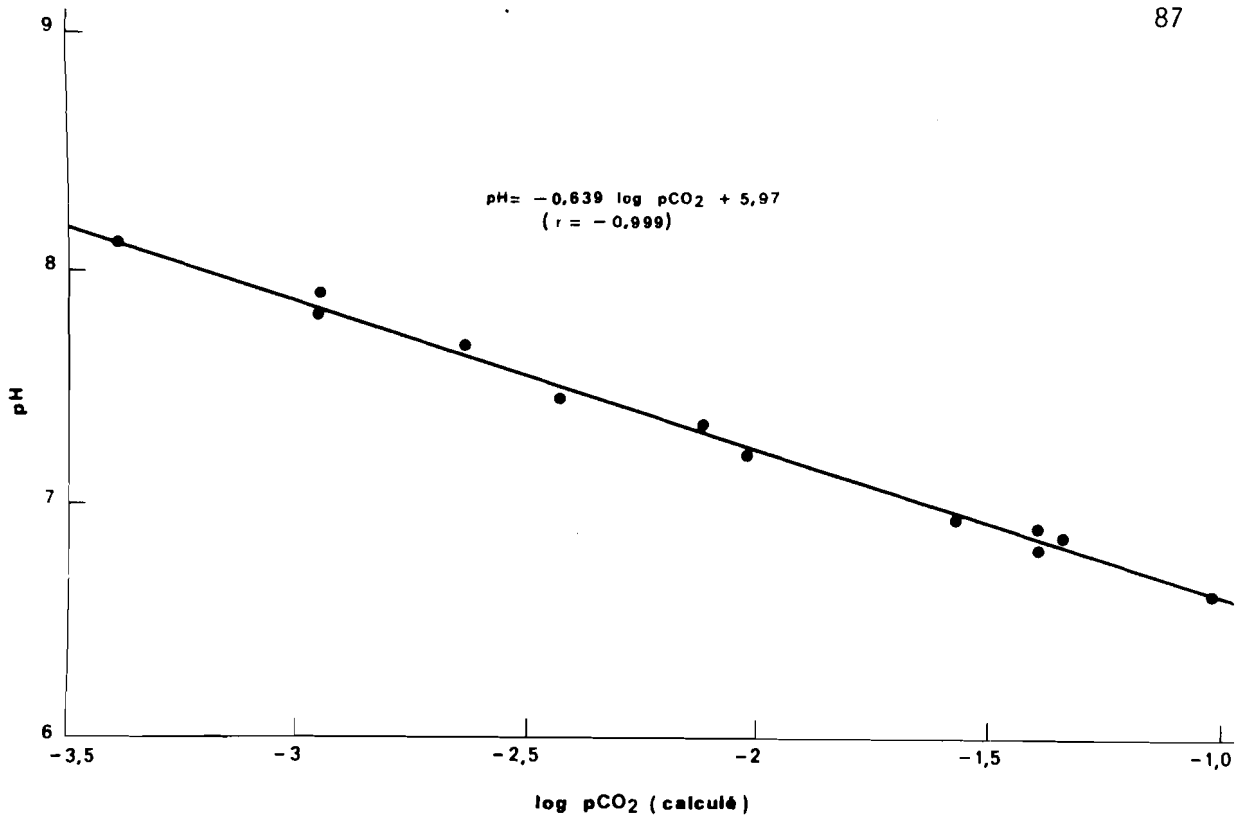


Fig. 37 - Relation entre pH et pCO_2 dans les solutions d'équilibre

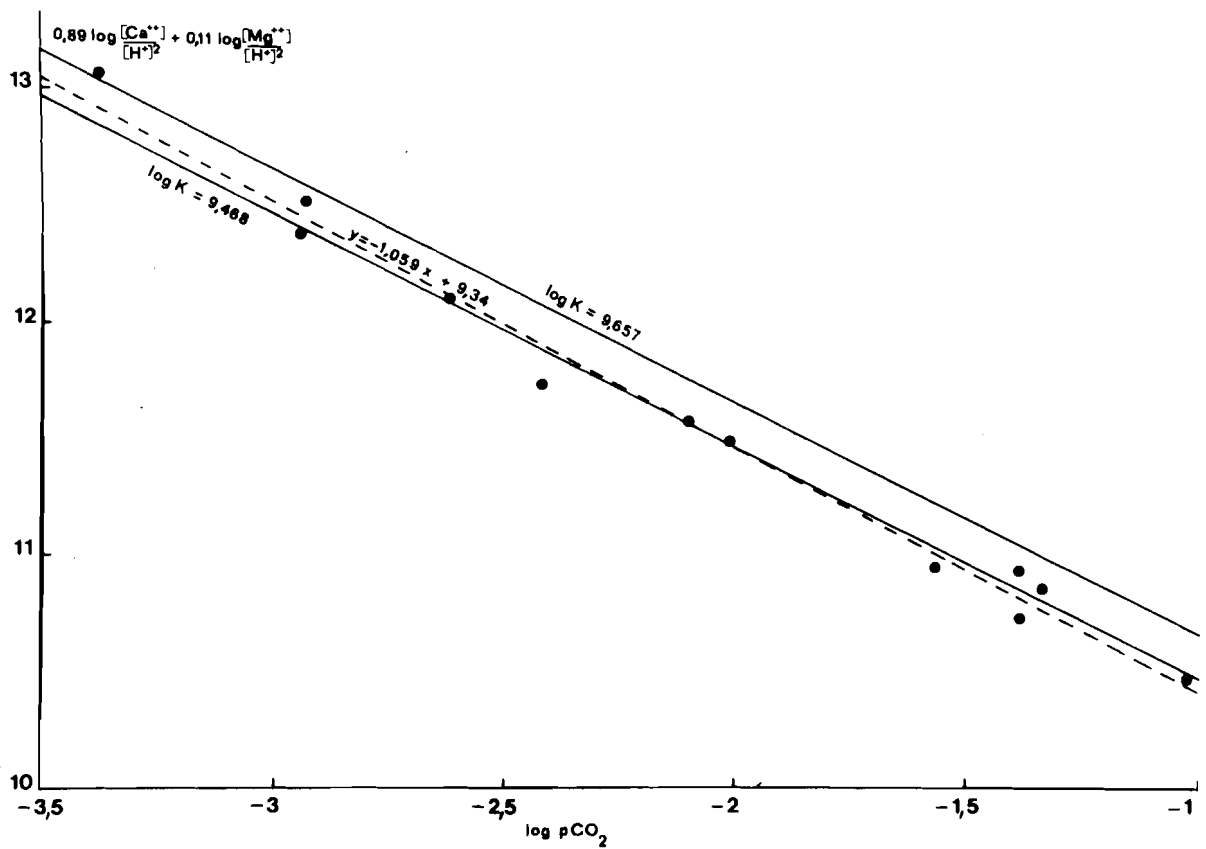


Fig. 38 - Dissolution du minéral carbonaté du polder en fonction de la pression partielle de CO_2 .

Ce résultat est proche de celui obtenu par GRAS (1974) pour des sols calcaires du Liban : $\text{pH} = -0,67 \log \text{pCO}_2 + 6,06$ ainsi que de l'équation obtenue par WHITNEY et GARNER (1943) *in* GRAS (1974) pour 18 sols calcaires des USA : $\text{pH} = -0,65 \log \text{pCO}_2 + 6,00$.

Sur le deuxième graphique (Fig. 38) les points représentant

$0,89 \log \frac{\{\text{Ca}^{++}\}}{\{\text{H}^+\}^2} + 0,11 \log \frac{\{\text{Mg}^{++}\}}{\{\text{H}^+\}^2}$ en fonction de $\log \text{pCO}_2$ s'alignent correctement sur la droite d'équation :

$$0,89 \log \frac{\{\text{Ca}^{++}\}}{\{\text{H}^+\}^2} + 0,11 \log \frac{\{\text{Mg}^{++}\}}{\{\text{H}^+\}^2} = 9,34 - 1,059 \log \text{pCO}_2 \quad (r = -0,996)$$

et la moyenne des valeurs de la somme :

$$0,89 \log \frac{\{\text{Ca}^{++}\}}{\{\text{H}^+\}^2} + 0,11 \log \frac{\{\text{Mg}^{++}\}}{\{\text{H}^+\}^2} + \log \text{pCO}_2$$

permet d'obtenir la valeur expérimentale du produit de solubilité du carbonate des polders

$$\log K_{\text{ps}}(\text{Ca}_{0,89}, \text{Mg}_{0,11}) \text{CO}_3 = 9,468 \quad (\text{écart type } \sigma = 0,101)$$

Cette valeur est très voisine de la valeur théorique calculée précédemment pour une solution solide idéale tout en lui étant légèrement inférieure. C'est cette valeur qui sera retenue pour les carbonates des polders, de préférence à la valeur correspondant à la solubilité de la calcite pure : 9,76.

Tableau VI - Equilibres de solubilité du minéral carbonaté des polders pour différentes valeurs de pCO₂

Equilibres	pH	log pCO ₂ (a)	log pCO ₂ (b)	Ca ⁺⁺ (c)	Mg ⁺⁺ (c)	{Ca ⁺⁺ } (d)	{Mg ⁺⁺ } (d)	$\log \frac{\{Ca^{++}\}}{\{H^+\}^2}$	$\log \frac{\{Mg^{++}\}}{\{H^+\}^2}$	log Kps (e)
1	7,82	- 3,50	- 2,95	1,07	0,19	0,66	0,12	12,46	11,73	9,43
2	7,46	- 2,30	- 2,42	1,32	0,19	0,82	0,12	11,83	11,01	9,31
3	7,90	- 3,50	- 2,94	1,13	0,09	0,72	0,06	12,65	11,57	9,59
4	7,66	- 2,98	- 2,62	1,22	0,15	0,77	0,10	12,21	11,31	9,48
5	7,34	- 1,97	- 2,11	1,58	0,19	0,98	0,12	11,67	10,77	9,46
6	6,90	- 1,58	- 1,38	2,94	0,38	1,67	0,23	11,02	10,16	9,55
7	6,86	- 1,38	- 1,33	2,94	0,38	1,67	0,23	10,94	10,08	9,52
8	8,12	- 3,50	- 3,38	1,38	0,18	0,83	0,11	13,16	12,29	9,68
9	6,80	- 1,46	- 1,38	2,85	0,38	1,61	0,23	10,81	9,96	9,34
10	6,93	- 1,55	- 1,56	2,69	0,29	1,54	0,18	11,05	10,10	9,38
11	7,22	- 1,85	- 2,01	2,13	0,25	1,24	0,15	11,53	10,62	9,43
12	6,62	- 1,07	- 1,02	4,03	0,44	2,15	0,25	10,57	9,64	9,44

(a) mesuré avec le dispositif "DRAGER"

(b) recalculé

(c) molalités totales (en millimoles/1000 g d'eau)

(d) activités des ions dissociés (en millimoles/1000 g d'eau)

(e) $\log Kps = 0,89 \log \{Ca^{++}\} / \{H^+\}^2 + 0,11 \log \{Mg^{++}\} / \{H^+\}^2 + \log pCO_2$

D - LES EQUILIBRES D'ECHANGE

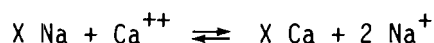
Quatre cations majeurs sont susceptibles d'être échangés entre la solution du sol et le complexe adsorbant, K^+ , Na^+ , Ca^{++} et Mg^{++} .

Le potassium, en général peu abondant semble fortement fixé sur les argiles et parfois même "rétrogradé" (CHAMINADE, 1936 ; BARSHAD, 1951, 1954 ; RUELLAN et DELETANG, 1967). On a en effet constaté que la teneur en K^+ échangeable était assez constante dans les sols des polders (1,5 % en moyenne) quel que soit le sol étudié.

L'essentiel des échanges concerne surtout les cations Ca^{++} , Mg^{++} et Na^+ .

1. Rappels théoriques

Pour une réaction d'équilibre d'échange entre deux ions, par exemple Ca^{++} et Na^+ on peut écrire l'équation d'équilibre :



et la loi d'action de masse pour cet équilibre est de la forme :

$$\frac{\bar{\gamma}_{Ca} \cdot N_{Ca} \cdot \{Na^+\}^2}{\bar{\gamma}_{Na}^2 \cdot N_{Na}^2 \cdot \{Ca^{++}\}} = K$$

où les termes entre {} sont les activités des ions dissociés en solution, N_{Ca} et N_{Na} les fractions ioniques équivalentes des ions adsorbés (CEC étant la capacité d'échange de l'argile X, exprimée en mē/100 g, et les ions adsorbés étant exprimés avec la même unité, on a : $N_{Na} = Na \text{ adsorbé} / CEC$ et $N_{Ca} = Ca \text{ adsorbé} / CEC = 1 - N_{Na}$), et $\bar{\gamma}_{Na}$ et $\bar{\gamma}_{Ca}$ les coefficients d'activités des ions adsorbés.

On définit un coefficient de sélectivité K_c exprimant la "préférence" de l'adsorbant pour un ion plutôt que pour un autre. Pour l'échange sodium-calcium

$$K_c = \frac{N_{Ca} \cdot \{Na^+\}^2}{N_{Na}^2 \cdot \{Ca^{++}\}} = K \cdot \frac{\bar{\gamma}_{Na}^2}{\bar{\gamma}_{Ca}}$$

et pour l'échange calcium-magnésium,

$$K_C = \frac{N_{Ca} \cdot \{Mg^{++}\}}{N_{Mg} \cdot \{Ca^{++}\}}$$

$$\text{soit } \frac{N_{Ca}}{N_{Mg}} = K_C \cdot \frac{\{Ca^{++}\}}{\{Mg^{++}\}}$$

Si $K_C > 1$, le rapport de Ca adsorbé à Mg adsorbé sera supérieur à celui des activités de ces ions dans la solution d'équilibre, ce qui traduit bien une plus grande aptitude à l'adsorption de Ca ou ce qui est la même chose une plus grande échangeabilité de Mg .

