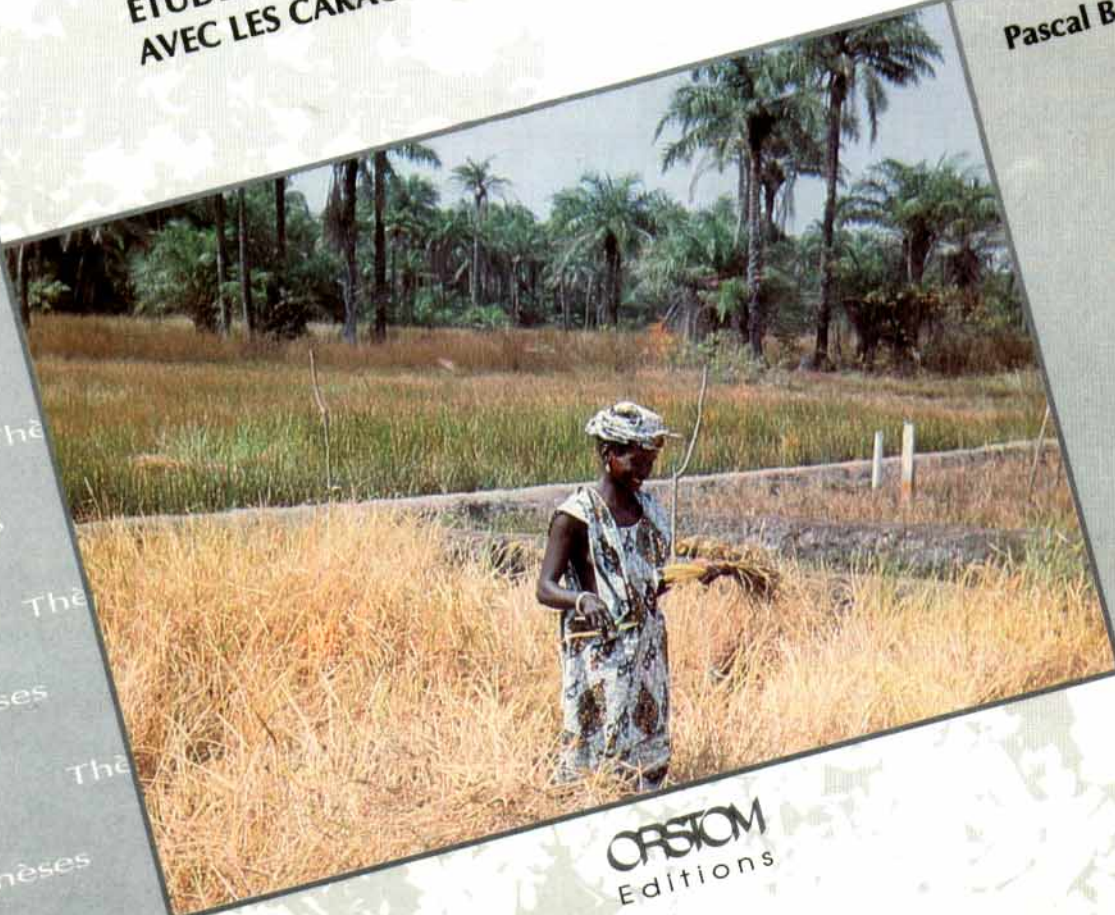




**CARACTÉRISATION PHYSIQUE
DES SOLS SULFATÉS ACIDES
DE LA VALLÉE DE KATOURÉ
(BASE CASAMANCE, SÉNÉGAL)
ÉTUDE DE LA VARIABILITÉ SPATIALE ET RELATION
AVEC LES CARACTÉRISTIQUES PÉDOLOGIQUES**

Pascal BOIVIN



ORSTOM
Editions

Pascal BOIVIN

**CARACTÉRISATION PHYSIQUE
DES SOLS SULFATÉS ACIDES
DE LA VALLÉE DE KATOURÉ
(BASSE CASAMANCE, SÉNÉGAL)**

**ÉTUDE DE LA VARIABILITÉ SPATIALE ET RELATION
AVEC LES CARACTÉRISTIQUES PÉDOLOGIQUES**

Editions de l'ORSTOM

INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

Collection ÉTUDES et THÈSES

PARIS 1991

La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les «copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective» et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, «toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ayants cause, est illicite» (alinéa 1er de l'article 40).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code pénal.

*A Catherine, Thomas et Laure,
A mes parents et grands parents,*

A la mémoire de Jean Yves Lebrusq.

**CARACTERISATION PHYSIQUE DES SOLS SULFATES
ACIDES DE LA VALLEE DE KATOURE (BASSE CASAMANCE)**

**Etude de la variabilité spatiale
et relation avec les caractéristiques pédologiques.**

SOMMAIRE

Introduction générale	p10
Première partie : la couverture Pédologique	p15
Chapitre I : Cadre de l'étude . Le milieu naturel, généralités et choix du site.	p17
Chapitre II : Etude de la couverture pédologique	p37
Deuxième partie : Caractérisation hydrodynamique des sols	p94
Chapitre III : Présentation des méthodes et discussion	p96
Chapitre IV : Etude expérimentale de l'infiltrabilité des sols du site par la méthode du double-anneau	p125

Chapite V : Caractérisation physique de petits monolithes non perturbés p167

Troisième partie : Synthèse et Conclusion Générale p205

Références bibliographiques p213

Table des matières p227

Résumé

Ce mémoire est consacré à l'étude critique de la caractérisation physique et hydrodynamique d'un sol par différentes méthodes. Une première partie permet de définir la couverture pédologique et sa variabilité au niveau du site retenu. Elle est composée de sols sulfatés acides évolués. La confrontation des caractéristiques morphologiques et analytiques, et l'étude de leur variabilité spatiale, permettent de montrer que les sols s'organisent selon deux déterminismes principaux, à savoir mise en place des matériaux et dynamique de la nappe superficielle. Une deuxième partie est consacrée à l'évaluation des caractéristiques physiques et hydrodynamiques des sols au champ et au laboratoire. L'infiltrabilité est déterminée au champ par la méthode du double anneau. La variabilité spatiale de la mesure et l'influence de la dimension du dispositif sont précisées. L'évaluation des courbes caractéristiques de succion au laboratoire sur petits monolithes est complétée par l'introduction d'une méthode originale de caractérisation physique, basée sur l'étude et la modélisation du retrait des échantillons au cours de leur dessèchement. Ceci permet de montrer la relation existant entre courbe de retrait et courbe de succion dès les faibles teneurs en argile, et remet partiellement en cause la formulation des modèles classiques de courbes de succion. La signification physique des paramètres de calage du modèle de retrait est validée dans ce cas. Enfin, on montre que ces grandeurs sont liées aux principaux facteurs de différenciation des sols, ce qui n'est pas vérifié pour les caractéristiques hydrodynamiques.

Abstract

Physical and hydrodynamic properties of an acid sulfate soil are determined using various methods. The critical study of the results is based on the comparison between their spatial variabilities and the relations with the main soil organization factors. A first part, presenting a study of analytical and morphological soil characteristics and determining their spatial variability, shows that the soils are organized depending upon two main factors : sediment type and water table vertical movements. A second part presents a study of soil infiltrability measurements using a double-ring infiltrometer. It included a determination of spatial variability of the results and a determination of internal ring diameter influence. Soil suction curves are determined on undisturbed sample cores, a study and modelisation of combined soil shrinking and suction curves measurements is proposed. The relation between those curves is shown for low clay contents, and the modeling of soil suction curves is argued. The physical significance of the shrinking curve model parameters is established, and a good relation with the main soil organization factors was found. On the contrary, no relation between soil hydrodynamic characteristics and any other soil factors were identified.

LISTE DES VARIABLES EMPLOYEES

A : limite de retrait d'un monolithe de sol non perturbé

B : Point d'entrée d'air dans la phase microporale d'un échantillon de sol non perturbé.

B_p : Paramètre de Philip (1957) ayant les dimensions d'une vitesse.

C : Point de vidange de la macroporosité d'un échantillon de sol non perturbé.

E : Point de début de rétraction de la phase microporale d'un échantillon de sol non perturbé.

E_c : Conductivité électrique.

F : Point de calage de la constante de retrait de la phase macroporale (Braudeau, 1988a).

H : Charge hydraulique

h : Potentiel de l'eau.

h_f : Pression de l'eau au niveau du front d'humectation

K_s : Conductivité hydraulique à saturation.

K_r : Constante de retrait de l'échantillon de sol non remanié entre les points B et C.

K_0 : Constante de retrait de l'échantillon de sol non remanié entre le point E et la saturation.

n : Paramètre de calage du modèle de Van Genuchten (1980)

q : densité de flux volumique.

S : Sorptivité.

t : Temps.

W : Teneur en eau spécifique (g/g)

W_A, w_A : Teneur en eau spécifique au point caractéristique A.

w_i : Teneur en eau spécifique de la phase microporale (i) ou macroporale (a).

z, Z : Cote.

Z_f : cote du front d'humectation.

α : Paramètre de calage du modèle de Van Genuchten (1980)

γ : Semi-variogramme.

θ : Teneur en eau volumique (g/cm³)

θ_r : Teneur en eau volumique résiduelle (g/cm³)

θ_s : Teneur en eau volumique à saturation (g/cm³)

ρ : Masse volumique (g/cm³)

$h(\theta)$: Courbe caractéristique de relation teneur en eau volumique / pression de l'eau

$K(\theta)$: Courbe caractéristique de conductivité hydraulique.

Avant Propos

Je remercie Mr Georges PEDRO, président de la commission scientifique Hydrologie-Pédologie à l'ORSTOM, qui préside le jury de cette thèse, pour la confiance et les conseils qu'il m'a toujours accordés, pour sa contribution à l'amélioration de ce travail et pour m'avoir régulièrement aidé à organiser mes réflexions.

Mr Georges VACHAUD, Directeur de Recherche au CNRS, a initié et dirigé cette recherche avec tact et patience durant quatre années en tant que Directeur Scientifique, mais aussi en soutenant ce travail dans le cadre de l'ATP qu'il a dirigé. Je ne le remercierais jamais assez pour cette somme de temps et d'amitié qu'il m'a accordés.

Mes remerciements s'adressent également à Michel RIEU, Directeur de Recherche à l'ORSTOM, qui a défendu ce projet. La forme actuelle de ce mémoire lui doit beaucoup. Merci Michel pour ta confiance et tes conseils toujours adroits.

Je suis très sensible à l'honneur que me fait Mr le Professeur G. de MARSILY en acceptant de faire partie de ce jury en tant que rapporteur. Je remercie également Claude CHEVERRY, Professeur à l'ENSAR, pour avoir bien voulu examiner ce mémoire, mais aussi pour son accueil et pour la qualité de ses réflexions lors de mes visites à l'ENSAR. Mr Brent CLOTHIER, physicien du sol au Département de Recherche Scientifique et Industrielle de Nouvelle Zélande a joué le même rôle, sans hésiter devant l'effort linguistique qui lui était demandé. Je lui en suis doublement reconnaissant.

Je tiens à remercier tout particulièrement Michel VAUCLIN, Directeur de Recherche au CNRS, pour sa disponibilité à mon égard, et la qualité de ses critiques. Ses conseils ont toujours été déterminants. D'une façon générale, j'exprime ma reconnaissance aux chercheurs de l'Institut de Mécanique de Grenoble qui, à l'instar de Georges VACHAUD et Michel VAUCLIN, par leur compétence et leur accueil sympathique, m'ont beaucoup apporté à chacun de mes séjours à Grenoble.

Ce mémoire est le fruit d'un travail d'équipe, et j'ai plaisir à remercier tous ceux qui y ont pris part. Je

pense tout d'abord à mes collègues dakarois. En premier lieu, je remercie Parick ZANTE, qui en assurant toute la préparation technique des campagnes de terrain avec la méticulosité qu'on lui connaît, et en me faisant partager son sens de l'expérimentation, a joué un rôle essentiel. Jaoudat TOUMA, chercheur à l'ORSTOM, s'est activé derrière son clavier dès ma première sollicitation et l'on verra que certaines parties de ce texte ont été rédigées grâce à sa collaboration efficace. J'ai bénéficié du soutien de Didier BRUNET. Je leur redis à tous trois la chance et le plaisir que j'ai eu de pouvoir travailler avec leur assistance amicale. Je remercie également Boubacar BARRY, chercheur à l'Institut Sénégalais de la Recherche Agricole, ainsi que sa famille, pour leur accueil et leur amitié durant ces longs mois de terrain, qui me laissent grâce à eux un si bon souvenir. Les analyses pédologiques ont été réalisées au laboratoire de l'Institut Sénégalais de la Recherche Agricole de Djibélor dirigé par P.DIACK et au laboratoire de l'ORSTOM Dakar dirigé par C.CHANUT. Je les remercie tous deux pour la qualité des services qu'ils m'ont rendu. Enfin je n'oublie pas l'appui quotidien que m'ont apporté M.BADIANE, A.SAMB, D.FAYE et A.DIEME, techniciens à l'ORSTOM Dakar.

J'ai eu la chance de rencontrer des conditions tout aussi favorables à mon retour en France, grâce à l'équipe qui s'est organisée au laboratoire d'hydrophysique de l'ORSTOM à Bondy. Cette équipe a pris corps autour des applications développées par E. BRAUDEAU. Le lecteur qui parvient jusqu'au chapitre 5 ne peut pas ignorer tout ce que ce dernier a apporté à mon travail. Cela ne représente toutefois qu'une partie de ce qu'il m'a appris. Merci Eric pour ta foi et ton obstination. Mais le même lecteur patient découvrira aussi qu'un nombre important d'analyses ont été faites en un temps record. Ce résultat est dû à la conscience professionnelle et à la compétence de Mme POUGET, que je remercie ici chaleureusement. Dans cette même équipe, Edith PERRIER ne m'a jamais compté son temps et sa bonne humeur, depuis le menu détail jusqu'à la discussion approfondie. Christian VALENTIN, dès son retour, a bien voulu jouer un rôle ingrat de première lecture. Gérard BELLIER m'a fait bénéficier de son sens de l'organisation. Je les remercie tous les trois amicalement.

Je veux remercier enfin pour leur dévouement, leur gentillesse et leur efficacité les personnels des différents services qui m'ont procuré un cadre de travail idéal : Francine DELMAS et le service de documentation, Messieurs QUINET et RONDEAU et leurs équipes du service des éditions, l'équipe du standard qui a toujours su me joindre, ce qui n'est pas si simple.

Puisque le jugement de valeur est la conséquence de la focalisation de l'affectivité sur une structure trop étroite, trop close, on peut en déduire que seule la recherche de l'ensemble des structures peut en définitive fournir un cadre général aux actions humaines.

(Laborit)

INTRODUCTION GENERALE

Une préoccupation concrète est à l'origine de ce mémoire : la définition des caractéristiques physiques de sols en tant que siège des transferts d'eau. Le cadre géographique est celui d'une vallée aménagée en basse Casamance (sud Sénégal). Le contexte général est la mise au point d'aménagements hydro-agricoles destinés à enrayer une dégradation catastrophique du milieu par une intrusion d'eaux salées en conditions de déficit pluviométrique. L'absence de toute donnée quantitative de description des caractéristiques physiques des sols fait de cette recherche une étape indispensable à la progression de la réflexion des aménagistes. En revanche, les types de sol concernés par cette étude ont fait l'objet depuis longue date de travaux approfondis de la part des pédologues.

Le cadre scientifique de ce travail est donc la définition physique du contenu d'une couverture pédologique par ailleurs bien connue. Cet objectif déclaré nous confronte d'emblée à un ensemble de problématiques et de démarches très diverses, puisque notre recherche se définit par rapport à l'objet et non par rapport à une méthodologie.

L'approche hydrodynamique du milieu engage à elle seule un ensemble de discussions, au coeur desquelles figurent les problèmes de métrologie, d'échantillonnage, de transferts d'échelle et de variabilité spatiale. La confrontation avec les caractéristiques pédologiques du sol ouvre un second débat: celui de la compatibilité entre la démarche du physicien des milieux poreux et celle du pédologue. Cette discussion nous adresse, en amont, aux concepts et définitions adoptés par l'une ou l'autre de ces disciplines pour aborder l'étude du milieu.

On le voit, notre problème concret nous entraîne rapidement sur un terrain plus théorique. Ce sera le cadre permanent de ce travail : nous essayerons de confronter systématiquement le résultat des démarches du pédologue et de l'hydrodynamicien, dans le double but de mieux caractériser le milieu en s'appuyant sur des données quantitatives, tout en introduisant une réflexion méthodologique. Une recherche méthodologique propre sera ensuite développée.

A - CADRE SCIENTIFIQUE

Nous essayerons ici de résumer les grands traits des cadres de description du sol adoptés par les pédologues d'une part, par les physiciens des milieux poreux d'autre part. En effet, l'étude et la définition du sol est le champ de la Pédologie. Cependant, de nombreuses autres spécialités traitent de problèmes où le sol intervient : Agronomie, Génie Civil, Géochimie, Bioclimatologie, Hydrodynamique par exemple. Chaque discipline possède alors sa propre «définition» du sol, réduite aux caractéristiques qui lui ont semblé essentielles.

A - 1 Caractérisation de la couverture pédologique. La démarche du pédologue: intérêt et limites.

Il n'est pas dans notre intention d'engager ici une réflexion de fond sur les démarches existantes, mais nous souhaitons simplement rappeler quelques caractéristiques essentielles. La perception du sol par un pédologue se définit d'une façon plus «naturaliste» que «déterministe». Avant tout, et quelle que soit l'échelle d'observation, le sol est perçu comme un objet organisé et structuré. (Boulet et al., 1982, Gavaud, 1989, Brabant, 1989). La première attitude du pédologue est donc bien souvent la reconnaissance de volumes ou de limites, et l'analyse de leur organisation.

Les premières informations utilisées sont -toujours en règle générale- de type morphologique. Secondairement, une caractérisation analytique des éléments constitutifs est produite. L'économie d'une étude de variabilité spatiale est en général acceptée, s'appuyant sur le fait que des structures ont été reconnues et admettant implicitement que ces structures définissent des ensembles de relative homogénéité, mais aussi parce que le pédologue cherche plus souvent à comprendre qualitativement un phénomène qu'à quantifier une grandeur ou son évolution dans un volume. Il s'intéresse donc plus fréquemment à quelques observations ponctuelles qu'à de grandes quantités de données.

Les informations manipulées sont en grande partie qualitatives. Certaines notions se rapportant à la description physique du sol ne sont pas quantifiées et font l'objet d'interprétations diverses : notamment les notions de structure et d'agrégat. Des indices empiriques sont employés (stabilité structurale par

exemple). Paradoxalement, alors que la notion d'organisation et de structure est totalement admise, de nombreuses analyses se font sur des échantillons perturbés et homogénéisés, et ne concernent que les éléments constitutifs. D'où la nécessité actuelle d'approches plus quantitatives, en particulier dans le domaine de l'hydrodynamique.

A-2 Conditions générales d'une caractérisation hydrodynamique du sol

Nous rappelons ici quelques aspects généraux : le lecteur trouvera en début de seconde partie un rappel détaillé des matériels et méthodes employés et du cadre scientifique de leur utilisation.

L'étude de la dynamique de l'eau dans le sol se base généralement sur une approche déterministe des transferts, dont les lois sont empruntées à la physique des milieux poreux. Ces lois sont énoncées à partir d'hypothèses simplificatrices sur le comportement et l'état du milieu poreux et des fluides qui le traversent. Ces hypothèses sont donc en particulier formulées dans le cas de l'étude du sol.

L'énoncé des hypothèses et des lois conditionne :

- la nature des paramètres permettant d'identifier le milieu;
- le développement des techniques de mesure de ces paramètres;
- la structure, les possibilités et les limites des programmes informatiques de simulation des flux de fluides dans le sol.

En particulier, l'hydrodynamicien est presque toujours amené à supposer que le sol est un milieu poreux *rigide et non organisé*. Nous aurons l'occasion de rappeler en seconde partie les problèmes de mise en oeuvre qui apparaissent fréquemment dans la bibliographie. Il sont souvent liés à la reconnaissance de structures naturelles dans le milieu, à différentes échelles, et s'expriment au niveau de la métrologie, de la variabilité des mesures et des possibilités d'opérer un transfert d'échelle.

A - 3 Relations entre ces démarches.

L'objet d'étude étant le sol, les préoccupations communes, l'hydrodynamicien et le pédologue sont amenés à dialoguer. Ce dialogue est motivé pour le premier par le besoin d'identifier des structures lui permettant de travailler sur des volumes de variabilité réduite ou par la recherche de variables explicatives d'accès aisé (c'est à dire mesurables avec une précision satisfaisante et à moindre coût), tandis que le second est de plus en plus incité à compléter son travail par une information sur le fonctionnement hydrique.

Cependant, les relations entre ces deux approches sont limitées. Les pédologues trouvent des contraintes inacceptables dans les hypothèses de travail de l'hydrodynamicien : en particulier uniformité et rigidité du milieu. Inversement, ils ne peuvent pas aisément démontrer la pertinence de la segmentation qu'ils font de la couverture pédologique par rapport aux caractéristiques hydrodynamiques du milieu.

B - DEMARCHE SUIVIE.

Nous avons choisi de conduire séparément l'étude de la couverture pédologique et l'étude de ses caractéristiques hydrodynamiques, de façon aussi complète que possible, avant d'envisager systématiquement la confrontation des résultats acquis.

Dans une première partie et après une présentation générale du milieu naturel, notre attitude sera celle d'un pédologue cartographe ayant pour tâche de définir le contenu de la couverture pédologique au niveau du site d'étude.

Dans une seconde partie, après avoir rappelé le contexte scientifique d'une étude hydrodynamique du sol, nous présenterons les résultats d'un ensemble de caractérisations, effectuées au champ ou au laboratoire, puis présenterons ceux obtenus par une démarche originale de caractérisation physique d'échantillons de sol non remanié.

En troisième partie, nous dégagerons la synthèse de ces diverses approches. Le terme de structure apparaîtra régulièrement, mais correspondra à des notions diverses : structure spatiale pour les géostatisticiens, structure de la couverture pédologique, structure d'un horizon, structure d'un échantillon, structure d'un arrangement plasma-squelette.

Etant donné la diversité des méthodologies mises en oeuvre, nous privilégierons la citation de références bibliographiques correspondant à des articles ou ouvrages de synthèse lorsqu'ils existent. De cette façon nous éviterons de développer trop longuement les rappels méthodologiques lorsqu'une synthèse récente est disponible, tout en essayant de donner au lecteur suffisamment de points de départ pour un approfondissement personnel.

PREMIERE PARTIE

LA COUVERTURE PEDOLOGIQUE

CHAPITRE I

CADRE DE L'ETUDE

LE MILIEU NATUREL : GENERALITES ET CHOIX DU SITE

INTRODUCTION.

Cette étude se situe dans le domaine fluvio-marin de basse Casamance constitué par l'estuaire du fleuve Casamance, au sud Sénégal. Une carte de situation générale est présentée en figure 1. La région présente des caractéristiques générales que nous décrirons dans un premier temps. L'évolution climatique récente a modifié profondément l'écosystème régional et ses conditions d'exploitation, ce que nous illustrerons de façon globale dans une seconde partie. Le site retenu et ses caractéristiques seront détaillés dans une troisième partie.

I-1-CARACTERISTIQUES REGIONALES - CONTEXTE GENERAL.

I-1-1 Mise en place du bassin sédimentaire

La basse Casamance est la partie méridionale du vaste bassin sédimentaire Sénégal-Mauritanien occupé par les formations sédimentaires du Secondaire et qui a connu sa plus grande extension au Lutétien (P.Michel, 1971). A partir de l'Eocène se produit un fort mouvement de subsidence à l'ouest d'une ligne de flexure continentale Sédhiou-Dagana. Le dépôt de sédiments Secondaire-Tertiaire atteint plusieurs milliers de mètres en basse Casamance et quelques 400-600 mètres en haute Casamance. Des mouvements tectoniques au Miocène sont responsables des coudes brusques affectant le cours de la Casamance et ses affluents. Une série de transgressions et de régressions marines ont produit des dépôts de sédiments. Les derniers, apparus principalement en milieu continental, consolidés en grès argileux bariolés, forment le Continental Terminal de faciès sidérolithique. Ce matériau a été mis en place sous l'action d'un climat tropical à tendance sub-aride, à pluviométrie irrégulière, en période de rhexistasie, à la fin du tertiaire (Miocène-Pliocène).