La valeur de K_C varie suivant la force ionique de la solution d'équilibre (LAUDELOUT et *al.*, 1968), les proportions des cations adsorbés (GAST, 1972) et le type d'argile. Toutefois, dans la mesure où les solutions sont moyennement salées et où la garniture cationique est éloignée des pôles homo-ioniques, le coefficient de sélectivité varie peu et peut être considéré comme une constante (RIEU et CHEVERRY, 1976). Ces conditions étant généralement réunies dans les milieux naturels, on a pu ainsi établir des lois expérimentales entre des paramètres faisant intervenir le rapport des cations adsorbés d'une part et celui des concentrations ou activités des mêmes cations dans la solution d'équilibre d'autre part (GAPON, 1933 ; VANSELOW, 1932 ; KERR, 1928 ; RICHARDS et *al.*, 1954 ; BOWER, 1959 ; COLEMAN et LEROUX, 1965 ; RUELLAN et DELETANG, 1967 ; RAO et *al.*, 1968 ; MUNNS, 1976, etc...).

Il est donc possible dans la plupart des cas de déduire de la composition chimique de la solution d'équilibre, celle de la garniture cationique du complexe adsorbant. Si trois cations peuvent être échangés, il suffit de connaître les lois régissant deux échanges ; par exemple Ca - Mg et Ca - Na .

2. Echange Ca - Mg

Le coefficient de sélectivité de l'échange calcium-magnésium n'a pas été mesuré pour les sols des polders. De nombreux travaux ont montré que ces deux cations avaient un comportement très proche, le calcium étant légèrement moins échangeable que le magnésium (SCHACHTSCHABEL, 1940 ; WIKLANDER et GIESERKING, 1948 ; RHOADES, 1967 ; SINANUWONG et EL-SWAIFY, 1974 ; PALIWAL et GANDHI, 1976). Cette constatation est confirmée par les mesures de LAUDELOUT et *al.* (1968) qui ont déterminé une variation standard d'enthalpie légèrement plus élevée pour le remplacement de Na par Mg (1,30 Kcal./equiv.) que pour le remplacement de Na par Ca (1,22 Kcal./equiv.). Enfin le coefficient de sélectivité

de l'échange Ca - Mg a été mesuré par DUTT et DONEEN (1963) et TANJI et *al.* (1967) qui indiquent la valeur de 1,43 et plus récemment par MUNNS (1976) qui propose les valeurs de 1,42 et 1,26 pour des sols à montmorillonite de Californie.

Ces observations et mesures permettent de penser que dans les sols des polders, les échanges Na - Ca et Na - Mg se réalisent dans des conditions semblables, Mg étant légèrement mieux déplacé que Ca.

3. Echanges faisant intervenir Na

Deux méthodes ont été utilisées afin de déterminer l'effet du Na^+ de la solution du sol sur la composition de la garniture cationique du complexe adsorbant des sols des polders :

- On a cherché à déterminer une loi simple liant la composition chimique de la solution du sol à la composition de la phase adsorbée.

- On a cherché à mesurer le coefficient de sélectivité de l'échange Na - Ca ou Na - Mg dans le milieu des polders en attribuant aux cations bivalents un rôle identique, cette approximation permettant d'étudier des équilibres d'échange entre des eaux naturelles et des sols n'ayant subi aucun traitement propre à leur conférer une garniture adsorbée homo-ionique.

Dans ce but, 33 équilibres d'échange ont été réalisés en faisant percoler 7 eaux du polder et 2 eaux du Lac Tchad à travers 4 échantillons provenant des niveaux 15 cm, 30 cm, 75 cm et 120 cm du profil MATAFO.

a) Expérimentation

Les échantillons de sol correspondant à 4 niveaux caractéristiques des sols des polders de Bol ont été utilisés ainsi que 9 eaux de minéralisation différentes.

Echantillons de sol : M 15 - Mulch de surface

M 30 - Sommet des argiles structurées enrichi en carbonate de calcium

M 75 - Argiles structurées

M 120 - Argiles structurées riches en oxydes de fer et comportant des intercalations sableuses et diatomitiques

Eaux : LA 1 - Eau du lac Tchad au débouché du canal d'amenée au polder de Bol Guini

LA 6 - La même eau concentrée 6 fois par évaporation

JB 1 - Eau carbonatée sodique de la nappe phréatique du sud du polder de Bérim. Secteur du Jardin de Bol.

- JB 4 - La même eau concentrée 4 fois
- CO 1 - Eau du canal collecteur du polder de Guini
- CO 3 - La même eau concentrée 3 fois
- MO 1 - Eau de la nappe phréatique du centre-est du polder de Bérim - Secteur de Moun
- MO 4 - La même eau concentrée 4 fois
- MAT 1 - Eau de la nappe du polder de Guini. Secteur de Matafo.

Le sol, séché à l'air et tamisé à 2 mm, a été placé dans une boîte plastique (type "TUPPERWARE") fermée et reliée à deux autres boîtes situées de part et d'autre par une tubulure en PVC. L'eau a été versée dans une de ces boîtes. Celle-ci ayant alors été soulevée par une cale, l'eau s'est écoulee à travers le sol vers l'autre boîte. Le diamètre des tubulures et un filtre de gaze disposé à leur raccord avec la boîte centrale contenant le sol ont été choisis de manière que le passage de 3 litres d'eau à travers 300 g de sol se fasse en une dizaine d'heures. En surélevant alternativement les deux boîtes extérieures, on a réalisé 4 percolations successives. Le sol et 500 ml d'eau ont alors été récupérés pour analyses et le restant d'eau utilisé pour réaliser un autre équilibre. De manière à rester dans des conditions proches de celles de la percolation d'une eau d'irrigation à travers l'ensemble du profil, les équilibres suivants ont été réalisés :

- M 15 avec les 9 eaux initiales
- M 30 avec les 9 solutions en équilibre avec M 15
- M 75 avec les 9 solutions en équilibre avec M 30
- M 120 avec les 9 solutions en équilibre avec M 75

Le poids du sol utilisé pour les équilibres successifs a été choisi de manière que le rapport sol/eau soit toujours de 1/10.

On a dosé les 8 ions principaux dans les eaux initiales et les solutions d'équilibre ainsi que les cations échangeables du sol.

b) Relation SAR - EFR

Les travaux de l'équipe du "U.S. Salinity Laboratory" de Riverside (RICHARDS et *al.*, 1954 ; WILCOX et *al.*, 1954 ; BABCOK et SCHULZ, 1963 ; BOWER et *al.*, 1965, BOWER et WILCOX, 1965 ; BOWER et *al.*, 1968, RHOADES, 1968a, 1968b, RHOADES et *al.*, 1968), ont montré que pour le système constitué par un sol en équilibre avec une solution minéralisée, il existait une relation linéaire entre un paramètre caractéristique de

la solution, le "Sodium Adsorption Ratio" (SAR) et la composition de la phase adsorbée caractérisée par le "Exchangeable Sodium Ratio" (ESR) :

$$\text{Avec SAR} = \frac{\text{Na}^+}{\sqrt{\frac{\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}}{2}}}$$

les ions étant exprimés en milliéquivalents/litre

$$\text{et ESR} = \frac{\text{Na}}{\text{Ca} + \text{Mg}}$$

Na, Ca et Mg étant exprimés en milliéquivalents/100 g

on a $\text{ESR} = 0,01475 \text{ SAR} - 0,0126$

A la suite de RAO, PAGE et COLEMAN (1968), on a utilisé une forme modifiée de ESR, dont l'expression est identique à celle de SAR :

l'"Exchangeable Fraction Ratio" (EFR).

$$\text{EFR} = \frac{N_{\text{Na}}}{\sqrt{1 - N_{\text{Na}}}} = \frac{\text{Na}/\text{CEC}}{\sqrt{(\frac{\text{Ca} + \text{Mg}}{2})/\text{CEC}}}$$

Pour chaque équilibre réalisé dans l'expérience on a calculé le SAR et le EFR (Tableaux VII et VIII). On en déduit pour les sols des polders et les eaux de la région de Bol, la relation

$$\text{EFR} = 0,0176 \text{ SAR} - 0,0058 \text{ (Fig. 39, droite n° 2)}$$

avec un coefficient de corrélation $r = 0,957$ pour 33 points.

La relation du U.S. Salinity Laboratory peut être écrite sous la forme :

$$\text{EFR} = 0,0138 \text{ SAR} - 0,011$$

A SAR égal les eaux de Bol seraient donc dans l'ensemble plus alcalinisantes que la moyenne très générale des eaux traitées par le laboratoire de Riverside. Or l'anion prédominant dans les eaux de Bol est soit HCO_3^- soit $\text{SO}_4^{=}$ et dans ce cas le SAR est en général sous-estimé.

c) Relation SAR* - EFR

Les ions associés en effet, ne peuvent être échangés avec le complexe adsorbant du sol. Or il se forme dans les eaux beaucoup plus de paires d'ions avec Ca^{++} et Mg^{++} que avec Na^{++} et l'anion bicarbonate s'associe plus

facilement que l'anion sulfate et ce dernier beaucoup plus encore que l'ion chlorure. Ainsi des eaux qui ont les mêmes molalités totales en Ca, Mg et Na donc le même SAR, posséderont d'autant moins de Ca^{++} ou Mg^{++} dissociés, c'est-à-dire disponibles pour les échanges, que l'anion prépondérant sera Cl^- , $\text{SO}_4^{=}$ ou HCO_3^- , alors que le Na^+ dissocié sera pratiquement le même. Cette différence d'action des eaux a bien souvent été étudiée : on a constaté que pour un même SAR, des eaux riches en Cl^- étaient moins alcalinisantes que des eaux à faciès sulfaté (LONGENECKER, 1960 ; DUTT et DONEEN, 1963 ; BABCOCK et SCHULZ, 1963) et que des eaux bicarbonatées l'étaient plus que des eaux sulfatées (BOWER et MAASLAND, 1963 ; CHEVERRY, 1972). Une modification à la relation $\text{EST} = f(\text{SAR})$, a été proposée par BOWER et *al.* (1963 et 1965) pour tenir compte de ce phénomène. Ces auteurs ont affecté le SAR des eaux d'irrigation d'un coefficient de correction tenant compte du devenir probable de ces eaux au contact du sol et inspiré de l'index de LANGELIER (1936) $I = (\text{pH}_a - \text{pH}_c)$ où pH_a représente le pH actuel de l'eau et pH_c le pH théorique qu'aurait cette eau en équilibre avec CaCO_3 (CHEVERRY, 1972).

Puisque seuls les ions dissociés participent aux réactions d'équilibre d'échange, il peut être avantageux de calculer le SAR des eaux non pas en fonction des molalités totales mais de l'activité des ions concernés. Ce SAR* d'eaux ayant un même SAR sera évidemment plus fort pour une eau bicarbonatée que pour une eau sulfatée et à fortiori chlorurée. Il devrait mieux rendre compte des pouvoirs alcalinisants différents suivant l'anion prépondérant.

Le SAR* de toutes les solutions d'équilibre a été calculé (Tableaux VII et VIII) et la relation

$$\text{EFR} = 0,0121 \text{ SAR}^* - 0,0029 \quad (\text{Fig. 39, droite n}^\circ 5)$$

a été obtenue avec un coefficient de corrélation $r = 0,960$.

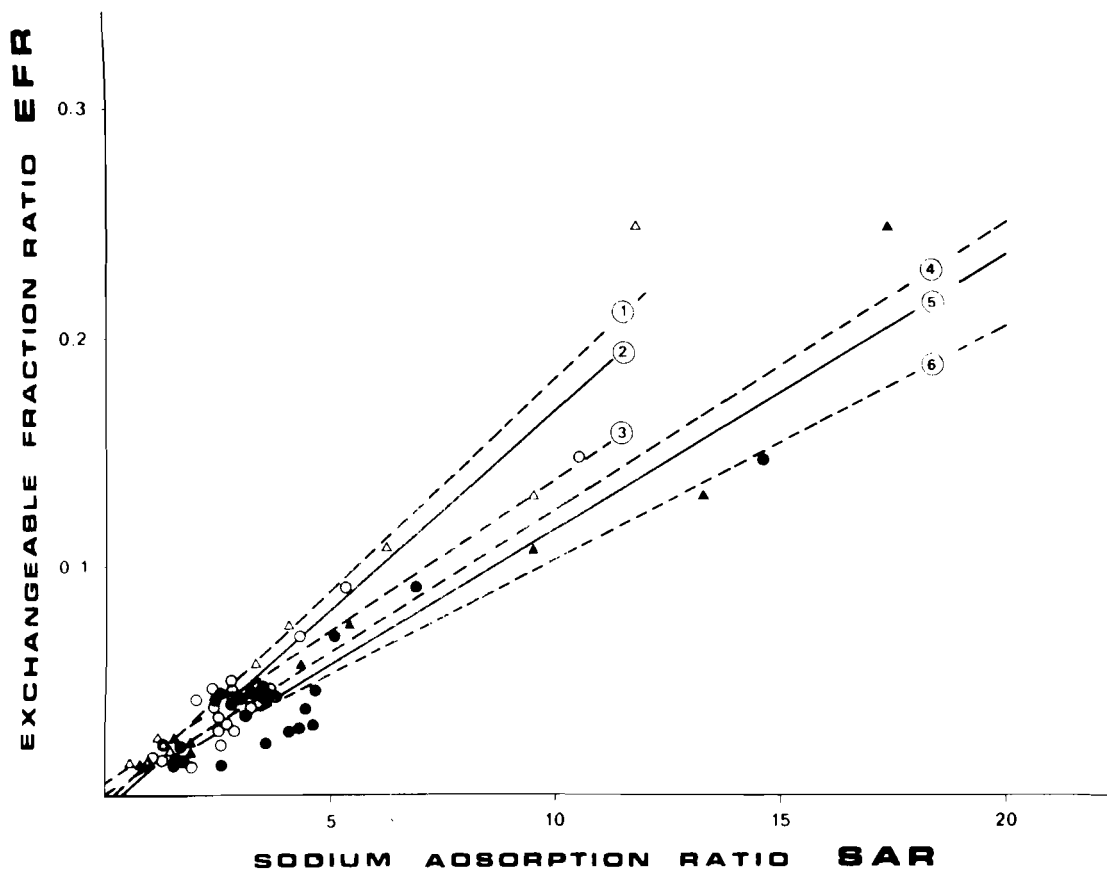
Pour des eaux du polder à anion sulfate prépondérant ($\text{SO}_4^{=}/\text{HCO}_3^-$ en mé./l, allant de 7 à 44) on a la relation

$$\text{EFR} = 0,00802 \text{ SAR}^* + 0,0049$$

RAO et *al.* (1968), utilisant le même indice SAR* , indiquent, à propos de sols à montmorillonite du Nouveau Mexique dont le seul anion est $\text{SO}_4^{=}$, la relation

$$\text{EFR} = 0,0077 \text{ SAR}^* + 0,087$$

La proximité de ces deux relations établies dans des zones géographiques aussi éloignées est intéressante du point de vue théorique.