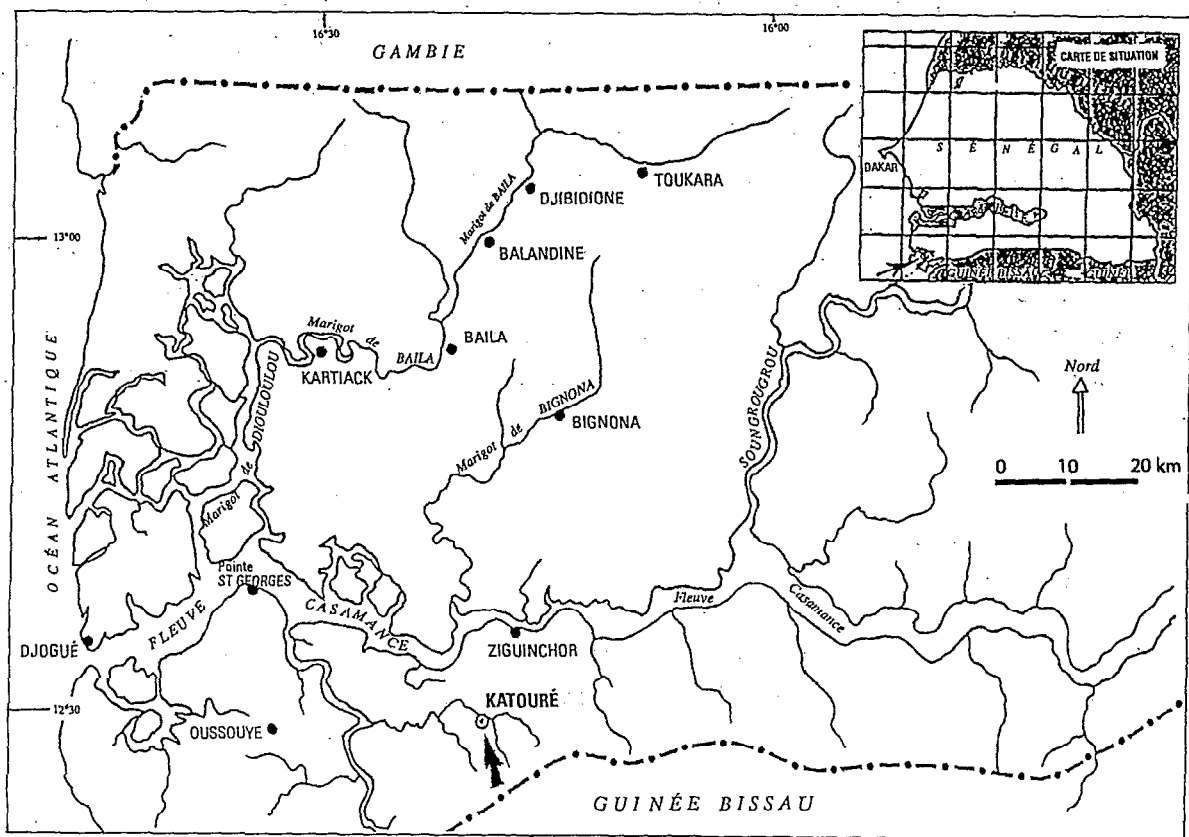


Figure 1 : carte de situation

En basse Casamance, le Continental terminal a été modelé en bas plateaux mollement ondulés. Dans la partie sud de l'estuaire (région d'Ossouye) (carte en figure 1), ils sont très morcelés et ceinturés d'alluvions de différentes époques du quaternaire. En revanche dans la partie Nord (région de Bignona) le plateau est tranché au dessous des sédiments récents par un système de failles mettant en évidence, à travers les entailles du réseau hydrographique, plusieurs niveaux cuirassés.

Sous l'impulsion de la houle du Nord-Ouest, s'est mis en place un système de flèches et de cordons littoraux qui ont fermé le vaste golfe déblayé lors de la régression pré-Holocène (15 000-20 000 B.P.). Cette régression est responsable du creusement des vallées, plus ou moins colmatées lors du Nouakchottien, qui dissèquent le plateau du Continental terminal dont notamment les vallées de Bignona et Baïla.

La transgression nouakchottienne (5000 B.P.) entraîne le comblement général de l'estuaire et des basses vallées, et la construction de terrasses étagées, sableuses, fréquentes dans l'estuaire et ourlant parfois le plateau du Continental terminal.

Entre les cordons littoraux, les terrasses et les plateaux, s'est produit une sédimentation récente qui est à l'origine des vasières à mangroves, sillonnées de chenaux profonds.

I-1-2 Caractéristiques climatiques actuelles.

Les données climatiques sont collectées depuis 1921 à la station de Ziguinchor. Elles sont synthétisées dans plusieurs rapports ou mémoires du service hydrologique de l'ORSTOM à Dakar.

Le climat de basse Casamance est caractérisé par deux saisons très contrastées : aucune précipitation de Novembre à Mai, et pluies abondantes en Août - Septembre, mais très irrégulièrement réparties. La pluviométrie moyenne diminue rapidement du sud-ouest au nord-ouest, de 1800mm à 1200mm, ce qui, du point de vue hydrologique, classe ce climat comme tropical de transition (Rodier, 1964) ou climat subguinéen (Brigaud, 1965).

Cependant, températures élevées et absence de pluies en hiver font classer cette région dans une zone avec 100 à 150 jours biologiquement secs (Michel 1971, d'après Emberger et al. 1962).

* En ce qui concerne les températures, la comparaison entre les données établies sur une moyennede 40 ans et celles provenant des dernières années ne met pas en évidence des variations sensibles au niveau des températures moyennes mensuelles. La température moyenne mensuelle minimale se situe toujours en Janvier (environ 24°) et la température moyenne mensuelle maximale en Mai-Juin (28°), à la veille des premières pluies. Un minimum relatif existe en Août au coeur de l'hivernage, et un maximum relatif en Octobre à la fin de la saison des pluies.

* La moyenne mensuelle de l'humidité relative est minimale de Janvier à Mars (50%), puis croît progressivement jusqu'à son maximum en Août (80%). Jusqu'au début Octobre, elle reste assez importante pour décroître ensuite rapidement.

Seule la station de Ziguinchor possède une période d'observation intéressante de l'évaporation. On peut vérifier que celle-ci évolue en sens inverse de l'humidité relative : maximale en Mars (PICHE: environ 5 mm/j) et minimale en Août - Septembre (1 mm/j).

* L'insolation est importante tout au long de l'année (de 7 à 10 heures par jour) avec un fléchissement de la durée d'environ 30% au cours de la saison des pluies.

* Les vents secs de secteur nord est sont dominants au cours de la saison sèche. A partir de Mai s'établissent les vents humides de secteur sud à ouest qui restent prépondérants au cours de l'hivernage. La vitesse n'est pas négligeable dans l'ensemble, si l'on tient compte du fait que les vents tombent le plus souvent au crépuscule. Maximale en fin de saison sèche (Avril-Mai), où elle dépasse fréquemment 4m/ seconde dans la journée, elle décroît en saison humide jusqu'en Octobre. On peut estimer que les vitesses diurnes dépassent alors rarement 1m/seconde si l'on excepte les tornades.

Série Paramètre	ZIGUINCHOR 1921-1979	DIOULOLOU 1937-1979	BIGNONA 1954-1979
Moyenne en mm	1514	1339	1292
Ecart type en mm	295.7	328.5	372.4

Tableau 1 : pluviométries moyennes annuelles.

* La pluviométrie moyenne figure dans le tableau 1 à partir des relevés de Ziguinchor (54 ans), Diouloulou (30 ans) et Bignona (24 ans).

I-1-3 Présentation générale du milieu fluvio-marin.

Le milieu fluvio-marin borde l'ensemble du réseau hydrographique qui découpe profondément le paysage en basse Casamance (figure 1). Ce milieu est traditionnellement occupé par la végétation de mangrove.

a) Caractéristiques physiques.

Les sédiments qui constituent le domaine de la mangrove et des basses terrasses se situent à une cote voisine de celle du réseau hydrographique (en général moins de un mètre). Le réseau hydrographique lui-même affiche un profil remarquablement plan (Brunet-Moret, 1970), tant au niveau des affluents que du fleuve Casamance, de l'embouchure jusqu'à 250 km en amont pour ce dernier.

Les sédiments sont à dominante argileuse pour la rive nord de la Casamance, et pour les affluents situés en amont de Ziguinchor. Ils sont à dominante sableuse dans la partie estuarine en aval d'Ossouye et dans la région du Kamobeul au sud-ouest de Ziguinchor. La fraction argileuse est composée d'un mélange kaolinite-smectite en proportions variables d'amont en aval (Kalk, 1978), la kaolinite restant généralement dominante et étant relativement plus abondante en amont.

b) Le réseau hydrographique, son fonctionnement.

Malgré le profil longitudinal plan des cours d'eau, Brunet Moret (1970) montre que des écoulements d'eau douce se produisent presque toute l'année dans le réseau hydrographique. Ces derniers sont dus au ruissellement en saison des pluies, puis à l'écoulement de base des nappes superficielles en saison sèche. Ces nappes sont alors globalement à une cote supérieure de quelques mètres à celle des eaux de surface (Le Priolle, 1983). Dès que les écoulements diminuent, le réseau hydrographique est envahi par les eaux salées de l'estuaire. Cette remontée de la langue saline est modérée, mais sensible au niveau de Ziguinchor en fin de saison sèche. Cette situation a prévalu jusque vers 1980.

c) *Les sols.*

Le terme de mangrove désigne initialement une formation végétale composée de palétuviers et se développant en milieu fluvio-marin. Par extension, on appelle mangrove l'ensemble du milieu spécifique à ce type de végétation, on parle ainsi de sol de mangrove. Les sédiments marins de mangrove sont tous caractérisés par l'accumulation en leur sein de soufre (Viellefon, 1974; Marius, 1980). Cette accumulation est favorisée par les racines des palétuviers, en particuliers ceux de l'espèce *Rhizophora* : le soufre de l'eau de mer est fixé sous l'influence de bactéries sulfato-réductrices, principalement sous forme de pyrite. Lorsque ces sédiments sont exondés et subissent une oxydation, l'oxydation de la pyrite libère dans le milieu des ions SO_4^- et H^+ et provoque une chute du pH du sol, qui peut passer de 6-7 à moins de 2 en quelques semaines.

Au cours de l'oxydation, la pyrite fixée à proximité ou dans les racines de *Rhizophora* se transforme en jarosite, minéral à la couleur jaune pâle caractéristique. Le profil de sol apparaît comme strié verticalement par des raies jaunes correspondant à la jarosite localisée dans les anciens chenaux racinaires. Le sol est alors de type sulfaté acide, son pH est compris en général entre 3,5 et 4,5. L'hydrolyse de la jarosite produit ensuite un mélange de goethite et d'hématite, dont les taches rouge vif sont caractéristiques. Les oxy-hydroxydes de fer épigénisent les racines de *Rhizophora*, formant dans le sol de véritables tuyauteries d'un diamètre variant de quelques millimètres à plusieurs centimètres, et appelées «iron pipes». Les «iron pipes» sont généralement discontinus ou bouchés, de sorte qu'ils ne constituent pas en principe de chemin préférentiel pour la circulation de l'eau.

La composition chimique et l'état d'oxydo-réduction particuliers des sols de mangrove les rendent très fragiles. Leur stabilité est assujettie au maintien des conditions de submersion. Leur conservation interdit donc toute poldérisation ou abaissement naturel du plan de nappe.

d) *Occupation humaine, utilisation du milieu.*

Le milieu de mangrove abrite une intense activité biologique dont les populations locales -essentiellement représentées par l'ethnie Diola- ont su tirer parti (Pélissier, 1966). La riziculture est la spéculation agricole dominante. Cette activité est complétée par la pêche et la pisciculture, mais aussi l'ostréiculture (Cormier,

1986). La récolte du bois de palétuviers assure l'approvisionnement en bois de construction et de chauffage.

e) Conclusion

Antérieurement aux années sèches, la basse Casamance, et particulièrement le domaine fluvio-marin, offraient le spectacle d'une végétation abondante, les conditions générales étant celles que nous venons de résumer. Les populations en tiraient fort bien parti et les perspectives de développement semblaient sérieuses, certains documents officiels faisant même de la Casamance le futur grenier à grain du Sénégal. A partir de 1968, un déficit pluviométrique s'est fait sentir, qui a fini par compromettre l'équilibre physico-chimique de la région.



*Photo 1 et 2 :
Vue de la Mangrove en rive nord du fleuve Casamance.
Le peuplement de palétuviers Rhizophora au premier plan
est partiellement dégradé.*



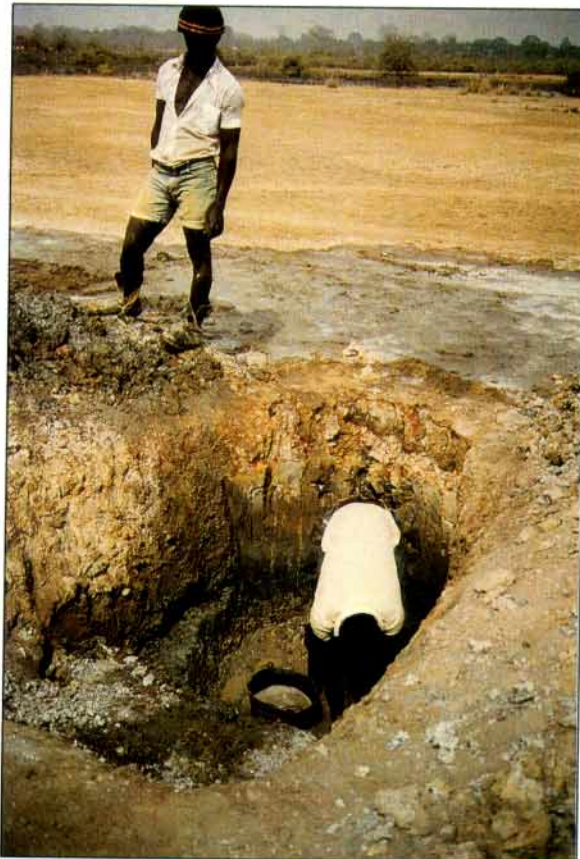


Photo 3 et 4 :

Un peu plus en amont : la mangrove est presque totalement décimée. Elle laisse la place à de vastes étendues dénudées appelées tannes. Ces surfaces envahies par les marées sont fortement salées comme en témoignent les encroûtements superficiels. À l'arrière plan, la forêt qui occupe le plateau.

I-2 EVOLUTION RECENTE DE LA BASSE CASAMANCE.

Les conséquences de l'évolution pluviométrique de ces dernières années ont fait l'objet de nombreuses études et de quelques synthèses. Citons notamment le Ministère de l'Hydraulique (Le Priolle, 1983), l'Institut Sénégalais de la Recherche Agricole (ISRA) (Barry et al, 1986 a et b, Fall et al, 1987), l'ORSTOM (Loyer et al, 1986; Boivin et al, 1986; Le Brusq et al, 1987; CEE-ORSTOM, 1988) et le Centre de Recherches Océaniques de Dakar Thyaroye (Pagès et al, 1986). Nous rappelons ici les grands traits du rapport de synthèse CEE-ORSTOM (1988).

I-2-1) Pluviométrie

Le déficit pluviométrique enregistré dans l'ensemble de la zone sahélienne s'est également manifesté dans la région. Il se caractérise par une réduction d'environ 25% des précipitations (Le Borgne, 1988), correspondant à une réduction de la durée de la saison des pluies et surtout à une plus grande irrégularité. Ce déficit est perceptible à partir de 1968.

I-2-2) Eaux de surface

On constate alors une disparition progressive des écoulements dans le réseau hydrographique (Pagès et al, 1986). L'estuaire s'est mis à fonctionner de façon inverse, les eaux salées pénétrant dans l'ensemble du réseau qui fonctionne en bassin évaporatoire. Pagès et al (1986) qualifient le milieu de lagunaire et signalent même une inversion du gradient de salure des eaux de surface d'amont en aval : la salure des eaux de la Casamance atteignant cinq fois celle de l'eau de mer à 250 km des côtes. Les années les plus déficitaires, le gradient de salure croissant de l'aval vers l'amont est conservé en saison des pluies.

I-2-3) Nappes superficielles

La disparition des écoulements correspond à une chute de la cote des nappes superficielles de l'ensemble de la région, de plusieurs mètres. Le Priolle (1983) présente une synthèse des observations régionales et estime entre 0.5 m et 1 m l'abaissement moyen annuel du niveau des nappes superficielles depuis les

années 1970.

De fait, la presque totalité de ces nappes se trouve maintenant à une cote inférieure à celle des eaux de surface. Les écoulements se produisent donc en sens inverse : une contamination quasi permanente des eaux douces par les eaux hypersalées est observée à l'échelle régionale depuis plusieurs années (Boivin et al, 1986).

I-2-4) Sols

Les nappes salées peu profondes qui se trouvent sous les sols des bas fonds ont provoqué leur salinisation per ascensum. Les nappes ont généralement une salinité qui atteint deux fois celle de l'eau de mer et se trouvent souvent à moins de 1 mètre de profondeur.

Mais l'abaissement du plan de nappe a également favorisé de façon générale l'oxydation des sols. Une violente acidification s'est produite et le pH des sols de bas fonds atteint rarement 4.

A cet égard, des manifestations d'acidité extrême ont été reconnues (Le Brusq et al, 1987). Des pH in situ inférieurs à 2 sont fréquents, des valeurs de 1 ont été enregistrées. Morphologiquement, le sol n'a alors pas l'aspect d'un sol sulfaté acide à jarosite. On observe la précipitation superficielle de sulfates d'aluminium, de magnésium ou de fer, la capacité d'échange des argiles est essentiellement saturée par de l'aluminium échangeable. La reconnaissance de ce nouveau type de sol a été proposée dans le Référentiel Pédologique Français sous le nom de Sulfatosol Alunique (AFES, 1988). Quant à Loyer (1990), il propose de les classer dans les sols «SALICS» sulfatés acides dans le cadre de l'International Reference Base de l'AISS.

Le Brusq et al (1987) interprètent cette évolution géochimique comme le résultat d'une oxydation brutale et poussée. Les protons produits au cours de l'oxydation s'échangent alors avec l'aluminium du feuillet des argiles, qui en se déstabilisant libèrent cet aluminium dans le milieu. Cet échange ne pourrait se produire qu'en milieu faiblement salé : en milieu salé, les argiles sont protégées par leur capacité d'échange saturée par les ions Na⁺.

Si cette interprétation se trouve vérifiée, elle a pour les aménagistes une grande importance, puisqu'une tentative de dessalement des sols risque de favoriser une hyper acidification. Il faut rappeler que les fortes

teneurs en aluminium sont très toxiques pour le riz, cet effet étant bien connu dans les sols sulfatés acides (Le Van Can, 1981), mais aussi pour la faune. De fait, l'étude de l'évolution actuelle de sites aménagés confirme le scénario décrit par Le Brusq et al (1987) (Boivin et Brunet, 1990).

I-2-5) Faune et flore.

L'effet des transformations brutales que nous venons de décrire s'est rapidement exprimé dans le milieu. La majorité du paysage de mangrove offre aujourd'hui un spectacle de désolation, quasiment abiotique. La disparition de la flore -y compris allophyte- atteint maintenant la palmeraie qui borde les plateaux.

Seules les ressources halieutiques se maintiennent partiellement; encore que l'évolution se fasse dans le sens d'une réduction de la diversité spécifique, tandis qu'une raréfaction des juvéniles est constatée (Albaret, 1986; Le Reste, 1986).

I-2-6) Spéculations humaines.

L'ensemble des secteurs économiques traditionnels est touché. La riziculture de bas fonds est souvent abandonnée. La compensation par une mise en culture accrue du plateau met en péril la forêt déjà exsangue (Van Den Berghen, 1984) sans assurer d'autosubsistance alimentaire. Une paupérisation et un exode rural massif viennent sanctionner cet état de fait (Diaw, 1986).

Une réaction voit aussi le jour, sous forme de multiples tentatives d'aménagements, de l'échelle nationale à l'échelle individuelle. Il s'agit dans tous les cas de la réalisation d'ouvrages hydro-agricoles, dont le but premier est l'arrêt de l'intrusion des eaux salées, et secondairement la création de retenues d'eau douce en hivernage.

Nous avons souligné dans ce contexte la supériorité des aménagements réalisés à l'échelle des communautés villageoise (CEE-ORSTOM, 1988). Ces derniers représentent un réel espoir de réhabilitation des terres dégradées, tout en stimulant la vie associative des communautés. C'est dans ce cadre que nous avons choisi de placer notre étude.

Les «petits barrages anti-sel» (Fall et al, 1987) sont apparus en 1983, favorisés par une structure régionale : le Projet Intégré de Développement Agricole de la Casamance (PIDAC), émanation de la SOMIVAC (Société de Mise en Valeur de la Casamance). Ils sont constitués d'une digue en terre barrant les eaux du marigot au niveau d'une vallée secondaire ou d'une tête de vallée. Cette poldérisation concerne les rizières de une à deux communautés villageoises au maximum, soit moins de mille hectares. Les paysans prennent en charge la réalisation de la digue (d'une longueur de deux cent à mille deux cent mètres), le PIDAC subventionnant et encadrant la réalisation d'un petit ouvrage bétonné équipé de batardeaux sur le lit mineur. 43 barrages de ce type ont été réalisés ou sont en cours de construction à ce jour.

Ces ouvrages sont implantés sur des sites totalement désertifiés par la salure. Leur topographie plane et la texture souvent argileuse des sols ne favorise pas le dessalement. Par ailleurs, lorsque le dessalement commence à se produire, une nouvelle phase d'acidification est enregistrée (Boivin et Brunet, 1990). Enfin, il est envisagé d'utiliser les excédents d'eau relâchés en aval au cours de la saison des pluies pour dessaler les rizières en aval du barrage.

Le souci des aménagistes est donc actuellement d'optimiser les conditions de lessivage des sols en restant extrêmement attentifs à l'évolution de leurs caractéristiques chimiques. Des expérimentations appliquées semi-empiriques sont en cours, auxquelles il a semblé nécessaire de joindre une connaissance plus fondamentale des conditions de transfert d'eau dans ces sols, c'est ce dernier point qui a fait l'objet principal de notre recherche.

I-3 PRESENTATION DU SITE RETENU.

I-3-1) Présentation générale.

Notre étude se situe dans la vallée de Katoure, au sud-ouest de Ziguinchor (longitude 16°18, latitude 12°30). Cette vallée fait partie de la région sableuse du Kamobeul. Un petit barrage paysan, constitué d'une digue en terre et d'un ouvrage bétonné (seuil à batardeaux) a été édifié en 1984, bloquant l'arrivée des eaux salées du marigot (Figure 2).

Cette vallée a fait l'objet d'une étude détaillée par une équipe ORSTOM-ISRA à l'occasion d'une Action Thématique Programmée ORSTOM / CNRS / INRA / CIRAD de 1986 à 1989. A cette occasion, la vallée de Katoure avait été retenue comme étant représentative de la région du Kamobeul, située au sud de la Casamance entre Ziguinchor et l'océan. La majeure partie de notre travail s'est déroulée dans ce cadre. L'objectif général de l'étude était l'acquisition de connaissances au niveau des transferts d'eau et de solutés dans les sols de la vallée, ces connaissances devant devenir des références de travail pour la gestion de l'eau d'irrigation et l'élaboration de nouveaux aménagements.

Les sols de la vallée sont sableux et légèrement salés. Ils sont presque totalement cultivés en rizières inondées. Le parcellaire est très morcelé puisque chaque parcelle a une superficie d'environ 100 à 150 m². Les limites des parcelles sont marquées par des diguettes d'environ 60cm de hauteur. La technique de culture traditionnelle fait appel au billonnage. Ce dernier, de dimension variable, est réalisé chaque année par retournement de l'ancien billon sur son interbillon. Cette opération assure l'enfouissement des pailles.

La mise en place du barrage a sécurisé et amélioré la production du riz dans la partie amont, tandis que les rizières en aval du barrage connaissent des problèmes croissants. La progression de la salure n'est pas le seul phénomène mis en cause. Des sols acides et non salés se développent également, des mortalités de 100% dues à une toxicité aluminique sont constatées au moment du repiquage.

I-3-2) Choix de la parcelle étudiée.

Comme la plupart des vallées de la région, la vallée de Katoure est dissymétrique (Colleuille, 1989 et figure 2). La rive nord forme une longue terrasse sableuse, tandis que la rive sud est très courte.