- ① Δ EFR = 0,0188 SAR - 0,0048 : Eaux bicarbonatées (r = 0,97) (11 points)
- ② $\Delta \circ$ EFR = 0,0176 SAR - 0,0058 : Eaux bicarbonatées sulfatées (r = 0,96) (33 points)
- ③ \circ EFR = 0,0134 SAR + 0,0052 : Eaux sulfatées (r = 0,91) (22 points)
- ④ \blacktriangle EFR = 0,0127 SAR* - 0,0019 : Eaux bicarbonatées (r = 0,98) (11 points)
- ⑤ $\blacktriangle \bullet$ EFR = 0,0121 SAR* - 0,0029 : Eaux bicarbonatées sulfatées (r = 0,96) (32 points)
- ⑥ \bullet EFR = 0,0102 SAR* + 0,0022 : Eaux sulfatées (r = 0,92) (21 points)

Fig. 39 - Relations entre le Sodium Adsorption Ratio de la solution du sol et Exchangeable Fraction Ratio du sol des polders de Bol.

Tableaux VII et VIII- Valeurs de SAR, SAR*, $\text{SO}_4^{=}/\text{HCO}_3^{-}$ et EFR pour les différentes solutions d'équilibre.

VII

Eaux initiales	SAR	SAR*	$\text{SO}_4^{=}/\text{HCO}_3^{-}$
LA 1	0,377	0,420	0,130
JB 1	4,380	5,191	0,044
CO 1	1,151	1,485	18,230
MO 1	1,749	2,029	0,053
LA 6	1,561	1,862	0,143
JB 4	19,065	30,473	0,301
MO 4	8,741	11,114	0,082
CO 3	1,839	2,550	51,420
MAT1	0,282	0,657	12,667

VIII

Equilibres	SAR	SAR*	$\text{SO}_4^{=}/\text{HCO}_3^{-}$	EFR
CO 115	1,109	1,448	7,188	0,0157
CO 315	1,256	1,741	16,490	0,0225
CO 130	1,250	1,652	7,342	0,0147
CO 330	1,880	2,620	14,517	0,0119
CO 175	2,371	3,225	14,904	0,0452
CO 375	2,470	3,445	20,440	0,0426
CO 3120	2,733	4,445	44,975	0,0306
LA 115	0,627	0,741	0,477	0,0134
LA 615	1,179	1,502	0,408	0,0246
LA 630	1,445	1,857	0,733	0,0190
LA 175	2,005	2,533	2,690	0,0415
LA 675	2,236	2,846	1,460	0,0387
LA 1120	2,448	3,115	6,460	0,0348
LA 6120	2,817	3,638	3,202	0,0431
MO 115	1,355	1,664	0,260	0,0225
MO 415	6,237	9,505	0,138	0,1079
MO 130	1,495	1,858	0,856	0,0189
MO 430	4,106	5,437	0,371	0,0743
MO 175	2,367	3,017	1,930	0,0422
MO 475	5,306	7,153	0,815	0,0459
MO 1120	2,765	3,621	5,010	0,0488
MO 4120	5,277	6,899	1,575	0,0920
JB 115	3,339	4,321	0,015	0,0569
JB 415	11,758	17,369	0,049	0,2502
JB 130	2,755	3,519	2,510	0,0450
JB 430	9,456	13,320	1,267	0,1319
JB 175	3,548	4,601	1,465	0,0467
JB 1120	4,337	5,092	3,283	0,0696
JB 4120	10,470	14,547	1,865	0,1475
MAT 115	2,530	4,082	5,877	0,0278
MAT 130	2,455	3,537	5,137	0,0229
MAT 175	2,815	4,326	6,725	0,0292
MAT 1120	3,193	4,437	14,613	0,0381

d) Coefficient de sélectivité de l'échange Na - Ca, Mg

Dans la mesure où l'on attribue aux cations Ca et Mg un comportement identique dans les échanges avec Na, il est possible de rapprocher l'expression $EFR = f(SAR^*)$ de celle de la loi d'action de masse pour ces équilibres d'échange. On a en effet :

$$\frac{N_{Na}^2}{N_{Ca,Mg}} = \frac{1}{K_c} \cdot \frac{\{Na^+\}^2}{\{Ca,Mg\}}$$

$N_{Ca,Mg}$ étant égal à $1 - N_{Na}$, on a : $\frac{N_{Na}^2}{N_{Ca,Mg}} = EFR^2$

Si les activités des ions en solution sont exprimées en millimoles/l
 $SAR^* = \{Na^+\} \cdot \{Ca^{++}, Mg^{++}\}^{-1/2}$

mais si l'unité utilisée est la mole/litre, SAR s'écrit :

$$SAR^* = \{Na^+\} \cdot 10^{1,5} \{Ca^{++}, Mg^{++}\}^{-1/2}$$

$$\text{On a donc } \frac{\{Na^+\}^2}{\{Ca,Mg\}} = 10^{-3} SAR^{*2}$$

La loi d'action de masse s'écrit alors :

$$EFR^2 = \frac{10^{-3}}{K_c} SAR^{*2}$$

L'on peut identifier cette égalité à la relation expérimentale

$$EFR = 0,0121 SAR^* - 0,0029$$

et en négligeant le terme constant, on en déduit la valeur de K_c :

$$K_c \approx 10^{-3} \frac{SAR^{*2}}{EFR^2}$$

$$\text{soit } K_c \approx 10^{-3} \cdot \frac{1}{(0,0121)^2} = 6,83$$

DUTT et DONEEN (1963) et TANJI et *al.* (1967), utilisant une expression tirée de la thermodynamique statistique (KRISHNAMOORTY et *al.*, 1948) ont déterminé pour le "Yolo Soil" un coefficient dont la valeur est très proche :

$$\frac{N_{Na}^2}{N_{Ca}(N_{Na} + 1,5N_{Ca} + 1,5N_{Mg})} = \frac{1}{7,1} \cdot \frac{\{Na^+\}^2}{\{Ca^{++}\}}$$

e) *Unicité de la relation $EFR = f(SAR^*)$*

Les calculs qui précèdent établissent qu'il existe bien une relation linéaire entre SAR^* et EFR de la forme :

$$EFR = a \cdot SAR^*$$

$$\text{avec } a = \frac{10^{-1,5}}{K_C}$$

Par conséquent, en utilisant les valeurs de SAR^* calculées à partir des données expérimentales, on devrait obtenir une seule droite de régression quel que soit l'anion dominant dans les solutions d'équilibre et cette droite devrait passer par l'origine.

Afin de vérifier ce point, les données expérimentales ont été regroupées en deux ensembles selon l'anion principal. On a ainsi 22 solutions à sulfate dominant ($SO_4^{2-}/HCO_3^- > 1$) et 11 à bicarbonate dominant ($SO_4^{2-}/HCO_3^- \text{ m.é./l} < 1$)

Les corrélations entre EFR et SAR et EFR et SAR^* ont été recalculées pour chaque ensemble.

Les pentes des droites de régression obtenues avec SAR sont assez différentes et l'ordonnée à l'origine assez éloignée du zéro :

eaux bicarbonatées : $EFR = 0,0188 SAR - 0,0048$ ($r = 0,97$) (fig. 39, droite n° 1)

eaux sulfatées : $EFR = 0,0134 SAR + 0,0052$ ($r = 0,91$) (fig. 39, droite n° 3)

Et en utilisant SAR^* , on obtient :

eaux bicarbonatées : $EFR = 0,0127 SAR^* - 0,0011$ ($r = 0,98$) (fig. 39, droite n° 4)

eaux sulfatées : $EFR = 0,0102 SAR^* + 0,0022$ ($r = 0,92$) (fig. 39, droite n° 6)

L'écart entre les pentes des deux droites est réduit, ainsi que l'ordonnée à l'origine : les données expérimentales obtenues à partir d'eaux naturelles permettent de se rapprocher du résultat théorique sans toutefois l'atteindre.

f) *Calcul de la variation de Na échangeable correspondant à une variation de EFR*

Il est relativement simple de passer d'une variation de EFR à une variation de N_{Na}

Par définition, $EFR = N_{Na} \cdot (1 - N_{Na})^{-1/2}$, N_{Na} variant entre 0 et 1. La fonction $EFR = f(N_{Na})$ est croissante et monotone dans cet intervalle de variation de N_{Na} . En d'autres termes, à tout accroissement positif de N_{Na} correspond un accroissement positif de EFR.

Si N_{Na} varie de ΔN_{Na} , EFR prendra la valeur :

$$EFR + \Delta EFR = f(N_{Na} + \Delta N_{Na})$$

ce qui peut encore s'écrire :

$$EFR + \Delta EFR = f(N_{Na}) + \frac{\Delta N_{Na}}{1} \cdot f'(N_{Na}) + \frac{(\Delta N_{Na})^2}{2!} \cdot f''(N_{Na}) + \frac{(\Delta N_{Na})^3}{3!} \cdot f'''(N_{Na}) + \dots$$

et comme $EFR = f(N_{Na})$,

$$\Delta EFR = f'(N_{Na}) \frac{\Delta N_{Na}}{1} + f''(N_{Na}) \frac{(\Delta N_{Na})^2}{2!} + \dots$$

Si on néglige les Infiniment Petits d'ordre supérieur à 1, la partie principale de ΔEFR est $\Delta N_{Na} \cdot f'(N_{Na})$. On peut donc écrire, en donnant à ΔN_{Na} la valeur fixe dN_{Na} :

$$dN_{Na} = dEFR \cdot \frac{1}{f'(N_{Na})}$$

Par conséquent, à une variation de $EFR = dEFR$ correspond une variation de N_{Na} définie par :

$$dN_{Na} = dEFR \cdot \frac{2(1-N_{Na})^{3/2}}{2 - N_{Na}}$$

E - CONCLUSION

Un changement de faciès salin, la précipitation ou dissolution d'évaporites, la modification de la garniture cationique du complexe adsorbant du sol sont le résultat d'un ensemble de réactions chimiques tendant à l'équilibre du système constitué par :

- une phase aqueuse,
- des espèces ioniques en solution,
- un stock de minéraux cristallisés,
- un stock d'ions adsorbés sur le complexe,
- une phase gazeuse à pCO_2 constante et élevée (10^{-2} à 10^{-1}

atmosphère).

Ces réactions d'équilibre sont assujetties aux lois de la thermodynamique qui mettent en jeu des constantes. Celles-ci établies pour des systèmes idéaux demandent à être précisées dans le cas d'un système naturel complexe.

- Le calcaire du "niveau de carbonatation ancienne" contient 11 % de magnésium et son produit de solubilité égal à $10^{9,47}$ est légèrement plus faible que celui de la calcite pure.

- La constante de sélectivité pour l'échange Na - (Ca, Mg) égale à 6,83 et très voisine des valeurs proposées par d'autres auteurs.

- Enfin, une loi simple permettant de déduire la teneur en Na échangeable du sol de la valeur de l'indice SAR* calculé avec les activités des ions libres dans la solution du sol est proposée. Cette loi est très voisine de celle établie pour des sols de nature semblable en Californie.

CHAPITRE V

ELABORATION D'UN MODELE MATHEMATIQUE DE SIMULATION

Dans les pages qui précèdent, les particularités du sol des polders ont été analysées tant du point de vue de son comportement hydrique que de celui de la dynamique des sels. Les paramètres essentiels ont été déterminés.

Si l'on parvient à étendre à ce milieu hétérogène, la rigueur d'une analyse mathématique propre à des systèmes idéaux, il devient alors possible de rendre compte du fonctionnement des deux systèmes évolutifs essentiels dont l'action conjointe aboutit à l'état d'équilibre salin du sol.

L'on peut en effet calculer à des intervalles de temps réguliers la teneur en eau, la composition chimique de la solution du sol, les masses de sels cristallisés ou dissous et la composition de la garniture cationique pour un ensemble de volumes de sol dont la superposition constitue un profil.

Ce n'est qu'au prix d'approximations et de conditions aux limites particulières que ce résultat peut être obtenu.

A - APPROXIMATIONS

1. Intervalle de temps

Le choix de l'intervalle de temps Δt est l'occasion de la première approximation, et non la moindre. En effet, bien que dans la réalité, les systèmes évolutifs fonctionnent simultanément, les moyens de calcul disponibles obligent à les traiter séparément puis à faire converger les résultats. On est amené à admettre que pendant l'intervalle de temps choisi, les solutions fluent sans se mélanger mais que, à la fin de ce même intervalle de temps, se produisent instantanément les mélanges entre solutions d'origine diverses, et les réactions tendant

à l'établissement de l'équilibre salin.