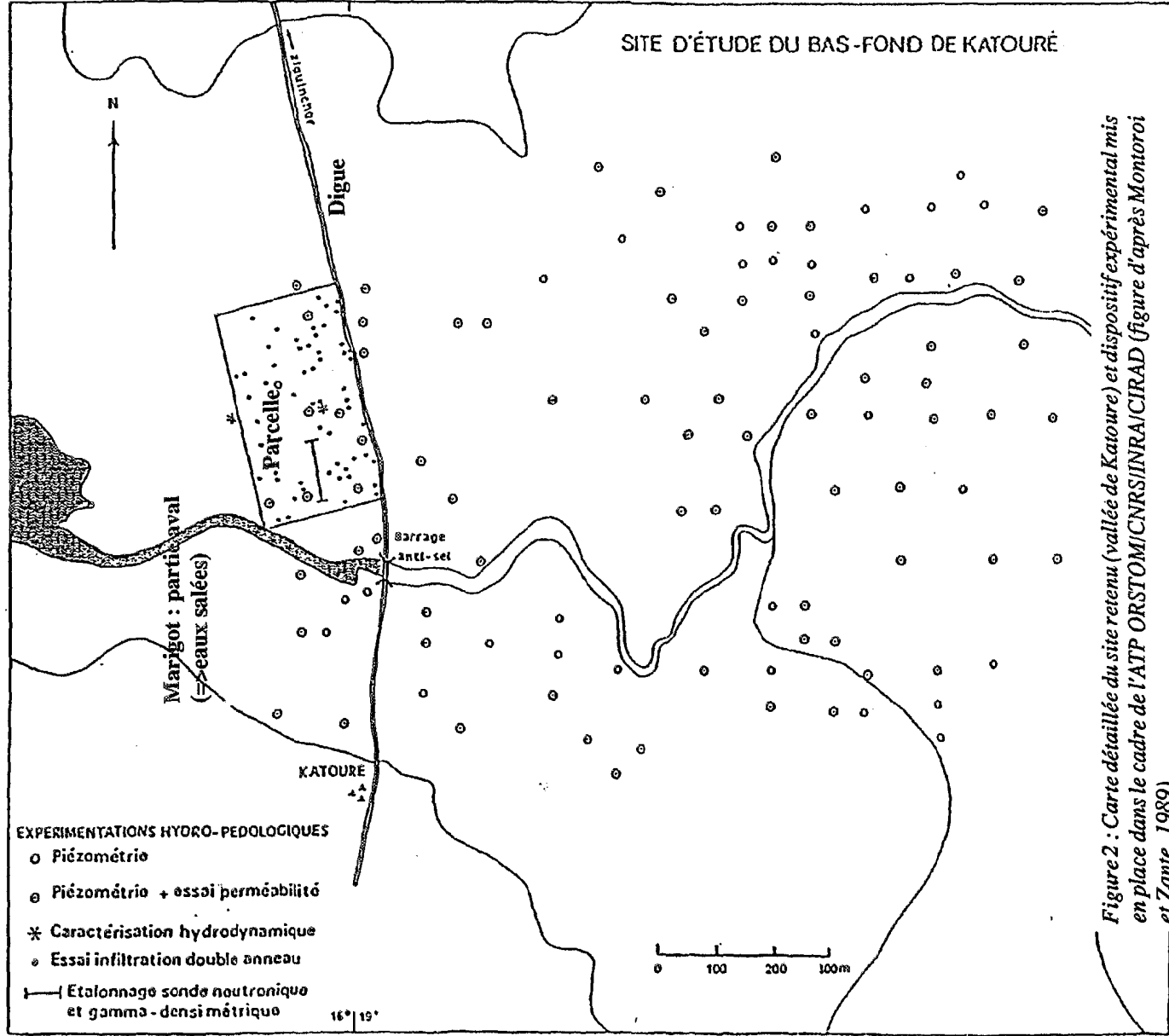
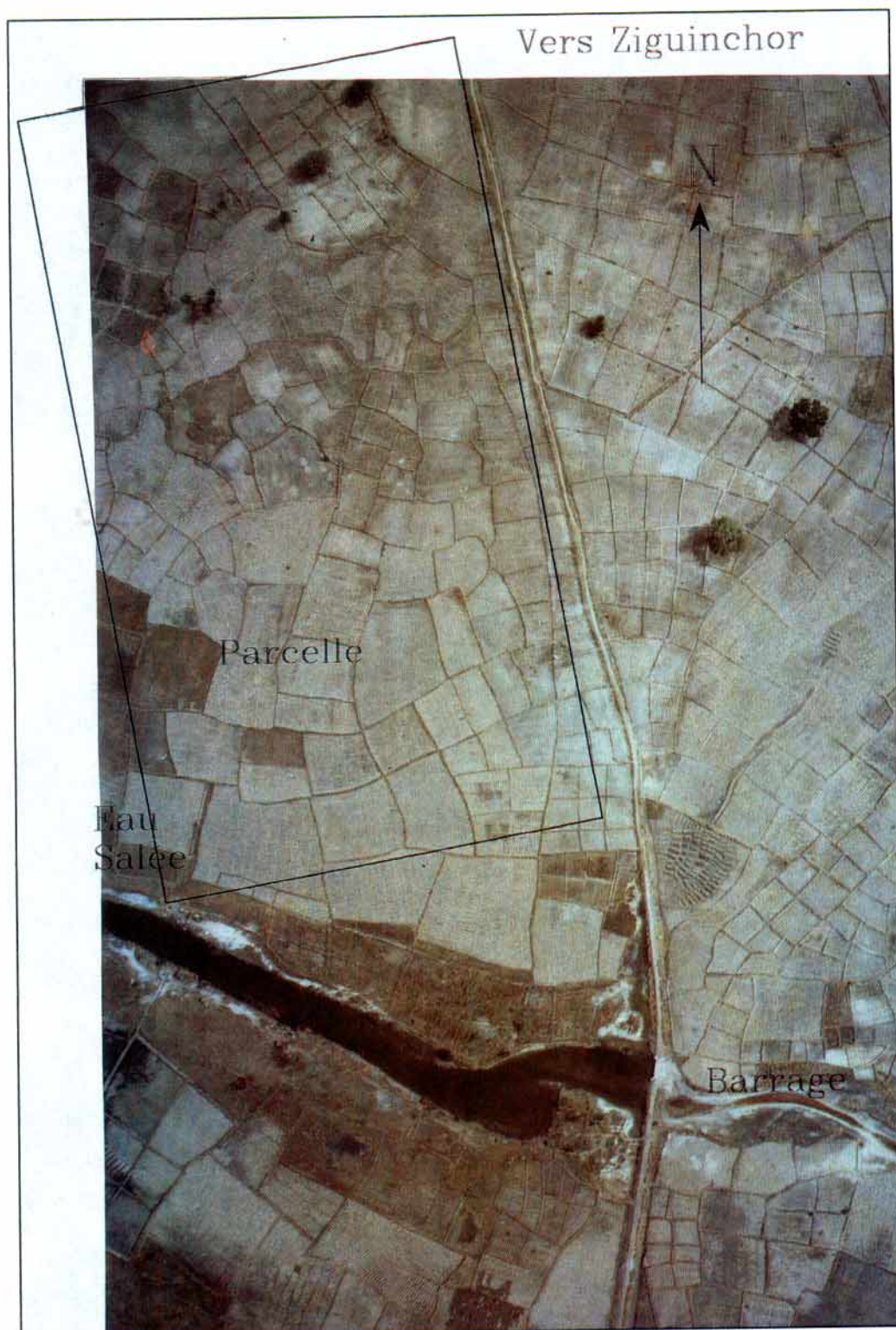


Figure 2 : Carte détaillée du site retenu (vallée de Katouré) et dispositif expérimental mis en place dans le cadre de l'ATP ORSTOM/CNRS/INRA/CIRAD (figure d'après Monieroi et Zante, 1989).

Nous avons choisi d'étudier une parcelle de 8 hectares située sur la terrasse sableuse, en rive nord, en aval du barrage. La dimension de la parcelle et sa localisation ont été choisies après une prospection de l'ensemble de la vallée, de façon à s'assurer d'une bonne représentativité de la situation globale. Notre site englobe ainsi la séquence de sol qui assure la transition entre la palmeraie (en bordure du plateau) et le marigot. Cette parcelle est délimitée sur la carte de détail en figure 2. Elle représente un rectangle d'une longueur de 375 mètres et d'une largeur de 210 mètres. Le grand axe du rectangle est d'orientation nord-sud : perpendiculaire au cours du marigot et en direction de la palmeraie. La dimension est choisie de façon à ce que la frange de sols salés qui jouxte le marigot représente environ 50% de la surface. Par ailleurs, une prospection initiale de la vallée avait montré l'existence de lentilles argileuses superficielles de quelques dizaines de mètres de diamètre au maximum. La dimension et le choix du site permettent d'inclure plusieurs de ces lentilles. En dehors de ces variations (salinité, teneur superficielle en argile), le site apparaît comme tout à fait homogène et uniforme, du point de vue de la topographie, de l'occupation du sol ou des aspects de surface.

La parcelle est entièrement cultivée en rizières billonnées. Les billons ont une interdistance d'environ 60cm, et les rizières sont entourées d'une diguette de 40 à 60cm de hauteur. La topographie est apparemment plane, la présence des diguettes et des billons rendant difficile son appréciation. La surface du sol est argilo sableuse et non fissurée. Dans un souci d'uniformisation et en raison des contrastes saisonniers, les observations que nous présenterons ultérieurement sont toutes réalisées entre les mois de Janvier et d'Avril.

Une campagne de prises de vues à basse altitude due à B.Mougenot nous permet de disposer d'une photographie aérienne au 1/2500^e de notre site. La vue est prise en fin de saison sèche (07/06/88) et est reproduite en page suivante. On y distingue nettement les limites des rizières et les billons.



Vue aérienne du site : échelle 1/2500 environ (juin 1988, photo B. Mougenot)

1-3-3) Evolution intersaisonnière et itinéraire cultural

En pratique, la saison des pluies est maintenant limitée aux mois de Juillet à Octobre. Les précipitations concentrées sur cette période saturent en quelques jours le profil de sol. La rizière reste alors inondée jusqu'au mois de Novembre, soumise à une infiltration d'eau sous charge. La lame d'eau est d'épaisseur variable, en moyenne 10 à 20 centimètres.

Après la saison des pluies, le niveau de la nappe superficielle chute rapidement à une profondeur d'environ un mètre dans notre cas (début Janvier), puis chute plus lentement pour atteindre une cote minimale d'environ -150cm au mois de Juin.

Les billons sont reconstitués à l'aide du Kayendo (figure 3) après les premières pluies, tandis que le riz est semé en pépinière. Chaque année, le billon est retourné sur son interbillon, ce qui assure l'enfouissement des pailles. Le billonnage est réalisé par les hommes.

Les femmes prennent en charge le repiquage du riz. Ce repiquage a lieu au mois d'Août, et peut s'étaler jusqu'à fin Septembre en raison d'un problème de manque de main d'oeuvre. Il ne commence pas plus tôt en raison des contraintes de calendrier d'une part (cultures de plateau, billonnage, préparation des pépinières), et dans un but de sécurisation d'autre part. Il faut en effet s'assurer d'un dessallement suffisant du profil de sol, et éviter les interruptions durables des précipitations qui peuvent se produire en début de saison des pluies.

La lame d'eau d'inondation est ensuite contrôlée de façon à éviter l'engorgement des plants de riz, mais aussi en veillant à éviter les toxicités dues au fer ferreux et ferrique (Prade, 1987). Le cultivateur veille donc à ne pas laisser stagner trop longtemps une eau dans la rizière. Les excédants d'eau sont évacués au moyen de brèches pratiquées dans les digues.

La récolte du riz est réalisée manuellement aux mois de Décembre et Janvier, par les femmes. La parcelle est ensuite abandonnée jusqu'à l'hivernage suivant. Les pailles de riz sont consommées sur place par les troupeaux de vaches.

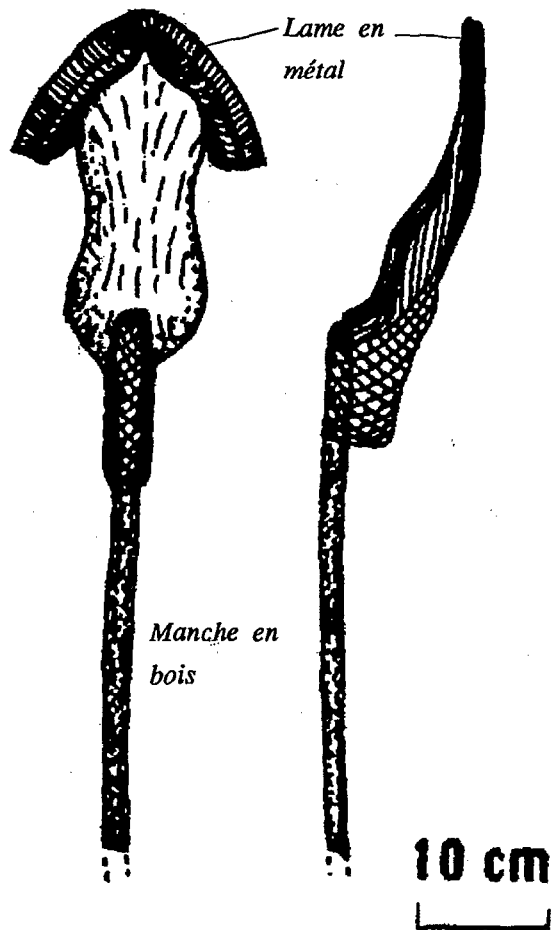


Figure 3 : Représentation d'un Kayendo d'après Colleuille (1989).

Conclusion

Nous disposons donc d'un site test situé à l'intérieur d'une unité géomorphologique, et dépourvu de limites naturelles apparentes. Ce site est en revanche choisi pour représenter les grandes composantes de l'évolution actuelle du milieu : transfert de sels entre marigot et palmeraie, sols salés et sols non salés, variations texturales. Il s'agit donc d'un compromis au niveau de l'échelle d'observation : suffisamment grande pour se situer à l'intérieur d'une unité "homogène" (sans structuration pédologique), suffisamment petite pour inclure les gradients susceptibles de s'y manifester.

CHAPITRE II

**ETUDE
DE LA COUVERTURE
PEDOLOGIQUE**

INTRODUCTION

Dans ce chapitre, nous présenterons la couverture pédologique à travers la démarche adoptée pour l'étudier, l'objectif de ce travail étant la reconnaissance de limites naturelles au sein de la couverture. Une première démarche de reconnaissance d'horizons sur des critères morphologiques sera suivie d'une étude des caractéristiques analytiques de ces horizons à partir d'échantillons. Puis la variabilité spatiale de l'ensemble des observations recueillies sera étudiée, de façon à proposer en synthèse une segmentation de la couverture pédologique selon des volumes dont les critères de variabilité et d'homogénéité auront été définis.