Plus l'intervalle de temps est bref, moins grossière est cette approximation. A la limite, on retrouve la simultanéité.

On admet aussi que les ions en solution migrent librement avec l'eau.

2. Normalisation du profil

Il est nécessaire de pouvoir définir dans le sol des "sections" horizontales possédant les mêmes caractéristiques hydriques. C'est à ce niveau que l'on tient compte des changements de structure tels que le comportement hydrique soit modifié et des variations importantes de texture. Il est en effet possible d'attribuer aux différentes "sections" des expressions distinctes des fonctions de conductivité et de diffusivité. Si le profil n'est pas trop hétérogène, il peut être avantageux pour la simplicité des calculs de définir des "sections de sol" de même épaisseur Δx . On appellera "surface de transit" la surface imaginaire séparant deux sections.

a) "Surfaces de transit"

La distance Δx qui sépare 2 "surfaces de transit" consécutives et l'intervalle de temps Δt sont liés. En effet les calculs deviennent impossibles s'il peut être produit à l'intérieur du sol un flux parcourant pendant Δt une distance supérieure à Δx . Ainsi la morphologie du profil impose un Δx maximum et les caractéristiques du sol un Δt correspondant. Il est évidemment toujours possible de choisir pour Δx une valeur inférieure afin de réduire Δt .

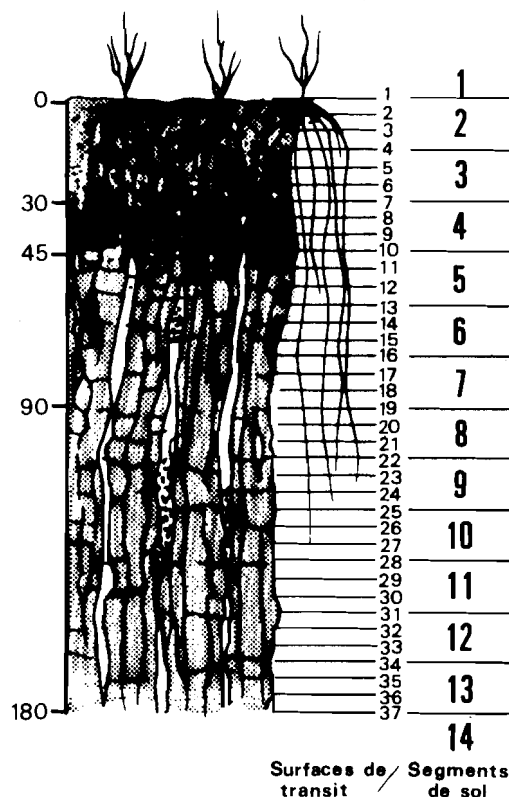
b) "Segments de sol"

Alors que les échanges d'eau se font, à travers le sol, entre la nappe phréatique de niveau variable et l'atmosphère, les transferts de solutés sont effectués entre l'atmosphère et le sol ou surtout, entre la nappe et le sol. Ce dernier peut être décomposé en "segments" horizontaux de composition minéralogique et de propriétés chimiques homogènes.

Les "segments du sol" sont dans la plupart des cas identifiables à la totalité ou partie d'un horizon pédologique. Aux "segments" correspondant au sol proprement dit, on ajoute un segment en surface et un autre immédiatement au-dessous du niveau de la nappe.

Le profil MATAFO a ainsi été découpé en un maximum de 37 "sections de sol" d'épaisseur $\Delta x = 5$ cm et 14 "segments de sol" de 15 cm d'épaisseur. Lorsque la nappe phréatique est à un niveau plus haut, le nombre de "sections"

et "segments" est diminué (Fig. 40).



PROFIL MATAFO
(POLDER DE GUINI)

Fig. 40 - Normalisation du profil MATAFO. "Surfaces de transit" et "Segments de sol".

c) Cas d'une irrigation

Lorsqu'une infiltration descendante importante se produit dans le sol, le ruissellement prend le pas sur l'infiltration dans le niveau des argiles structurées, c'est-à-dire au-dessous de la 10e "surface de transit". Le comportement hydrique du sol n'est plus homogène et l'équation de continuité n'est plus applicable partout. Toutefois cet accident ne se produit que lors d'un apport d'eau important et dure peu de temps : 100 mm sont infiltrés en 0,02 jours. Enfin on a observé que lorsque le front d'humectation a atteint 45 cm de profondeur, l'eau qui flue de ce niveau ruisselle jusqu'à la nappe sans modifier sensiblement le contenu en eau des colonnettes argileuses.

Il est possible de schématiser ce comportement particulier par une infiltration normale entre 0 et 45 cm et l'identification de la dernière "surface de transit" avec la 11e. Cela revient à mettre directement en communication avec

la nappe les flux qui traversent le niveau 45 cm.

Alors qu'en général les flux hydriques sont inférieurs à 50 cm.j^{-1} , on peut observer dans le mulch de surface saturé des vitesses très supérieures : 500 cm.j^{-1} . Cette valeur maximum n'est atteinte que lorsqu'il se produit en surface un apport d'eau important. De manière à ne pas multiplier à l'excès la répétition des calculs l'intervalle de temps Δt a été fixé à 0,1 jour et, dans le cas d'une irrigation ou d'une pluie importante, il est réduit de sorte que : (flux maximum) $\cdot \Delta t < \Delta x$.

3. Normalisation des milieux en contact avec le sol

- Le niveau de la nappe phréatique peut varier. Mais il résulte de la décomposition du sol en "segments" que toute fluctuation de la nappe doit être au moins égale à une épaisseur de segment de sol. En pratique, cela signifie que la variation de niveau de la nappe phréatique ne sera prise en compte dans les calculs que lorsque un "segment de sol" aura été inondé ou abandonné par la nappe.

- Les apports d'eau en surface, c'est-à-dire le contenu en eau du premier "segment", sont de deux types : eaux météoriques non salées ou bien eau d'irrigation contenant des sels solubles.

En se basant sur les données météorologiques des 8 dernières années d'une part, sur les dates de semis et les modalités d'irrigation couramment observées sur les polders d'autre part, on a établi une année agro-climatique standard pour le cycle blé-coton, où sont repérés les jours d'apport d'eau ainsi que la hauteur d'eau apportée et sa qualité.

- Les pertes d'eau par évaporation directe à la surface du sol ou consommation par les plantes peuvent être envisagées comme une ponction exercée au niveau des "surfaces de transit". S'il s'agit d'évaporation, seule la 1ère "surface de transit" est affectée. Si le sol est couvert par la végétation, la consommation globale est distribuée à l'intérieur du profil au prorata de la densité du système racinaire. Toutes les "surfaces de transit" peuvent être affectées sauf la première dans la mesure où l'on considère qu'il n'y a pas de racine en surface du sol.

Connaissant la valeur de l'évaporation réelle à la surface du sol, les proportions de racines contenues dans les "segments du sol" successifs et la valeur de l'ETR de la végétation, il est possible de calculer pour chaque intervalle de temps Δt la quantité d'eau consommée en surface du sol ou au sein de

chaque "segment de sol". On peut attribuer alors à chaque "surface de transit" une hauteur d'eau consommée par intervalle de temps de manière que la somme des hauteurs d'eau consommées au niveau des "surfaces de transit" contenues dans un même "segment de sol" soit égale à l'eau consommée dans ce "segment de sol". L'eau consommée par jour et par "surface de transit" peut être aussi exprimée sous forme volumique : cm^3 d'eau par cm^3 de sol et par intervalle de temps.

B - CALCULS

Les calculs des teneurs en eau, de flux hydriques, des masses de soluté transférées et enfin de la composition chimique de la solution du sol sont répétés tous les intervalles de temps Δt . Ils sont menés pour une surface de base de 1 cm^2 .

1. Calculs des teneurs en eau et des flux

Dans une première étape, on calcule pour chaque "surface de transit" la nouvelle teneur en eau et le flux l'ayant traversée. On utilise à cette fin l'équation (4) proposée précédemment mais affectée d'une fonction puits S correspondant à l'eau consommée :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} - K(\theta) \right\} - S \quad (14)$$

où t est exprimé en jour (j), θ en $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, S en $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3} \cdot j^{-1}$, $D(\theta)$ en $\text{cm}^2 \cdot j^{-1}$ et $K(\theta)$ en $\text{cm} \cdot j^{-1}$.

a) Développement de l'équation (14)

On peut donner à cette équation une forme plus concrète en utilisant le développement de CRANK - NICHOLSON (1956) où les expressions différentielles sont remplacées par des rapports de petits écarts finis : ∂t devient Δt et ∂x , Δx .

Dans les expressions qui suivent, l'exposant i correspond à l'intervalle de temps : $\Delta t = t^i - t^{i-1}$, l'indice j correspond à la surface de transit :

$$\Delta x = x_j - x_{j-1}$$

Pendant un intervalle de temps Δt , la variation de la teneur en eau au niveau de la surface de transit j s'écrit alors :

$$\frac{\Delta \theta_j}{\Delta t} = \frac{\theta_j^i - \theta_j^{i-1}}{\Delta t}$$

On a :

$$\frac{\Delta \theta_j}{\Delta t} = - \frac{\Delta}{\Delta x} \{ \text{Flux résultant au niveau de la surface } j \} - S_j$$

où le flux résultant au niveau de la surface j est égal à la somme algébrique des flux échangés entre les surfaces j et $j-1$ d'une part et j et $j+1$ d'autre part.

$$\begin{aligned} \frac{\Delta \theta_j}{\Delta t} &= \frac{-\Delta}{\Delta x} \{ \text{Flux } (j \rightarrow j-1) + \text{Flux } (j \rightarrow j+1) \} \\ &= \frac{-\Delta}{\Delta x} \{ -\text{Flux } (j-1 \rightarrow j) + \text{Flux } (j \rightarrow j+1) \} \end{aligned}$$

$$\frac{-\Delta}{\Delta x} \{ -\text{Flux } (j-1 \rightarrow j) \} \text{ peut être écrit sous la forme :}$$

$$- \frac{D_{j-1/2}^{i-1/2} (\theta_j^i + \theta_j^{i-1} - \theta_{j-1}^i - \theta_{j-1}^{i-1}) - 2 GK_{j-1/2}^{i-1/2}}{2 \Delta x^2}$$

où

• $\frac{\partial}{\partial x} \{ D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \}$ est approché par l'expression

$$D_{j-1/2}^{i-1/2} \left\{ \frac{(\theta_j^i - \theta_{j-1}^i) + (\theta_j^{i-1} - \theta_{j-1}^{i-1})}{2 \Delta x^2} \right\}$$

• $\frac{\partial}{\partial x} \{ K(\theta) \}$ est approché par l'expression

$$K_{j-1/2}^{i-1/2}$$

• G est égal à $+\Delta x$ si le flux est descendant et à $-\Delta x$ si le flux est ascendant.

$D_{j-1/2}^{i-1/2}$ représente une double moyenne entre les valeurs de la diffusivité aux niveaux j et $j-1$ aux temps i et $i-1$.

On a :

$$D_{j-1/2}^{i-1/2} = \frac{1}{2} \{ D(\theta_{j-1}^{i-1/2}) + D(\theta_j^{i-1/2}) \}$$

$$\text{avec } \theta_{j-1}^{i-1/2} = \frac{1}{2} (\theta_{j-1}^i + \theta_{j-1}^{i-1})$$

$$\text{et } \theta_j^{i-1/2} = \frac{1}{2} (\theta_j^i + \theta_j^{i-1})$$

Comme on ne connaît pas encore les θ^i , on les estime par extrapolation à partir de la variation de θ entre les temps $i - 2$ et $i - 1$ (HANKS et BOWERS, 1962).

On a ainsi :

$$\theta_{j-1}^{i-1} = Y (\theta_{j-1}^{i-1} - \theta_{j-1}^{i-2}) + \theta_{j-1}^{i-1}$$

$$\text{et } \theta_j^i = Y (\theta_j^{i-1} - \theta_j^{i-2}) + \theta_j^{i-1}$$

où Y est un coefficient de pondération égal à 0,7.

$K_{j-1/2}^{i-1/2}$ se calcule suivant un procédé identique. En fait la variation de K en fonction de θ est beaucoup plus lente que celle de D . On peut se contenter de la valeur de K (θ^{i-1}) pour calculer la variation de θ durant l'intervalle de temps i . On a donc :

$$K_{j-1/2}^{i-1/2} = \frac{1}{2} \{ K (\theta_j^{i-1}) + K (\theta_{j-1}^{i-1}) \}$$

S_j^i est la consommation en eau durant l'intervalle de temps i au niveau de la surface de transit j . on a

$$S_j^i = \frac{ETP \times CF \times KP \times \Delta t}{3 \Delta x}$$

où ETP = valeur de l'ETP du jour (cm. d'eau)

CF = Crop factor pour le stade végétatif de la culture considérée

KP = proportion de racines dans le "segment de sol" contenant la surface j (en %)

Δt = intervalle de temps i (jours)

$3\Delta x$ = épaisseur du "segment du sol" (cm)

La surface de base étant de 1 cm^2 , S_j^i est exprimé en cm^3 d'eau par cm^3 de sol par intervalle de temps.

L'équation (4) prend alors la forme :

$$\frac{\theta_j^i - \theta_j^{i-1}}{\Delta t} = \frac{D_{j+1/2}^{i-1/2} (\theta_{j+1}^i + \theta_{j+1}^{i-1} - \theta_j^i - \theta_j^{i-1}) - 2 GK_{j+1/2}^{1-1}}{2 \Delta x^2} - \frac{D_{j-1/2}^{i-1/2} (\theta_j^i + \theta_j^{i-1} - \theta_{j-1}^i - \theta_{j-1}^{i-1}) - 2 GK_{j-1/2}^{1-1}}{2 \Delta x^2} - S_j \quad (15)$$

b) Résolution du système d'équations et conditions aux limites

Soit Q le nombre de surfaces de transit.

La variation de θ au niveau de chaque surface de transit est décrite par une équation du type (15). On a ainsi un système de Q équations. Ce système comporte Q + 2 inconnues : en effet, en plus de θ_j^i ($j = 1, 2, \dots, Q$), les termes θ_0 et θ_{Q+1} apparaissent dans la première et la dernière équation du système. La valeur de ces termes est fixée par les conditions aux limites suivantes :

Au niveau de la nappe phréatique

La variation de teneur en eau au niveau de la surface Q est exprimée par l'équation :

$$\frac{\Delta \theta_Q^i}{\Delta t} = \frac{-\Delta}{\Delta x} \{ - \text{Flux} (Q - 1 \rightarrow Q) + \text{Flux} (Q \rightarrow Q + 1) \}$$

Il est impossible d'exprimer mathématiquement le flux entre les surfaces Q et Q + 1. En effet, le sol étant saturé d'eau, $D(\theta)$ n'est pas défini. Mais on peut écrire ce flux entre les surfaces Q - 1 et Q. On admet avec DUTT, SHAFFER et MOORE (1972) que la teneur en eau au niveau de la surface Q ne varie pas durant un intervalle de temps.

On a alors $\frac{\Delta \theta_Q^i}{\Delta t} = 0$, condition qui n'est réalisée que s'il sort de la surface Q un flux identique à celui qui l'atteint. Le flux entre les surfaces Q et Q + 1 est alors défini par son égalité avec le flux entre les surfaces Q - 1 et Q.

En surface

1) S'il existe de l'eau à infiltrer, la surface 1 est soumise à une charge d'eau dont l'équation générale de la forme (4) ne rend pas compte. Dans ce cas aussi

on admet que $\frac{\Delta \theta_1^i}{\Delta t} = 0$ et que θ_1 est égal à la valeur maximum observée *in situ*

lors des apports d'eau. A cette valeur de θ correspond la valeur maximum de $K(\theta)$ observée sur le terrain dans le cas d'une charge d'eau.

2) S'il n'y a pas d'eau à infiltrer, on considère que la surface 1 est une surface évaporatoire. Il existe un flux ascendant induit par l'évaporation de surface. On admet que ce flux est constant (Steady state) et égal à $-R$ (R positif).

On aura donc :

$$\frac{\Delta\theta_1^i}{\Delta t} = \frac{-\Delta \{-R + \text{Flux (1}\rightarrow\text{2)}\}}{\Delta x}$$

c) Calcul des θ_j et expression des flux

La résolution du système d'équations précédent permet de déterminer les valeurs de θ_j^i à partir des θ_j^{i-1} . On peut alors calculer les flux et les hauteurs d'eau qui ont traversé chaque surface de transit.

- Le flux ascendant provenant de la surface $j + 1$ pour atteindre la surface j s'écrit :

$$F = K_{j+1/2}^{i-1} - D_{j+1/2}^{i-1/2} (\theta_{j+1}^i + \theta_{j+1}^{i-1} - \theta_j^i - \theta_j^{i-1}) / 2\Delta x$$

- et la hauteur d'eau fluée correspondante est :

$$HF = F.\Delta t$$

2. Flux de solutés

La deuxième étape consiste à exprimer les masses de soluté ayant migré d'un "segment de sol" à l'autre et calculer les nouvelles concentrations dans la solution de chaque "segment de sol". Ces calculs utilisés par DUTT et al. (1972) reposent sur la théorie des "Cellules de Mélange" de LEEDS (1966).

a) Transformation des données initiales

Après résolution du système on connaît :

- les teneurs en eau à la fin de l'intervalle de temps précédent (θ_j^{i-1}) ,
- les teneurs en eau à la fin de l'intervalle de temps actuel (θ_j^i) ,

- la composition chimique de la solution de chaque "segment de sol" à la fin de l'intervalle de temps précédent : CONC (JJ,J) exprimée en moles/litre pour chaque espèce J en solution.

- les flux hydriques ayant traversé chaque "surface de transit".

D'après les conventions adoptées pour l'épaisseur des segments de sol, un "segment de sol" inclut 4 "surfaces de transit" (Fig. 40). Le volume d'eau contenu dans le segment JJ s'obtient simplement en faisant une moyenne pondérée des teneurs en eau au niveau des 4 surfaces. La teneur en eau globale du segment JJ sera :

$$\theta_{JJ} = \frac{2,5 \theta_j + 5 \theta_{j+1} + 5 \theta_{j+2} + 2,5 \theta_{j+3}}{15}$$

et son contenu en eau : $\theta_{JJ} \times 15 \text{ cm}^3$ (pour une surface de base de 1 cm^2).

- On calcule de cette manière le contenu en eau initial : ORMOIS (JJ) et final : SEGVOL (JJ) du segment JJ puis le contenu en soluté de chaque segment de sol = CONC (JJ,J) x ORMOIS (JJ) x 10^{-3} .

- Le volume d'eau échangé à la limite supérieure du segment JJ est calculé en faisant la moyenne des volumes ayant flué à travers les deux "surfaces de transit" les plus proches de sa limite supérieure. Si ces volumes sont SF (J) et SF (J+1) on aura :

$$\text{MOISIN (JJ)} = \frac{1}{2} (\text{SF (J)} + \text{SF (J+1)})$$

Le volume échangé à la limite inférieure du segment JJ est défini par MOISOUT (JJ) = MOISIN (JJ+1).

b) Principe du calcul

Le calcul permettant d'apprécier les masses de soluté transférées et les nouvelles concentrations repose sur le postulat initial que durant un intervalle de temps Δt les solutions fluent sans se mélanger, et que les solutés migrent librement avec le solvant.

L'on peut calculer pour chaque segment JJ deux coefficients de transfert exprimant l'un la proportion de solution de sol du segment JJ ayant migré vers un segment de sol voisin et l'autre la proportion de solution de sol de l'autre segment voisin ayant pénétré dans le segment JJ.

L'expression des flux est algébrique : les termes MOISIN et MOISOUT sont affectés d'un signe. Par convention, si MOISIN (JJ) est positif, les flux

sont descendants. On aura alors à la limite supérieure du segment JJ : $COEFFIN = MOISIN (JJ) / ORMOIS (JJ-1)$ et à sa limite inférieure : $COEFOUT = MOISOUT (JJ) / ORMOIS (JJ)$.

En multipliant la masse de chaque soluté contenue au début de l'intervalle de temps dans le segment JJ-1 par COEFIN, on détermine les quantités acquises par le segment JJ. En multipliant le contenu initial du segment JJ par COEFOUT on calcule les quantités perdues par le segment JJ.

La somme de ces deux quantités représente pour chaque espèce le bilan de masse dans le segment JJ à la fin de l'intervalle de temps.

On peut alors calculer les nouvelles molalités totales en multipliant la nouvelle masse de chaque espèce par le nouveau contenu en eau SEGVOL (JJ). Ces calculs sont répétés pour tous les "segments du sol" correspondant au sol proprement dit : JJ = 2, QQ.

c) Conditions aux limites

Le segment QQ + 1 correspond à la nappe phréatique. On a admis ici avec CHEVERRY (1972) que la composition chimique de la partie supérieure de la nappe était suffisamment voisine de celle de la solution du sol immédiatement au-dessus pour lui être identifiée. Pour tenir compte de la masse importante d'eau représentée par la nappe, on a attribué arbitrairement au segment QQ + 1 la teneur en eau maximum : $1 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$.

En surface, le segment 1 ne contient de l'eau que les jours d'apport d'eau. Dans ce cas, $MOISIN (2) = SF (1)$ est positif. Sinon $MOISIN (2)$ est toujours nul, sauf dans le cas où il y a évaporation en surface. $MOISIN (2) = SF (1)$ est alors négatif et égal à la valeur de l'évaporation réelle. En réalité, on a vu que l'évaporation se produisait à une certaine profondeur dans le sol. Il a paru plus simple, pour rendre compte de ce phénomène, d'attribuer au sol une distribution de racines arbitraire telle que la consommation en eau soit particulièrement élevée au-dessus de 45 cm de profondeur. Ce procédé a pour effet de simuler un assèchement rapide de la partie supérieure du profil, qui ne devient plus conductrice pour l'eau, et la concentration de la solution du sol entre 45 et 60 cm de profondeur.

C - LES PROGRAMMES DE CALCUL

1. Le programme "TRANSFERTS DE SOLUTES DANS LE SOL"

Les calculs permettant d'analyser les variations de teneur en eau et le transfert des solutés dans le sol ne présentent pas de difficulté théorique mais sont complexes et longs. Ils se prêtent à l'utilisation de l'ordinateur.

Un programme de calcul a donc été construit à partir de MOISTURE FLOW PROGRAM de DUTT, SHAFFER et MOORE (1972).

Le programme principal (Fig. 41) est constitué d'une grande boucle correspondant à un Δt . Elle contient deux boucles de calcul :

- la boucle "surfaces de transit" où sont calculées les nouvelles teneurs en eau et les volumes d'eau ayant flué à travers chaque surface de transit.
- la boucle "segment de sol" où sont analysés les transferts d'éléments en solution et sont calculées en nouvelles molalités totales de la solution du sol de chaque segment.
- la boucle Δt est répétée autant de fois qu'on le désire dans la limite d'une année (365 jours).

Il est prévu d'imprimer tous les jours divers paramètres de contrôle les nouvelles teneurs en eau et les nouvelles concentrations.

Trois sous-programmes sont appelés durant les calculs :

- le sous-programme THEDATE permet de donner la date de calendrier de tout jour du run repéré à partir du jour START.
- le sous-programme CONSOM calcule la consommation en eau journalière par strate de 15 cm d'épaisseur de sol selon les cultures et les friches pour tous les jours de l'année.
- le sous-programme LECON repère le jour du run dans le tableau calculé par CONSOM et transforme la consommation en eau lue en consommation par strate de 5 cm .

Enfin, trois fonctions particulières sont introduites :

- JOUR fait correspondre à toute date du calendrier le jour correspondant du run. Elle est utilisée pour identifier les jours d'apport d'eau et les jours de variation du niveau de la nappe.

-CONDUCT et DIFFUSE permettent de calculer les valeurs de la conductivité hydraulique et de la diffusivité en fonction de la teneur en eau et des constantes caractéristiques du sol étudié.

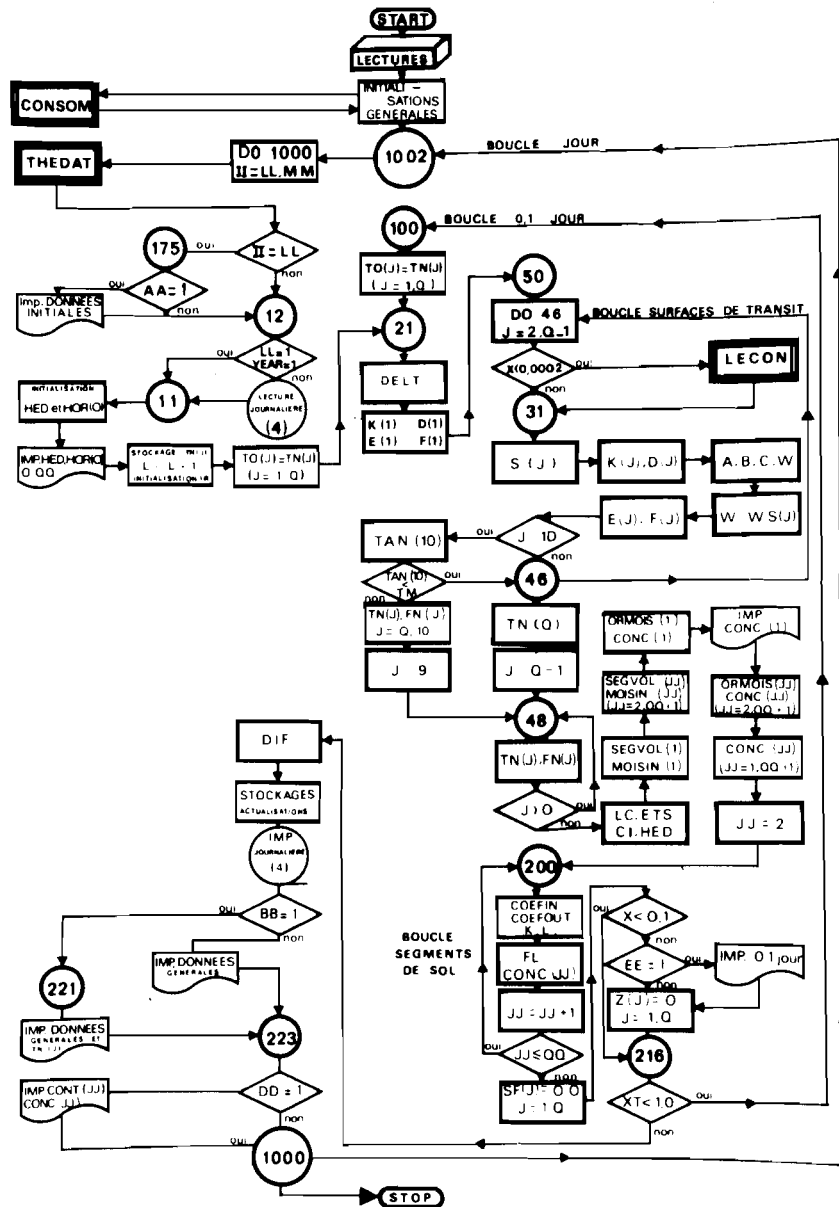


Fig. 41 — PROGRAMME TRANSFERTS DE SOLUTES DANS LE SOL. ORGANIGRAMME SIMPLIFIE.