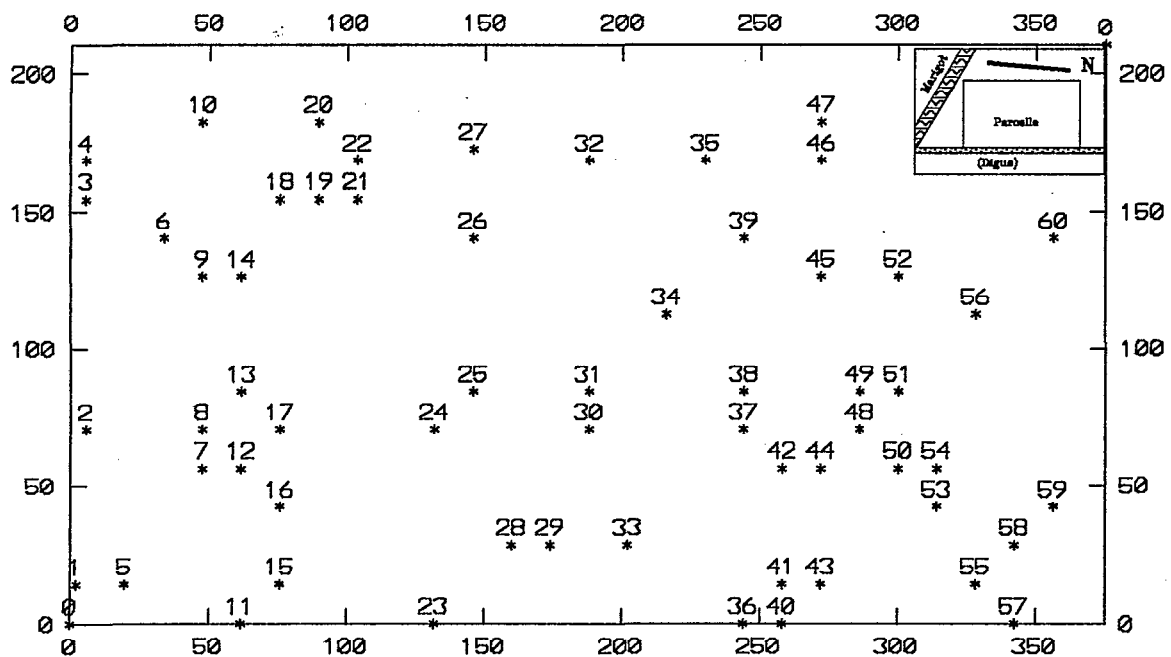


Figure 4 : plan d'échantillonnage de la parcelle
(axes gradués en mètres)

II-1 PROTOCOLE D'ETUDE

Ce paragraphe regroupe le descriptif de la méthode adoptée pour collecter les données et un rappel méthodologique concernant le traitement géostatistique des données.

II-1-1 Localisation des observations

La couverture pédologique de la parcelle d'étude a été décrite et analysée à partir de 60 fosses. Ces fosses sont réparties selon le schéma présenté en figure 4. Etant donné l'absence de structuration pédologique, ce schéma a été obtenu par tirage au hasard dans une grille régulière de 14 mètres de côté. Il a été retenu sur deux critères :

- bonne couverture de l'espace;
- calcul possible d'un variogramme de 14 à 250 mètres de distances, avec un nombre minimal de 33 couples par pas de distance (cf conditions énoncées ci-après).

De cette façon, les grandeurs issues de la description ou de l'analyse de ces fosses seront à priori exploitables de façon sérieuse en termes de variabilité spatiale, notamment en vue d'identifier des gradients ou des structures. Une information complémentaire a été obtenue ultérieurement en collaboration avec L.Eisenlohr, à l'occasion de son travail de mémoire de DEA (Eisenlohr, 1989). Quarante nouvelles fosses ont alors été décrites dans la zone comprise entre les cotes 80-240 (axe nord) et 0-150 de la figure 4.

II-1-2 Informations recueillies

Chaque fosse pédologique a été ouverte immédiatement après l'arrêt de l'essai d'infiltration (Chapitre IV), sur sol saturé, une face étant alignée sur le diamètre de l'infiltromètre.

La nappe superficielle se trouvait, au moment des expérimentations, à une profondeur moyenne de 130 à 150 cm. La profondeur maximale des fosses a donc été fixée de cette façon. Le protocole de description et

de prélèvement comprenait :

- description de la fosse : inventaire des horizons, description de chaque horizon;
- relevé de sa cote topographique (le radier du barrage ayant été pris comme référence et relié lui même à une cote IGN). Ce relevé a été réalisé pour les besoins de cette étude par P.Zante à l'aide d'un niveau de type Nikon AZ .1S; Les mires ont systématiquement été placées dans l'interbillon.
- prélèvement de chaque horizon : un prélèvement pour analyse, un prélèvement pour mesure de la densité apparente (cylindre), un prélèvement de cylindre non perturbé pour mesure des courbes caractéristiques et des paramètres pédo-hydriques.

Les analyses réalisées systématiquement sur le premier prélèvement ont été les suivantes :

- granulométrie (cinq classes);
- aluminium échangeable;
- capacité d'échange;
- conductivité électrique de l'extrait aqueux au 1/5^e de sol;
- sodium dosé dans l'extrait aqueux au 1/5^e de sol;
- pH eau mesuré sur extrait 1/2,5;
- pH sur extrait KCl.

Pour garder à cette étude un caractère de représentativité à l'échelle régionale, ces déterminations ont été sélectionnées à partir de l'expérience cartographique dont nous disposions dans la région, à partir du résultat des études de J.Y. Le Brusq (en particulier Le Brusq et al, 1987), ... tout en respectant la limite fixée par les contraintes budgétaires. Il importait notamment de pouvoir faire la distinction entre les horizons salés, les horizons acides et la présence éventuelle d'une acidité de type aluminique (CEE-ORSTOM, 1988) ou «sulfato-alunique» (AFES, 1987).

Note :

Les mesures de densité au cylindre ont été confirmées :

- dans certains cas par un contrôle à la sonde gamma-neutronique (Montoroi et Zante, 1988);
- systématiquement par une détermination sur motte à la paraffine (laboratoire d'hydrophysique, Bondy).

Une excellente relation a été trouvée entre ces différentes mesures. Montoroi et Zante signalent une légère surestimation de la densité par la mesure gamma en profondeur, les écarts n'excédant pas $0,1 \text{ g/cm}^3$. Les valeurs trouvées avec la mesure sur motte sont identiques aux valeurs obtenues au cylindre à $0,05 \text{ g/cm}^3$ près, si l'on excepte quelques erreurs de mesures dans un cas ou dans l'autre. Dans ce cas, la valeur se rapprochant le plus de la moyenne de l'horizon décrit a été conservée.

II-1-3 Traitement statistique des données

a) *Intérêt de l'utilisation des statistiques*

Un certain nombre de paramètres de caractérisation du sol sont obtenus au moyen de l'observation (par exemple dans notre cas : présence ou épaisseur d'une cuirasse, présence de jarosite, texture etc..), ou sont fortement liés à des phénomènes observables (géomorphologie, végétation).

Cependant, de nombreuses grandeurs ne sont connues qu'à la suite d'une mesure, «in situ» ou au laboratoire. Ainsi, la végétation est un bon indicateur de la salure en basse Casamance (Vieillefon, 1974; Marius, 1980) et permet de fixer certains seuils; en revanche, à l'intérieur d'une unité fortement salée, seule une mesure de conductivité électrique permettra d'estimer des variations de salure (Boivin et al., 1989). De même, un pH ou une teneur en eau ne seront connus que par la mesure.

La question parfois posée par l'utilisateur au pédologue, s'agissant d'une parcelle, ou d'une unité cartographique, porte sur l'estimation moyenne d'une grandeur : pourcentage au delà d'un seuil, valeur moyenne dans un volume, pour une surface.

Lorsqu'une réponse de ce type doit être apportée pour une variable donnée, ou lorsque l'information est disponible sous forme numérique (valeur d'une grandeur, coordonnées spatiales de sa mesure), sans qu'aucune segmentation évidente de l'espace ne s'impose (comme s'impose une falaise pour un topographe), alors c'est au moyen de l'outil statistique qu'il faudra travailler. Cette situation sera fréquemment

rencontrée au cours de ce mémoire et est le cas général des études à grande échelle (représentation graphique supérieure au 1/2500^e) (Voltz, 1986). Ceci est particulièrement vrai dans notre milieu, fortement variant et dépourvu de limites structurales

b) Méthodes employées - Intérêt de la géostatistique.

Le traitement statistique des données pédologiques a fait l'objet de nombreux développements et synthèses ces dernières années (e.g. Burgess et Webster, 1980 a, b et c, Vauclin, 1982, Gascuel 1984 et 1987, Goulard et al, 1987). Ce sujet étant largement traité, nous n'en rappellerons que certains grands traits.

Un certain nombre de difficultés inhérentes au sol et à sa variabilité déterminent le choix des méthodes employées. Parmi les phénomènes mis en évidence, citons notamment :

-la dépendance spatiale éventuelle de deux points de mesure : deux mesures séparées dans l'espace n'étant pas indépendantes, les méthodes statistiques «classiques» ou statistique «fischérienne» deviennent inadaptées (Vauclin, 1982 pour une revue);

-l'existence simultanée de tendances (ou dérives), représentées par une relation entre les coordonnées spatiales d'un point de mesure et la valeur d'une grandeur mesurée en ce point, et d'une variation aléatoire autour de cette tendance;

-la non stabilité des variances selon la dimension de l'objet mesuré (Sisson et Wierenga; 1981);

-la non stabilité des variances selon l'échelle d'observation ou la dimension de l'échantillonnage (Gajem et al, 1981, Burrough, 1983 a, b et c).

Considérant ces difficultés, il est généralement admis que la géostatistique est la méthode offrant la meilleure adaptation au traitement des données pédologiques.

c) Le cadre théorique : quelques rappels

La géostatistique est née de la théorie des Variables Régionalisées (V.R.) proposée par Matheron (1965). La plupart des développements théoriques sont issus du centre de Géostatistique de l'Ecole des Mines et doivent beaucoup à ce même auteur. Les principes de base sont les suivants :

Une V.R. est une variable caractérisant un phénomène se déployant dans un espace et y manifestant une certaine structure, c'est à dire une dépendance de la valeur prise en deux points distincts.

Soit $Z(x)$ la valeur d'une réalisation d'une V.R. aux coordonnées x , les hypothèses généralement utilisées sont l'hypothèse d'**ergodicité** (l'étude d'une réalisation unique de la variable suffit à rendre compte de l'ensemble des réalisations) et l'**hypothèse intrinsèque** qui suppose que les accroissements $Z(x+h)-Z(x)$ sont stationnaires.

En clair, ceci suppose que l'accroissement $Z(x+h)-Z(x)$ ne dépend que de l'écart h et non des coordonnées x . La V.R. est étudiée par le calcul du semi-variogramme :

en faisant l'hypothèse complémentaire : $E(Z(x+h)-Z(x)) = 0$, on écrit:

$$\gamma(h) = 1/2 \cdot E((Z(x+h)-Z(x))^2)$$

On peut expliciter cette relation comme représentant la variance entre deux points de mesure en fonction de la distance qui les sépare.

Le comportement du semi-variogramme (appelé par simplification variogramme dans la suite de ce texte) permet de connaître la **structure spatiale** de la variable étudiée (Delhomme, 1978). On s'intéressera notamment (figure 5) :

1-au comportement à l'origine : en principe, $\gamma(0)=0$. En réalité, on ne dispose pas de couples de mesures séparés par une distance nulle, mais uniquement de couples de mesures séparés par une distance faible h . En extrapolant le variogramme à l'origine, il arrive que ce dernier ne converge pas vers 0. Dans ce cas, on

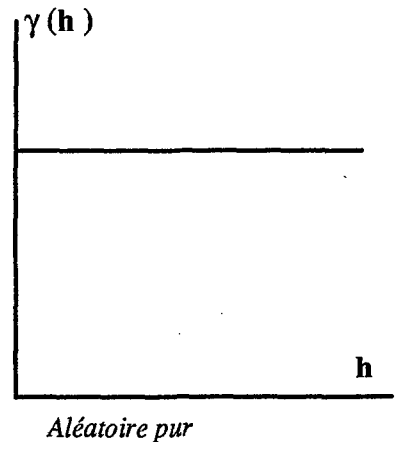
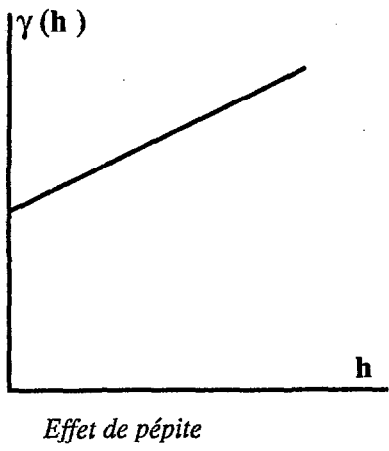
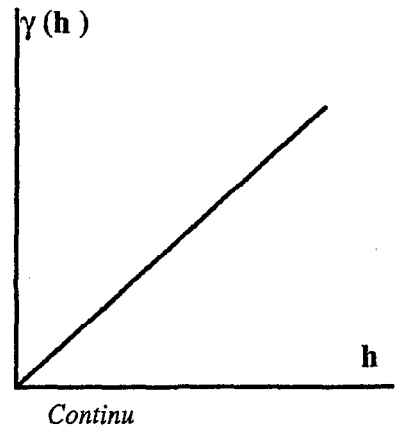
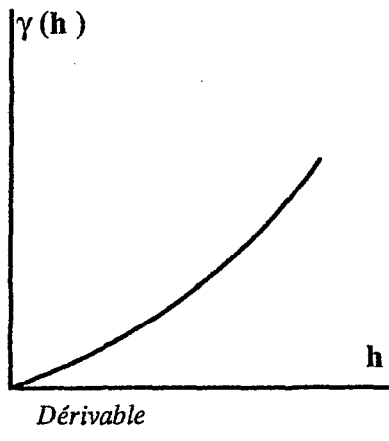


Figure 5 : comportement du variogramme à l'origine, d'après Delhomme (1978).

dira qu'il existe un «**effet de pépite**». Ce dernier peut correspondre :

- à une variance s'exprimant pour des distances inférieures à h ;
- à une erreur de mesure ou «**bruit de fond**» de la mesure.