2. Les programmes de calcul de l'équilibre salin du sol

Les molalités calculées pour chaque "segment de sol" sont les molalités totales d'une solution non en équilibre avec les autres phases d'un système dont on connaît alors tous les composants. Toutes les réactions tendant à son équilibre peuvent être décrites en appliquant les principes de neutralité électrique et de conservation de masse ainsi que la loi d'action de masse.

Le produit de solubilité d'un minéral, la constante d'équilibre d'un échange sont exprimés en fonction de l'activité des ions de référence. Par conséquent, avant tout calcul, il est nécessaire de connaître la distribution des différentes espèces en solution et leur activité. On peut alors étudier successivement toutes les réactions d'équilibre.

Chaque fois qu'à la suite d'une précipitation ou dissolution ou d'un échange avec le complexe, la molalité d'une espèce est modifiée, la force ionique de la solution varie et il est nécessaire de recalculer les activités de toutes les espèces en solution.

En réalité, bien qu'elles soient envisagées successivement, toutes les réactions tendant à l'équilibre du système sont simultanées. Il faut donc aussi recalculer tous les équilibres.

Le calcul, très complexe, est cependant possible en procédant par itérations successives convergentes. Pratiquement il ne peut être conduit qu'à l'aide de l'ordinateur.

La base théorique de ce calcul, le principe de son déroulement et les programmes permettant de le réaliser ont été détaillés par FRITZ (1975) et présenté plus récemment par DROUBI et *al.* (1976a) et DROUBI (1976) : programmes EQUIL et DISSOL, versions transformées du programme PATHCALC de HELGESON (1968) et HELGESON et *al.* (1969).

3. Généralisation des calculs

Les résultats obtenus à la fin de l'intervalle de temps Δt : teneurs en eau, composition chimique et minéralogique de chaque segment de sol constituent les données initiales pour l'intervalle de temps suivant.

Les calculs peuvent ainsi être reconduits d'intervalle de temps en intervalle de temps, les conditions aux limites permettant la prise en compte des différents événements de l'année agro-climatique : variation du niveau de la nappe, pluies et irrigations, succession des stades végétatifs et des friches, variation de l'ETP.

On a là le moyen de rendre compte au jour le jour de la salinité des sols des polders. On peut suivre pas à pas son évolution et aussi son effet sur le sol lui-même puisque l'on sait faire intervenir le Na échangeable dans l'expression de la conductivité hydraulique des horizons de surface.

Les données de base sont relativement peu nombreuses : une observation détaillée du sol permet la détermination de Δx et des "segments de sol". Les caractéristiques hydriques et chimiques des différents horizons doivent être précisées : teneur en eau à la Saturation et au Point de Flétrissement, Capacité de Rétention, Conductivité hydraulique et Diffusivité, composition minéralogique et composition de la solution du sol, teneur en CO_2 . Enfin il est nécessaire de connaître quelques éléments du milieu naturel : niveau de la nappe phréatique et sa composition chimique, pluies, ETP. Dans le cas de l'agriculture enfin quelques données supplémentaires viennent s'ajouter : dates d'irrigation, hauteur d'eau apportée et composition chimique, ETR des cultures.

L'ensemble des données initiales et le déroulement répétitif des calculs constitue un modèle de simulation mathématique pour les sols des polders de Bol.

CONCLUSIONS GENERALES

L'accumulation des études sur les sols des polders du lac Tchad au cours des quinze dernières années et les observations effectuées récemment montrent que ces sols, d'un potentiel agronomique très élevé, ont un contenu salin qui évolue très rapidement.

1) Développés dans un matériau très argileux, gonflant et doué d'une grande affinité pour l'eau, ils sont paradoxalement très perméables dans les niveaux supérieurs. L'horizon profond, vigoureusement structuré en colonnes prismatiques est compact, mais les fissures verticales séparant les colonnes permettent aux eaux d'infiltration de ruisseler rapidement jusqu'à la nappe phréatique peu profonde. Les colonnes elles-mêmes, dont le contenu en eau reste toujours voisin de la capacité de rétention, possèdent une bonne conductivité hydraulique. Enfin un apport d'eau en surface provoque immédiatement une redistribution des sels ou leur lessivage vers la nappe.

2) Ces particularités du comportement hydrique des sols des polders permettent à la fois un rapide renouvellement des eaux du sol à partir de la nappe et une évaporation intense au sein même du sol. Il en résulte une accumulation saline dont la nature ou l'importance peut varier dans des délais très courts. De tels sols ne peuvent être enfermés dans les limites d'une carte pédologique et l'incertitude qui pèse sur leur évolution est un handicap sérieux pour leur mise en valeur. Mais il est possible de reproduire à l'aide d'un modèle mathématique les deux processus essentiels de cette évolution : mouvements de l'eau et équilibre thermodynamique du système.

3) Les teneurs en eau volumiques (θ^*) d'un sol gonflant sont mesurées à partir des teneurs en eau pondérales w . On définit pour cela une densité apparente, variable selon la teneur en eau, dont on détermine la loi de variation. On a ainsi la relation :

$$\theta^* = 0,153 w^3 - 0,663 w^2 + 1,15 w$$

La variation du gonflement du sol G , défini comme l'augmentation de volume d'un échantillon rapporté à son volume sec, a été calculée en fonction de la teneur en eau pondérale w .

$$G = \frac{0,663 w - 0,153 w^2}{1,15 + 0,153 w^2 - 0,663 w}$$

4) Si l'on utilise la variable θ^* , l'équation de continuité peut être employée pour décrire la variation de teneur en eau en fonction du temps et ceci en tout point du sol. La conductivité hydraulique du sol et la diffusivité intervenant dans cette équation, ont été mesurées au moyen d'une expérimentation simple. Ces fonctions atteignent des valeurs très élevées pour des teneurs en eau voisines de la saturation.

- Pour des sols argileux comme ceux des polders, il s'avère que θ^* n'est pas la variable la mieux adaptée pour décrire les variations de la conductivité hydraulique et de la diffusivité. La succion (Ψ) mesurable *in situ* grâce à un dispositif tensiométrique, paraît plus appropriée : sa mesure est précise et sa variation est élevée pour une faible modification de la teneur en eau.

- L'effet du sodium échangeable sur la conductivité hydraulique du niveau superficiel n'est critique que pour Na/T voisin de 30 %. Il est possible de faire figurer le terme Na/T dans l'expression de la conductivité hydraulique. Ceci permet alors dans les calculs de simulation, de tenir compte de la détérioration de la structure du sol par alcalinisation. Pour $\theta^* \leq 0,42 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ on a l'expression

$$K = 0,0179 (Na/T)^{-3,314} \left(\frac{\theta^*}{\theta^*_{sat}} \right)^{13,6088}$$

5) L'équilibre thermodynamique du système complexe formé par le sol, la solution du sol et l'atmosphère du sol est réalisé grâce à des réactions chimiques où interviennent les constantes de dissociation, de solubilité et d'échange. La pression partielle de gaz carbonique dans le sol est un élément essentiel des équilibres des minéraux carbonatés.

- La pression partielle de CO_2 a été mesurée *in situ*. Voisine de 10^{-2} atm. en surface elle peut atteindre 10^{-1} atm. dans les horizons profonds.

- Le calcaire déposé au sommet des niveaux structurés en colonnettes (niveau de carbonatation ancienne) contient 11 % de magnésium. Son produit de solubilité est légèrement plus faible que celui de la calcite pure :
 $K_{ps} = 10^{9,47}$.

- Il est avantageux de caractériser les eaux d'irrigation par l'indice SAR* calculé à partir des activités des ions libres, car cet indice tient compte de l'effet des anions sur l'échangeabilité des ions en solution. La relation générale liant le SAR* des eaux de surface et de la nappe des polders au EFR des sols est : $EFR = 0,0121 SAR^* - 0,0029$.

- Le coefficient de sélectivité réglant l'échange de Na avec Ca et Mg a été mesuré pour les eaux et les sols des polders. Sa valeur, 6,83, est voisine des valeurs proposées pour des sols à montmorillonite de Californie.

6) Finalement, les différents paramètres déterminés pour les polders de Bol permettent d'écrire un programme de calcul simulant les mouvements de l'eau et des solutés dans le sol et la mise en équilibre du sol à la suite de ces mouvements. Ce programme où interviennent les données climatiques moyennes de la région et les différents facteurs relatifs à l'exploitation agronomique, permet de prédire quelle sera la salure du sol au terme d'une ou plusieurs années de culture.

BIBLIOGRAPHIE

- ARYA L.M., FARREL D.A. et BLAKE G.R. (1975) - A field study of soil water depletion patterns in presence of growing soybean roots : I. Determination of hydraulic properties of the soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 39, p. 424-430.
- AUDRY P., COMBAU A., HUMBEL F.X., ROOSE E. et VIZIER J.F. (1973) - Bulletin du groupe de travail sur la dynamique actuelle des sols. N° 2, ORSTOM Paris, multigr.
- BABCOK K.L. et SCHULZ R.K. (1963) - Effect of anions on the sodium - calcium exchange in soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 27, p. 630-632.
- BAR ON P. et SHAINBERG J. (1970) - Hydrolysis and decomposition of Na - Montmorillonite in distilled water. *Soil Sci.*, 109, p. 241-246.
- BARSHAD I. (1951) - Cation exchange in soils. I. Ammonium fixation and its relation to potassium fixation and to determination of exchange capacity. *Soil Sci.*, 72, p. 361-371.
- BARSHAD I. (1954) - Cation exchange in micaceous minerals. I. Replaceability of the interlayer cations of vermiculite with ammonium and potassium ions. *Soil Sci.*, 77, p. 463-472.
- BOURRIE G. (1976) - Relations entre le pH, l'alcalinité, le pouvoir tampon et les équilibres de CO₂ dans les eaux naturelles. *Science du sol*, 3, p. 141-159.
- BOWER C.A. (1959) - Cation exchange equilibria in soils affected by sodium salts. *Soil Sci.* 88, p. 32-35.
- BOWER C.A. (1963) et MAASLAND M. (1963) - Sodium hazard of Punjab waters. *West Pakistan Engineering Congress. Proc.* p. 49-61.
- BOWER C.A., WILCOX L.V., AKIN G.W. et KEYES M.G. (1965) - An index of the tendency of CaCO₃ to precipitate from irrigation waters. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 29, p. 91-92.
- BOWER C.A. et WILCOX L.V. (1965) - Precipitation and solution of calcium carbonate in irrigation operations. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 29, p. 93-94.
- BOWER C.A., OGATA G. et TUCKER J.M. (1968) - Sodium hazard of irrigation waters as influenced by leaching fraction and by precipitation or solution of calcium carbonate. *Soil Sci.*, 106, p. 21-34.
- BRIDGE G.J. et TUNNY J. (1973) - The effect of gypsum treatment on the swelling of natural clods of a clay soil. *Soil Sci.*, 114, p. 414-419.
- CHAMINADE R. (1936) - La rétrogradation du potassium dans les sols. *Ann. Agron.*, 6, p. 818-830.

- CHEVERRY Cl. (1965) - Essai de caractérisation des sols des polders de Bol. ORSTOM, Fort-Lamy, 120 p., multigr.
- CHEVERRY Cl. (1966) - Etude préliminaire des processus d'hydromorphie et d'halomorphie dans les sols des polders de la région de Bol. *Cah. ORSTOM, ser. Pédol.* IV, p. 63-96.
- CHEVERRY Cl. (1967) - Note sur la fertilité des sols des polders de Bol après dix années de mise en culture. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, V, p. 117-135.
- CHEVERRY Cl. (1968)a - Rôle original de la pédogénèse sur la nature et le mode de l'accumulation saline dans certains milieux confinés en région subaride. *Science du sol*, 2, p. 33-53.
- CHEVERRY Cl. (1968)b - Commentaires sur la pédogénèse actuelle des sols jeunes des polders de Bol du point de vue de l'halomorphie. ORSTOM, Fort-Lamy, 12 p., multigr.
- CHEVERRY Cl. (1969)a - Salinisation et alcalinisation des sols des polders de Bol. Conséquences sur la fertilité et l'aptitude à l'irrigation de ces sols. ORSTOM., Fort-Lamy, 110 p., multigr.
- CHEVERRY Cl. (1969)b - La genèse des sols salés à alcalis dans les polders des rives nord-est du lac Tchad. *Agrokém. ès Taljtan*, T. 18, suppl., p. 238-242.
- CHEVERRY Cl. (1969)c - Les premières étapes de la poldérisation sur les bordures nord-est du lac Tchad. ORSTOM, Fort-Lamy, 38 p. multigr.
- CHEVERRY Cl. et SAYOL R. (1971) - Etude des sols des deux polders de Bol-Guini et Bol-Berim dans leurs relations avec la nappe phréatique sous-jacente. ORSTOM, Fort-Lamy, 106 p., multigr.
- CHEVERRY Cl., FROMAGET M. et BOCQUIER G. (1972) - Quelques aspects micromorphologiques de la pédogénèse des sols des polders conquis sur le lac Tchad. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, X, p. 373-387.
- CHEVERRY Cl. (1972) - Exemple d'application des travaux de l'"U.S. Salinity Laboratory" 1963-1968 sur l'alcalinisation de sols soumis à l'action d'eaux bicarbonatées. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, X, p. 193-203.
- CHEVERRY Cl. (1974) - Contribution à l'étude pédologique des polders du lac Tchad. Dynamique des sols en milieu continental subaride dans les sédiments argileux et organiques. Thèse Sci. Strasbourg, ORSTOM, 275 p. multigr.
- COLEMAN N.T. et LEROUX F.H. (1965) - Ion - exchange displacement of cesium from soil vermiculite. *Soil Sci.*, 99, p. 243-250.
- CRANK J. (1956) - Mathematics of diffusion. Oxford University Press, London.
- DE WIEST R.J.M. (1969) - Flow through porous media. Academic Press. New-York and London, 530 p.
- DIELEMAN P.J. et DE RIDDER N.A. (1963) - Studies of salt and water movement in the Bol-Guini Polder, Chad Republic. *J. Hydrol.*, 1, p. 311-343.
- DROUBI A. (1976) - Géochimie des sels et des solutions concentrées par évaporation. Modèle thermodynamique de simulation. Application aux sols salés du Tchad. Thèse Doct. Ing. Strasbourg et Mém. Sci. Géol., 46, 177 p.