2-au comportement au voisinage de l'origine : en principe, la variance existant entre deux points de mesure doit augmenter lorsque la distance qui les sépare augmente. Ceci se traduit par une pente du variogramme. Il arrive que le variogramme ait une pente nulle : il est dit «**plat**» ou «**pépitique pur**». Ceci signifie que la variable étudiée est purement aléatoire : on se trouve alors dans le domaine d'application de la statistique classique.

3-au comportement aux grandes distances («à l'infini») : le semi variogramme atteint généralement une valeur constante appelée «**palier**», à partir d'une distance appelée «**portée**» ou «**distance d'autocorrélation**». Ceci signifie qu'au delà de cette distance, les valeurs de la variable sont statistiquement indépendantes les unes des autres. Le variogramme peut ne pas être borné. Lorsqu'il se rapproche d'une branche d'hyperbole, ceci indique généralement l'existence d'une **dérive**. Dans ce cas, l'hypothèse intrinsèque n'est pas vérifiée. Des transformations de la variable sont proposées (Chilès, 1977), de façon à se ramener au cas sans dérive. Cette opération est toutefois délicate à pratiquer dans le cas des études pédologiques où l'on dispose généralement de peu de points de mesure (moins de cent).

Le variogramme peut être modélisé. Le modèle choisi sera alors utilisé comme interpolateur linéaire pour l'estimation ponctuelle, zonale ou globale de la variable (Journel, 1978). Cette opération est appelée **krigeage**. Elle permet de réaliser des cartes interpolées ayant en particulier les propriétés suivantes:

- interpolation «non biaisée» : l'erreur moyenne est nulle ou proche de 0;
- interpolation optimale : la moyenne quadratique de l'erreur est minimisée.

En plus d'une carte calculée par interpolation, cette technique offre l'avantage de fournir une carte de variance d'estimation : en tout point interpolé sont connues la valeur estimée de la variable, et la variance d'estimation. Ces caractéristiques en font un outil privilégié d'interpolation.

Pratiquement, le krigage est en général (et dans notre cas) réalisé par *voisinage glissant*. Ceci signifie qu'une valeur est estimée en un point de la carte à partir d'un nombre limité de valeurs mesurées, situées

dans un proche voisinage de la valeur recherchée. La dimension de ce voisinage est fixée par l'utilisateur sur divers critères, et est généralement choisie de façon à contenir une moyenne de 7 à 8 valeurs mesurées.

Le choix du modèle et des options de krigeage (dimension du voisinage glissant, nombre de points utilisés pour l'interpolation) a toujours été confirmé dans l'ensemble de ce travail au moyen du **test de validation croisée**. Pour réaliser ce test, on recalcule chaque point expérimental connu, par krigeage, à partir de ses voisins, en employant le modèle que l'on souhaite tester. On s'intéresse alors en particulier :

- à l'erreur moyenne d'estimation (elle doit être aussi proche que possible de 0);
- au rapport moyen erreur d'estimation(réelle)/ écart type d'estimation (calculé) qui doit être aussi proche que possible de 1.

d) Problèmes de mise en oeuvre

Sans reprendre le détail du formalisme et de la théorie, nous rappellerons brièvement les contraintes et écueils liés à l'utilisation de la géostatistique comme outil d'étude de la structure spatiale de grandeurs pédologiques et comme outil d'interpolation.

Tout d'abord, un grand nombre de mesures sont nécessaires à une estimation sérieuse de la structure spatiale d'une variable. Le nombre minimal requis varie selon les auteurs. Gascuel (1984) interprète des variogrammes calculés à partir de 32 mesures. Vauclin (1982) situe le seuil entre 80 et 100 mesures. Cette dernière estimation est la plus souvent retenue. Toutefois, ce nombre varie en fonction du plan d'échantillonnage adopté. Il est plus facile de raisonner par nombre de couples de mesures disponibles pour une estimation du semi-variogramme à une distance donnée. Le nombre minimal de trente à quarante couples nous paraît raisonnable (Journel et Huigbrejt, 1978).

Une autre difficulté réside dans la vérification du respect des hypothèses initiales. L'existence d'une dérive est toujours difficile à identifier et à traiter, son ignorance peut entraîner des erreurs d'interprétation importantes.

Enfin, l'interprétation des résultats est étroitement dépendante de l'échelle d'observation et d'échantillonnage d'une part (Gajem et al, 1981, Burrough, 1983, a b et c), mais peut aussi dépendre de la dimension de l'objet mesuré (Sisson et Wierenga, 1981). Ces deux caractéristiques (schéma d'échantillonnage, dimension du «point» de mesure) conditionnent donc d'emblée les résultats susceptibles d'être obtenus.

II-2 RESULTATS

II-2-1 Aspects morphologiques

a) Matériaux

Deux types de matériaux apparaissent très nettement : un sable fin d'une part, un placage argileux d'autre part. L'argile se trouve de façon irrégulière au sommet des fosses, sur une épaisseur moyenne de trente centimètres. On rencontre ensuite de façon systématique l'horizon sableux, contenant une proportion variable d'argile. La limite entre les deux matériaux est généralement nette. Le placage d'argile a été décrit dans la moitié des fosses.

b) Traits pédologiques, reconnaissance d'horizons.

La synthèse des observations recueillies sur les fosses permet de définir un ensemble d'horizons «types» et les variations existant autour de ces modes. Les caractères d'oxydoréduction du fer et du soufre, et les variations texturales sont les principaux facteurs de différenciation. Les observations effectuées sur le terrain ont été confrontées à une étude de lames minces, prélevées sur deux sites, étude due à Colleuille (1989).

A la base de chaque profil, c'est à dire vers 130cm de profondeur, au niveau de la nappe, se trouve un horizon sableux réduit (figures 6 et 7 et photos 5 et 6). De couleur homogène grise (N 5/0), cet horizon est sableux et contient des racines et radicules de *rhizophora* en cours de décomposition, il dégage parfois un odeur d'acide sulfhydrique. Les racines de *Rhizophora* sont d'orientation subverticale et de taille centimétrique, de couleur brun foncé. De la pyrite est quelquefois visible à la loupe sur une section de racine. L'étude de lames minces faite par Colleuille (1989) confirme la présence de pyrite framboïdale, par ailleurs signalée de façon courante dans les horizons réduits potentiellement sulfatés acides (Marius, 1980). Les radicules sont blanches et forment un feutrage relativement dense. *Cette horizon n'a pas été systématiquement prélevé et ne sera pas mentionné dans la suite de ce mémoire.*

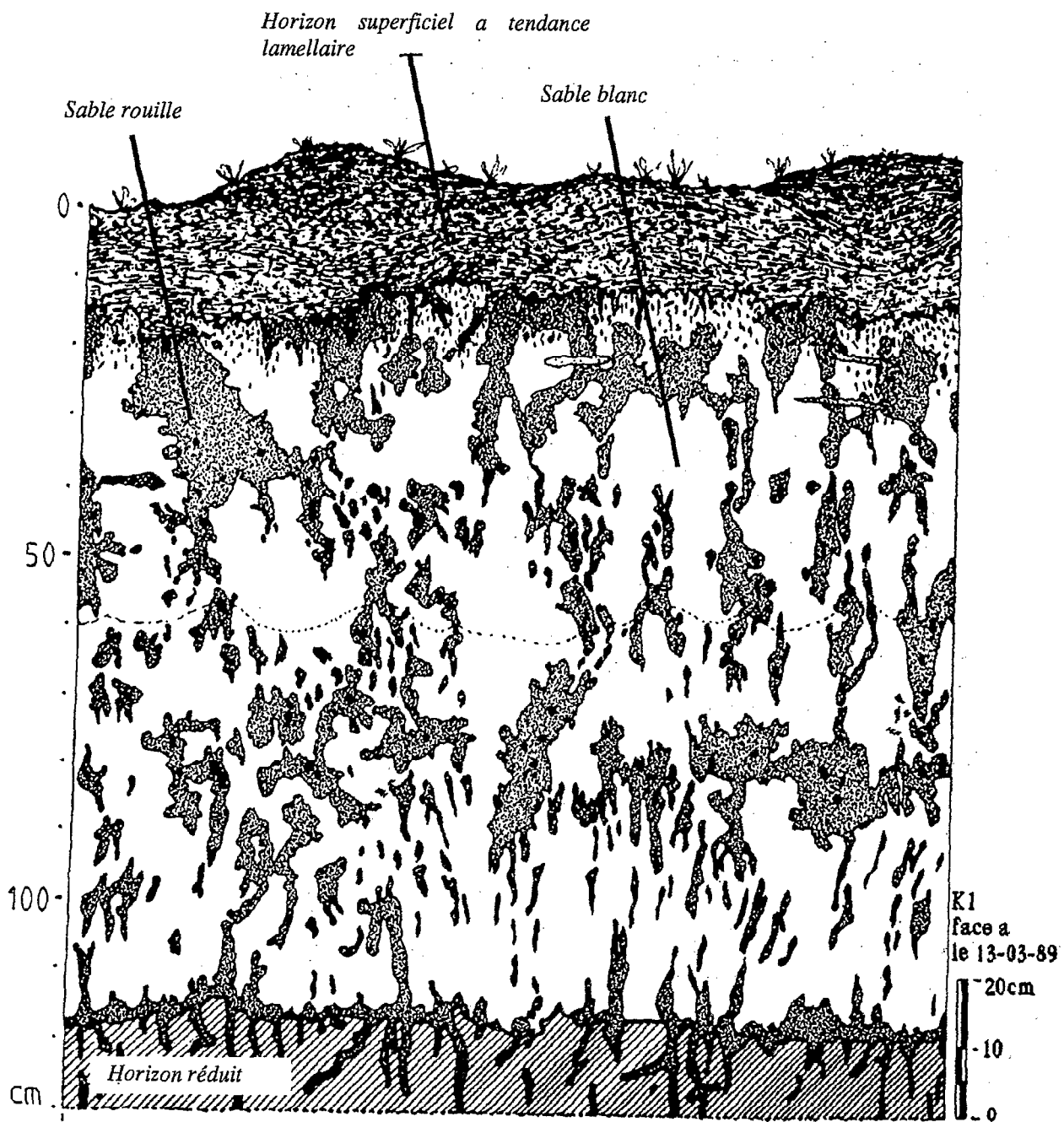


Figure 6 : représentation schématique d'un profil sableux (d'après Colleuille, 1989).