- DROUBI A., FRITZ B. et TARDY Y. (1976)a - Equilibres entre minéraux et solutions. Programmes de calcul appliqué à la prédiction de la salure des sols et des doses optimales d'irrigation. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XIV, p. 13-38.
- DROUBI A., CHEVERRY C.I. FRITZ B. et TARDY Y. (1976)b - Géochimie des eaux et des sels dans les sols des polders du lac Tchad : application d'un modèle thermodynamique de simulation de l'évaporation. *Chemical Geology*, 17, p. 165-177.
- DUPONT B. et FRAQUET P. (1972) - Etude bathymétrique et sédimentologique d'un bras du lac Tchad (Yakoua - Mandi). Centre ORSTOM de Fort-Lamy, 49 p. multigr.
- DUTT G.R. et DONEEN L.D. (1963) - Predicting the solute composition of the saturation extract from soil undergoing salinization. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 27, p. 627-630.
- DUTT G.R., SHAFFER M.J. et MOORE W.J. (1972) - Computer simulation model of dynamic bio-physicochemical processes in soils. University of Arizona, Tucson. *Technical Bulletin*, 196.
- DUTT G.R., TERKELTOUB R.W. et RAUSCHKOLS R.S. (1972) - Prediction of gypsum and leaching requirements for sodium affected soils. *Soil Sci.*, 114, p. 93-104.
- FARRELL D.A., GREACEN E.L. et GURR C.G. (1966) - Vapor transfer in soil due to air turbulence. *Soil Sci.*, 102, p. 305-313.
- FEODOROFF A. et GALULA E. (1973) - Conductivité hydrique d'un sol non saturé. *Science du sol*, 3, p. 163-175.
- FINK O.H. et THOMAS G.W. (1964) - X ray studies of crystalline swelling in montmorillonites. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 28, p. 747-750.
- FRITZ B. (1975) - Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions. Application à la géochimie des altérations et des eaux continentales. Thèse Doct. Ing. Strasbourg et *Mém. Sci. Géol.*, 41, 152 p.
- FUKUDA H. (1955) - Air and vapor movement in soil due to wind gustiness. *Soil Sci.*, 79, p. 249-256.
- GAC J.Y., DROUBI A., FRITZ A. et TARDY Y. (1977) - Geochemical behaviour of silica and magnesium during the evaporation of waters in Chad. *Chemical Geology*, 19, p. 215-228.
- GAPON E.N. (1933) - Theory of exchange adsorption in soils. *J. Gen. Chem. (URSS)*, 19, p. 114-158.
- GARDNER W.R. (1970) - Field measurement of soil water diffusivity. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 34, p. 832-833.
- GARRELS R.M. et CHRIST C.L. (1967) - Equilibre des minéraux et de leurs solutions aqueuses. Gauthier Villars, Paris, 335 p.
- GAST R.G. (1972) - Alkali metal cation exchange on chambers montmorillonite. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 36, p. 14-19.

- GRAS F., 1974 - Application d'une méthode expérimentale à la détermination du pH et de la solubilité du carbonate de calcium dans les sols calcaires. *Sciences du sol*, 1, p. 33-48.
- GUICHARD E., BOUTEYRE G. et LEPOUTRE B. (1959) - Etude pédologique des polders de Bol et Bol Guini. ORSTOM-CRT, Fort-Lamy, 72 p. multigr.
- HANKS R.J. et WOODRUFF N.P. (1958) - Influence of wind on water vapor transfer through soil, gravel, and straw mulches. *Soil Sci.*, 86, 160-165.
- HANKS R.J. et BOWERS S.A. (1962) - Numerical solution of the moisture flow equation for infiltration into layered soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 26, p. 530-534.
- HANKS R.J., KLUTE A. et BRESLER F. (1969) - A numeric method for estimating infiltration, redistribution, drainage and evaporation of water from soil. *Water Resources Res.*, 5, p. 1064-1069.
- HELFFERICH F. (1962) - Ion exchange. Mc Graw Hill Series in Advanced Chemistry. N.Y. 624 p.
- HELGESON H.C. (1968) - Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions. I. Thermodynamic relations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, p. 853-877.
- HELGESON H.C., GARRELS R.M. et MACKENZIE F.T. (1969) - Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions. II. Applications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33, p. 455-481.
- HELGESON H.C. (1969) - Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *Amer. J. Sci.*, 26, p. 729-804.
- HILLEL D. (1971) - Soil and water. Physical principles and processes. Academic Press New-York, San Francisco, London, 288 p.
- KEMPER W.O., MAASLAND D.E.L. et PORTER L.K. (1964) - Mobility of water adjacent to mineral surfaces. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 28, p. 164-167.
- KERR H.W. (1928) - The nature of base exchange and soil acidity. *J. Amer. Soc. Agron.* 20, p. 309-335.
- KRISHNAMOORTY C., DAVIS L.E. et OVERSTREET R. (1969) - Hydraulic conductivity related to porosity and swelling of soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 33, p. 3-11.
- LANGELIER W.F. (1936) - The analytical control of anticorrosion water treatment. *J. Amer. Water Works Ass.*, 28, p. 1500-1521.
- LAUDELOUT H., VAN BLADEL R., BOLT G.H. et PAGE A.L. (1968) - Thermodynamics of heterovalent cation exchange reactions in a montmorillonite clay. *Trans. Faraday Soc.*, 64, p. 1477-1488.
- LEEDS J.V. Jr (1966) - Mathematics of stream and estuary problems. *Water technology*, 52, p. 93-106.
- LONGENECKER D.E. (1960) - Influence of soluble anions on some physical and physico-chemical properties of soils. *Soil Sci.*, 90, p. 185-191.

- Mc NEAL B.L. et COLEMAN N.T. (1966) - Effect of solution composition on hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 30, p. 308-312.
- Mc NEAL B.L., NORWELL W.A. et COLEMAN N.T. (1966) - Effect of solution composition on the swelling of extracted soil clays. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 30, p. 313-317.
- MATHIEU Ph. (1976) - Evolution géologique récente du Bassin du Tchad. Note technique n° 12, ORSTOM, N'Djaména, 12 p. multigr.
- MUNNS D.N. (1976) - Heterovalent cation exchange equilibria in soils with variable and heterogeneous charge. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 40, p. 841-845.
- NIELSEN D.R., BIGGAR J.W. et COREY J.C. (1972) - Application of flow theory to field situations. *Soil Sci.*, 113, p. 254-263.
- NIELSEN D.R., BIGGAR J.W. et ERH K.T. (1973) - Spatial variability of field measured soil-water properties. *Hilgardia*, 42, p. 215-259.
- OGATA et RICHARDS L.A. (1957) - Water content changes following irrigation of bare-field soil that is protected from evaporation. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 21, p. 355-356.
- PALIWAL K.V. et GANDHI A.P. (1976) - Effect of salinity, SAR, Ca : Mg Ratio in irrigation water, and soil texture on the predictability of exchangeable sodium percentage. *Soil Sci.*, 122, p. 85-90.
- PHILIP J.R. (1970) - Hydrostatics in swelling soils and soil suspensions : unification of concepts. *Soil Sci.*, 109, p. 294-298.
- PIAS J. et BARBERY J. (1960) - Evolution de la salinité dans les polders de Bol Guini entre 1959 et 1960. ORSTOM-CRT, Fort-Lamy, 110 p. multigr.
- PIAS J. et BARBERY J. (1961) - Evolution de la salinité dans le polder de Bol Guini. 1961. ORSTOM-CRT, Fort-Lamy, 48 p. multigr.
- PIAS J. et SABATIER J. (1964) - Etude des variations des taux de matière organique, d'azote et de salinité dans les polders du lac Tchad. 1962. ORSTOM, Fort-Lamy, 144 p. multigr.
- RAO T.S., PAGE A.L. et COLEMAN M.T. (1968) - The influence of ionic strength and ion-pair formation between alkaline-earth metals and sulfate on Na - divalent cation exchange equilibria. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 32, p. 639-643.
- RHOADES J.D. (1967) - Cation exchange reaction of soil and specimen vermiculites. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 31, p. 361-365.
- RHOADES J.D. (1968) - Mineral weathering correction for estimating the sodium hazard of irrigation waters. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 32, p. 648-652.
- RHOADES J.D. (1968) - Leaching requirement for exchangeable sodium control. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 32, p. 652-656.
- RHOADES J.D., KRUEGER D.B. et REED M.J. (1968) - The effect of soil-mineral weathering on the sodium hazard of irrigation waters. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 32, p. 643-647.

- RHOADES J.D. et INGVALSON R.D. (1969) - Macroscopic swelling and hydraulic conductivity properties of four vermiculite soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 33, p. 364-369.
- RICHARDS L.A. (1931) - Capillary conduction of liquids in porous mediums. *Physics*, 1, p. 318-333.
- RICHARDS L.A. (1953) - Proc. Intern. Symp. Desert Res. Jerusalem. Israël 1952. p. 523-546. Res. Council of Israël. Jerusalem.
- RICHARDS L.A. et al. (1954) - (U.S. Salinity Laboratory staff). Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. *USDA - Agriculture handbokk*, n° 60.
- RIEU M. et CHEVERRY Cl. (1976) - Mise au point bibliographique sur quelques recherches récentes en matière de sols salés. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, XIV, p. 39-61.
- ROCHE M.A. (1970) - Evaluation des pertes du Lac Tchad par abandon superficiel et infiltrations marginales. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, II, p. 67-80.
- ROCHE M.A. (1973) - Traçage naturel et isotopique des eaux du système hydrologique du Lac Tchad. Thèse sc. nat. Paris VI, ORSTOM, 398 p. multigr.
- ROYER J.M. et VACHAUD G. (1974) - Détermination directe de l'évaporation et de l'infiltration par mesure des teneurs en eau et succions. *Hydrological Sci. Bul.*, 19, p. 319-336.
- RUELLAN A. et DELETANG J. (1967) - Les phénomènes d'échange de cations dans les sols. Initiations. Documentations Techniques n° 5. ORSTOM Paris, 123 p.
- SCHACHTSCHABEL P. (1940) - Untersuchungen über die sorption der tonmineralien und organischen bodenkolloide. *Kolloid Beihefte*, 51, p. 199-276.
- SCHNEIDER J.L. (1967) - Relations entre le lac Tchad et la nappe phréatique (République du Tchad). Extrait de la publication n° 70 de l'A.I.H.S., Symposium de Garde, p. 122-131.
- SERVANT M. (1973) - Séquences continentales et variations climatiques : évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. Thèse Sc. Nat. Paris VI, ORSTOM, 348 p. multigr.
- SINANUWONG S. et EL-SWAIFY S.A. (1974) - Predicting exchangeable sodium ratios in irrigated tropical vertisols. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 38, p. 732-737.
- SHAINBERG I., BRESLER E. et KLAUSHER Y. (1971) - Studies on Na/Ca montmorillonite systems. I. The swelling pressure. *Soil Sci.*, 111, p. 214-219.
- SHAINBERG I. et CAISERMAN A. (1971) - Studies on Na/Ca montmorillonite systems II. The hydraulic conductivity. *Soil Sci.*, 111, p. 273-281.
- SMILES D.E. et ROSENTHAL MARGARET J. (1968) - The movement of water in swelling materials. *Aust. J. Soil. Res.*, 6, p. 237-248.
- SMILES D.E. (1974) - Infiltration into a swelling material. *Soil Sci.*, 117, p. 140-147.

- SMILES D.E. (1976) - On the validity of the theory of flow in saturated swelling materials. *Aust. J. Soil Res.*, 14, p. 389-395.
- STAPLE W.J. (1969) - Comparison of computed and measured moisture redistribution following infiltration. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 33, p. 840-847.
- STUMM W. et MORGAN J.J. (1970) - Aquatic Chemistry, Wiley Interscience, New-York, 583 p.
- TANJI K.K., DUTT G.R., PAUL L.D. et DONEEN L.D. (1967) - Quality of percolating water. II. A computer method for predicting salt concentrations in soils at variable moisture contents. *Hilgardia*, 38, p. 307-318.
- TARDY Y. et GARRELS R. (1976) - Prediction of Gibbs energies of formation I. Relationships among Gibbs energies of formation of hydroxydes, oxydes and aqueous ions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, p. 1051-1056.
- TOUCHEBEUF DE LUSSIGNY P. (1969) - Monographie hydrologique du lac Tchad. Serv. Hydrol. ORSTOM, 163 p. multigr.
- VACHAUD G. (1967) - Determination of the hydraulic conductivity of unsaturated soils from an analysis of transient flow data. *Water Resour. Res.*, 3, p. 697-705.
- VACHAUD G. et THONY J.L. (1971) - Hysteresis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents. *Water Resour. Res.*, 7, p. 111-127.
- VAN BREEMEN N. et WIELEMAKER W.G. (1974) - Buffer intensities and equilibrium pH of minerals and soils, I - II. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 38, p. 55-66.
- VANSELOW A.P. (1932) - Equilibria of the base exchange reactions of bentonites, permutites, soil colloïdes, and zeolites. *Soil Sci.*, 33, p. 95-113.
- WITHNEY R.S. et GARNER R.C. (1943) - The effect of carbon dioxide on soil reaction. *Soil Sci.*, 55, p. 127-141.
- WIKLANDER L. et GIESERKING J.E. (1948) - Exchangeability of adsorbed cations as influenced by the degree of saturation and the nature of the complementary ions with special reference to trace concentrations. *Soil. Sci.*, 66, p. 377-384.
- WILCOX L.V., BLAIR Y. et BOWER C.A. (1954) - Effect of bicarbonate on suitability of water for irrigation. *Soil Sci.*, 77, p. 259-266.

LISTE DES FIGURES

	page	
1 - Les polders de la rive nord-est du lac Tchad.	2	
2 - Polders de Bol	3	
3 - Variabilité du contenu en sel des sols. Emplacement P ₂	17	
4 - Variabilité du contenu en sel des sols. Emplacement Q ₃	17	
5 - Le profil MATAFO. Caractères essentiels exprimés en moles par litre de solution du sol pour l'état hydrique correspondant.	20	
6 - Teneur en eau du sol nu non irrigué	29	
7 - Teneur en eau du sol cultivé et irrigué (300 mm/semaine)	29	
8 - Teneur en eau du sol cultivé et irrigué (100 mm/semaine)	29	
9 - Sol nu et non irrigué. Concentration de la solution du sol à moyenne profondeur entre deux irrigations	31	
10 - Sol nu et irrigué. Concentration de la solution du sol à moyenne profondeur entre deux irrigations	31	
11 - Sol avec couverture végétale à enracinement peu profond et irrigué. Concentration de la solution du sol en surface entre deux irrigations.	31	
12 - Lessivage des sels dans le sol sous l'effet d'irrigations de 300 mm	36	
13 - Evolution comparée de la salinité du sol et de la nappe durant le cycle d'irrigations de 300 mm	38	
14 - Etude schématique du gonflement	45	
a) Gonflement d'un matériau poreux avec conservation de masse (P = poids de matière solide). Le volume V _g est fluctuant.		
b) Gonflement d'un matériau poreux à volume (V) constant. La masse de matière solide, de poids P _g est fluctuante.		
15 - Représentation schématique de l'humectation d'un élément de sol gonflant	48	
a) Sol sec		
b) Stade initial de l'humectation : VP _w est rempli d'eau		
c) Gonflement : réduction de VP _a et développement de VG		
16 - Variation de la porosité remplie d'air PORA en fonction de la teneur en eau pondérale w	52	
17 - Variation de la densité apparente du sol gonflé (dAw) en fonction de la teneur en eau pondérale w	52	
18 - Variation de la teneur en eau volumique (θ*) en fonction de la teneur en eau pondérale (w)	53	
19 - Variation du gonflement G en fonction de la teneur en eau volumique θ*	54	
20 - Dispositif de mesure simultanée de θ* et de Ψ	60	
21 - Caractéristiques hydriques générales du sol MATAFO	61	
22 - Relation ψ = f (θ*) pour le niveau 0-45 cm	63	

23 - Relation $\Psi = f(\theta^*)$ pour le niveau 80-120 cm	page	64
24 - Relation $\Psi = f(\theta^*)$ pour le niveau 80-120 cm		64
25 - Evolution de la succion en fonction du temps à 2 cm, 3,5 cm et 5 cm du sommet d'une colonnette de sol de 6 cm de hauteur, en cours de drainage		65
26 - Variation de la conductivité hydraulique $K(\theta^*)$ en fonction de la teneur en eau volumique θ^*		67
27 - Variation de la diffusivité $D(\theta^*)$ en fonction de la teneur en eau volumique θ^* Niveau 0-45 cm		69
28 - Variation de la diffusivité $D(\theta^*)$ en fonction de la teneur en eau volumique θ^* Niveau 80-120 cm		70
29 - Comparaison des valeurs de la conductivité hydraulique du sol de MATAFO avec d'autres résultats		72
30 - Effet de la teneur en sodium échangeable sur la conductivité hydraulique du sol saturé d'eau. Niveau de surface		76
31 - Effet de la teneur en sodium échangeable sur la conductivité hydraulique. Courbes expérimentales.		78
32 - Effet de la teneur en sodium échangeable sur la conductivité hydraulique. Courbes théoriques.		78
33 - Le CO_2 dans les sols des polders		83
a) Sonde de prélèvement du gaz		
b) Teneurs dans le sol humide (MAT) ou sec (Q_3)		
34 - Dispositif expérimental pour la mesure du produit de solubilité du minéral carbonaté des polders.		84
35 - Comparaison entre les valeurs mesurées et calculées de la pression partielle de CO_2		85
36 - Proportions de Mg^{++} et Ca^{++} dans les solutions d'équilibre		86
37 - Relation entre pH et pCO_2 dans les solutions d'équilibre		87
38 - Dissolution du minéral carbonaté du polder en fonction de la pression partielle de CO_2		87
39 - Relation entre le Sodium Adsorption Ratio de la solution du sol et l'Exchangeable Fraction Ratio du sol des polders de Bol		95
40 - Normalisation du profil MATAFO. "Surfaces de transit" et "Segments de sol".		104
41 - Programme "TRANSFERTS DE SOLUTES DANS LE SOL". Organigramme simplifié.		114

LISTE DES TABLEAUX

I - Caractéristiques analytiques essentielles des dépôts de la deuxième séquence de la série de Labdé (d'après DUPONT, 1972).	page 7
II - Densité apparente, distribution des volumes d'air, d'eau et de matière solide, densité pseudo-réelle et distribution de la porosité de 8 échantillons du profil MATAFO à des teneurs en eau différentes.	51
III - Etude de la relation $\psi - \theta^*$	62
IV - Conductivité hydraulique $K(\theta^*)$	66
V - Diffusivité $D(\theta^*)$	68
VI - Equilibres de solubilité du minéral carbonaté des polders pour différentes valeurs de pCO_2	89
VII - Valeurs de SAR, SAR, $SO_4^{=}/HCO_3^-$ et EFR pour les différentes solutions d'équilibre.	97

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	Page 1
CHAPITRE I - RAPPELS SUR LES POLDERS DE LA RIVE NORD-EST DU LAC TCHAD	
A - LE LAC TCHAD ET LES POLDERS	5
1. Le climat.....	5
2. L'héritage sédimentaire	6
a) <i>Stratigraphie</i>	6
b) <i>La série de Labdé</i>	6
3. Les eaux souterraines.....	8
a) <i>Physionomie de l'aquifère général (nappe sous-dunaire)</i>	8
b) <i>La nappe des polders</i>	9
c) <i>Composition chimique</i>	10
B - LES POLDERS.....	10
1. Histoire	10
2. Les sols	11
a) <i>Passage du régime de submersion à celui des remontées capillaires</i>	11
b) <i>Pédogénèse</i>	12
c) <i>Les deux voies de la différenciation des sols</i>	12
<i>La voie saline neutre</i>	12
<i>La voie alcaline</i>	13
3. Variabilité de la chimie des sols.....	14
a) <i>Rapidité et intensité de la modification de la composition d'une nappe phréatique. Cas du Sud du polder de Bol-Bérin</i>	15
b) <i>Modification du faciès chimique de la nappe. Cas du centre du polder de Guini</i>	15
C - CONCLUSION.....	18
CHAPITRE II - LE SOL DES POLDERS ET SES MECANISMES EVOLUTIFS.....	
A - LE SOL TEMOIN (PROFIL MATAFO).....	19
B - COMPORTEMENT DU SOL VIS-A-VIS DE L'EAU.....	24
1. Protocole expérimental.....	24

2. Caractéristiques hydriques générales.....	Page 25
a) <i>La capacité de rétention</i>	25
b) <i>La teneur en eau du sol saturé</i>	26
3. Comportement du sol irrigué.....	26
a) <i>Au-dessus de 45 cm</i>	26
b) <i>Au-dessous de 45 cm</i>	26
4. Bilans hydriques.....	27
a) <i>Irrigations de 300 mm</i>	27
b) <i>Irrigations de 100 mm</i>	27
c) <i>La non-réhumectation des colonnettes prismatiques</i>	28
d) <i>Sol non irrigué</i>	28
5. Evaporation.....	30
6. Conclusion de l'étude du comportement hydrique des sols des polders	33
 C - LES SELS DANS LE SOL.....	33
1. Paragénèses salines dans les sols des polders	34
2. Relations entre les sels, l'eau du sol et la nappe phréatique.....	35
a) <i>Enrichissement du sol à partir de la nappe</i>	35
b) <i>Lessivage des sels du sol vers la nappe</i>	35
<i>Redistribution du sel dans le sol</i>	35
<i>Lessivage des sels</i>	37
3. Conclusions des observations et mesures sur les sels du sol.....	39
 D - LES MECANISMES ESSENTIELS.....	39
1. Considérations fondamentales.....	39
a) <i>Le sol : phases solide, liquide et gazeuse</i>	39
b) <i>Limites de l'état d'équilibre d'un sol</i>	40
2. Analyse des mécanismes essentiels.....	41
a) <i>Mouvement de l'eau</i>	41
b) <i>Nouvel équilibre du système</i>	41
 CHAPITRE III - ETUDE DU MOUVEMENT DE L'EAU DANS LE SOL.....	
A - RAPPELS THEORIQUES.....	43
1. Flux hydrique, conductivité hydraulique et diffusivité.....	43
2. Cas des sols gonflants.....	44
a) <i>Les travaux de SMILES et al. (1968 - 1976)</i>	45
b) <i>Utilisation d'une densité apparente variable</i>	46

B - LE GONFLEMENT DES SOLS DES POLDERS. VARIATION DE LA DENSITE APPARENTE.....	Page 47
1. Définition.....	47
2. Expérimentation	49
a) <i>Echantillonnage et mesures</i>	49
b) <i>Variations de POR_a en fonction de la teneur en eau</i>	50
c) <i>Variation de dAw et définition de $\theta^* = f(w)$</i>	52
3. Le gonflement des sols des polders.....	53
a) <i>Analyse du gonflement</i>	53
b) <i>Le mécanisme du gonflement et ses effets</i>	55
C - MESURE DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE ET DE LA DIFFUSIVITE.....	56
1. Fondements théoriques et choix des méthodes de mesure.....	56
a) <i>Conductivité hydraulique du sol saturé</i>	56
b) <i>Cas du sol non saturé. Conductivité hydraulique</i>	57
c) <i>Mesure de la diffusivité</i>	58
2. Mesures.....	59
a) <i>Dispositifs expérimentaux</i>	59
<i>Conductivité hydraulique du sol saturé</i>	59
<i>Mesure simultanée de θ^* et de Ψ</i>	60
b) <i>Relation $\Psi = f(\theta^*)$</i>	61
c) <i>Conductivité hydraulique $K(\theta^*)$</i>	65
d) <i>Diffusivité $D(\theta^*)$</i>	68
3. Discussion des résultats.....	68
4. Compatibilité avec les observations au champ.....	71
a) <i>Conductivité saturée</i>	71
b) <i>Capacité de rétention</i>	71
c) <i>Effet du gonflement</i>	73
5. Effet du sodium échangeable.....	73
a) <i>Expérimentation</i>	73
b) <i>Relation entre $K(\theta^*)$ et Na/T</i>	75
D - CONCLUSION.....	75
CHAPITRE IV - EQUILIBRE THERMODYNAMIQUE DU SYSTEME SOL - EAU - ATMOSPHERE DU SOL.....	80
A - RAPPELS THEORIQUES.....	80
B - LA PRESSION PARTIELLE DE CO_2	81
1. Aperçu théorique.....	81

2. Expérimentation.....	Page 82
C - Kps DU MINERAL CARBONATE DES SOLS DES POLDERS.....	83
1. Expérimentation.....	84
2. Résultats et discussion.....	85
a) <i>Composition chimique</i>	85
b) <i>Produit de solubilité du carbonate des polders</i>	86
D - LES EQUILIBRES D'ECHANGE	90
1. Rappels théoriques	90
2. Echange Ca - Mg	91
3. Echanges faisant intervenir Na	92
a) <i>Expérimentation</i>	92
b) <i>Relation SAR - EFR</i>	93
c) <i>Relation SAR* - EFR</i>	94
d) <i>Coefficient de sélectivité de l'échange Na - Ca - Mg</i>	98
e) <i>Unité de la ration EFR = f (SAR*)</i>	99
f) <i>Calcul de la variation de Na échangeable correspondant à une variation de EFR</i>	99
E - CONCLUSION.....	100
CHAPITRE V - ELABORATION D'UN MODELE MATHEMATIQUE DE SIMULATION....	102
A - APPROXIMATIONS.....	102
1. Intervalle de temps.....	102
2. Normalisation du profil.....	103
a) <i>"Surfaces de transit"</i>	103
b) <i>"Segments de sol"</i>	103
c) <i>Cas d'une irrigation</i>	104
3. Normalisation des milieux en contact avec le sol.....	105
B - CALCULS.....	106
1. Calculs des teneurs en eau et des flux.....	106
a) <i>Développement de l'équation (14)</i>	106
b) <i>Résolution du système d'équation et conditions aux limites</i>	109
c) <i>Calcul des θ_j et expression des flux</i>	110
2. Flux de solutés.....	110
a) <i>Transformation des données initiales</i>	110
b) <i>Principe de calcul</i>	111
c) <i>Conditions aux limites</i>	112

C - LES PROGRAMMES DE CALCUL.....	Page 113
1. Le programme "TRANSFERTS DE SOLUTES DANS LE SOL".....	113
2. Les programmes de calcul de l'équilibre salin du sol.....	115
3. Généralisation des calculs.....	115
CONCLUSIONS GENERALES.....	117