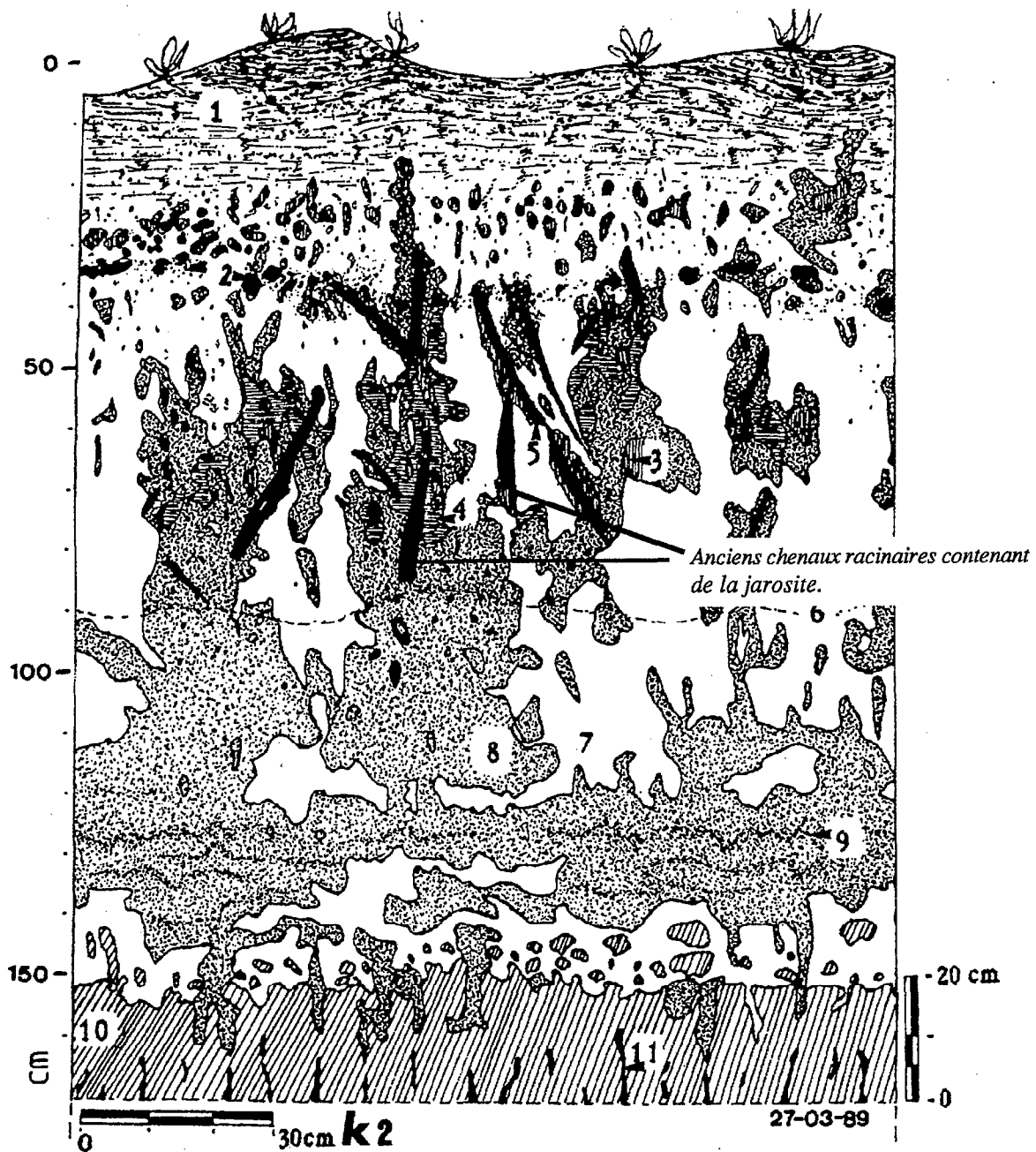


Figure 7 : représentation schématique d'un profil sableux peu évolué, contenant de la jarosite dans les anciens chenaux racinaires de *Rhizophora* (d'après Colleuille, 1989).

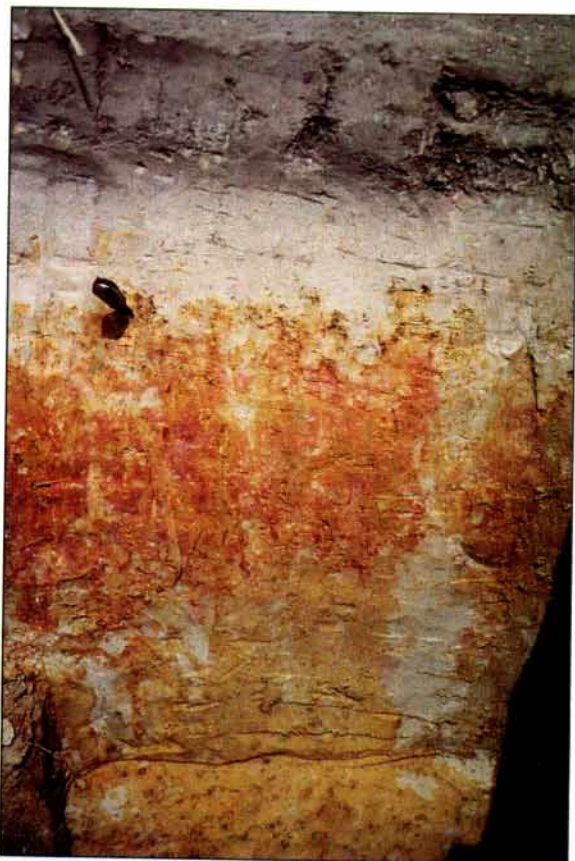


Photo 5 :
Profil sableux peu évolué, contenant des reliques de jarosite dans les anciens chenaux racinaires (taches jaune pâle au voisinage des taches rouges)



Photo 6 :
Détail du profil, montrant une section de racine remplie de jarosite (jaune pâle), entourée d'hématite (rouge vif). Les taches brun-rouille correspondent à des ironpipes. Cette photo illustre la distribution complexe des taches d'oxydo-réduction.



Photo 5 :
Profil sableux peu évolué, contenant des reliques de jarosite dans les anciens chenaux racinaires (taches jaune pâle au voisinage des taches rouges)

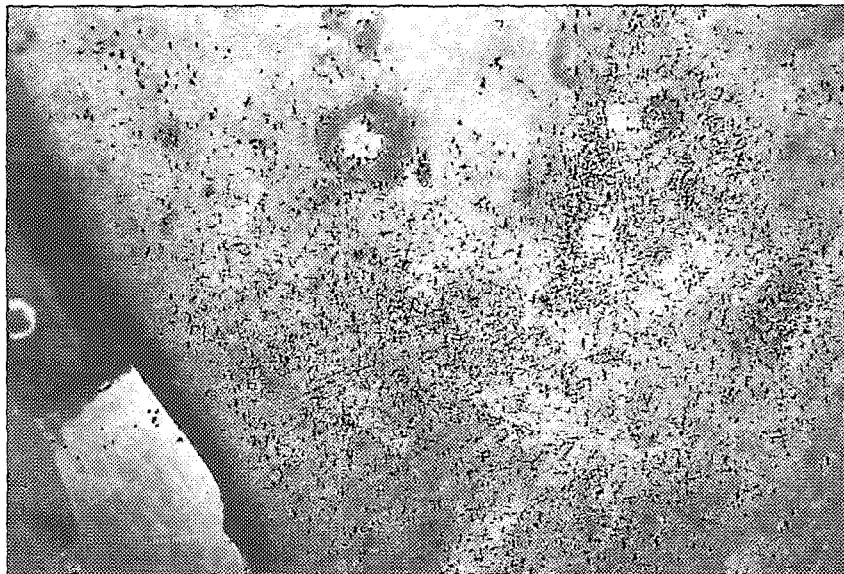


Photo 6 :
Détail du profil, montrant une section de racine remplie de jarosite (jaune pâle), entourée d'hématite (rouge vif). Les taches brun-rouille correspondent à des ironpipes. Cette photo illustre la distribution complexe des taches d'oxydo-réduction.

Au dessus de cet horizon, à partir de 110cm environ, se développe un ensemble d'horizons sableux présentant tous :

- une structure massive à débit polyédrique anguleux de taille décimétrique;
- des volumes colorés par des oxy-hydroxydes de fer, localement cimentés, généralement associés à des iron-pipes (figure 6);
- une faible porosité macroscopique et un enracinement nul. La faible porosité est confirmée par Colleuille (1989) qui montre sur lame mince que l'argile, bien que faiblement représentée, enrobe parfaitement le squelette.

Les variations latérales et verticales rencontrées sont les suivantes :

- abondance des taches d'oxydo-réduction du fer. On note en particulier la présence fréquente d'un niveau de battement de la nappe entre 50 et 70cm de profondeur, avec parfois un durcissement complet de cet horizon. Inversement, un horizon blanchi, peu taché, est fréquemment observé au sommet de cet ensemble d'horizons sableux;
- élévation du taux d'argile : à proximité de l'horizon argileux, lorsque ce dernier est présent. Le sol devient alors argilo-sableux en conservant des caractéristiques morphologiques identiques;

Ces horizons sont décrits en moyenne jusqu'à 30cm de la surface. Les chenaux racinaires de *Rhizophora* sont observables jusqu'à ce niveau.

L'une des caractéristiques majeures des horizons non sableux est l'absence de structure et de porosité biologique ou structurale observable macroscopiquement. Ces caractéristiques sont conservées à l'échelle microscopique (Colleuille, 1989).

Enfin, les horizons superficiels sont de deux types, selon qu'il y a présence ou non d'un placage argileux.

1-En présence d'un placage d'argile, les transitions sont nettes et brutales (3cm environ) avec l'horizon sableux sous-jacent. Les horizons superficiels sont alors au nombre de deux :

- un premier horizon argileux à sablo-argileux, épais de 5 à 10cm, de couleur noire, à structure grumeleuse

fine, localement polyédrique subanguleuse. Cet horizon est gras au toucher et contient beaucoup de matière organique. Forte porosité biologique : l'essentiel de l'enracinement s'y développe. Notation : horizon (Gr)

-un deuxième horizon, d'une épaisseur moyenne de 25 cm, argileux. Structure polyédrique anguleuse de taille centimétrique, couleur gris clair, porosité biologique variable et faible enracinement. Quelques taches rouille en revêtement des racines. Notation : horizon (Gp)

2-Sans placage argileux, les transitions sont plus diffuses. On observe généralement un horizon superficiel sableux de couleur grise, de structure massive à débit polyédrique, contenant de nombreuses racines traçantes. Une semelle de labour ondulée (Photo 7), correspondant à la formation des billons à l'aide du Kayendo (figure 3) est généralement observable.

c) Cas particuliers

Par rapport à ces données générales, des cas particuliers ont été identifiés :

-la présence dans les fosses 45 et 46 d'un ancien chenal de marigot, se concrétisant par la présence d'argile sur 60 à 80cm d'épaisseur, entrecoupée de lits sableux. La variabilité devient très forte sur une même face de profil, l'argile et le sable se superposant en lits lenticulaires. On n'observe pas de trace d'une végétation de *Rhizophora* dans ce profil;

-la présence dans la fosse 50 d'un profil peu évolué, où les iron pipes contiennent encore de la jarosite. Cette fosse a été étudiée de façon détaillée par Colleuille (1989), dont nous reproduisons en figure 7 le schéma descriptif.

d) Autres éléments - Interprétation

Cette synthèse des observations permet de donner une interprétation précise de la répartition et de la genèse des sols de la terrasse sableuse où se trouve implantée la parcelle d'étude.

Le substrat sableux a été anciennement colonisé par une mangrove à *Rhizophora*, dont les iron pipes bien conservés jusqu'à 30cm de la surface sont le témoin. Cette mangrove a pu être datée, à partir des racines non décomposées de l'horizon réduit, à environ 4000BP (Montoroi, communication orale).

Le sol de mangrove sableux ainsi formé était potentiellement sulfaté acide, comme l'est encore l'horizon profond. Un abaissement du niveau de base a permis son oxydation, et sa transformation en un sol sulfaté acide, dont le profil 50 est une relique.

L'hydrolyse presque totale de la jarosite a conduit à l'équilibre actuel, où l'on passe sans transition d'un horizon sulfaté acide évolué à un horizon potentiellement sulfaté acide en bas de profil.

Les placages argileux sont postérieurs : aucune trace d'une colonisation de *Rhizophora*. Ils correspondent à une sédimentation secondaire.

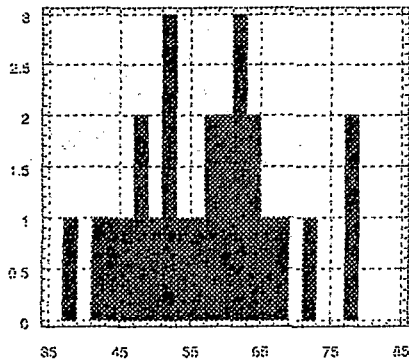
II-2-2 Caractérisation analytique.

Les résultats analytiques obtenus sur les échantillons de sol perturbé viennent compléter ce descriptif, en y ajoutant de nouveaux critères de différentiation. Nous ne mentionnerons pas ici les résultats de l'étude des courbes de retrait, qui figurent en chapitre V associés à l'étude des courbes de potentiel.

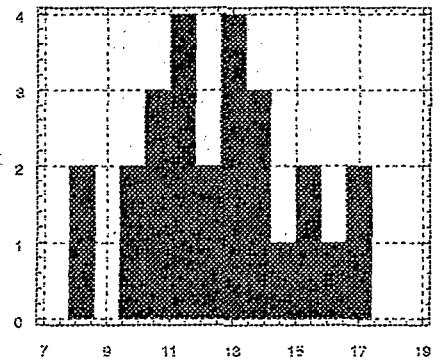
a) Granulométrie des horizons

La granulométrie moyenne du matériau argileux est représentée par les figures 8 a,b, et c. La granulométrie moyenne du matériau sableux est représentée par les figures 8 d, e et f. La teneur en limon grossier des deux matériaux est faible (environ 5%), et presque constante. Les teneurs en sable fin et sable grossier sont

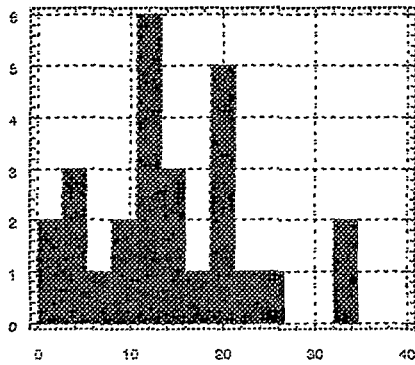
Figures 8, a à f : granulométrie des matériaux sableux et argileux



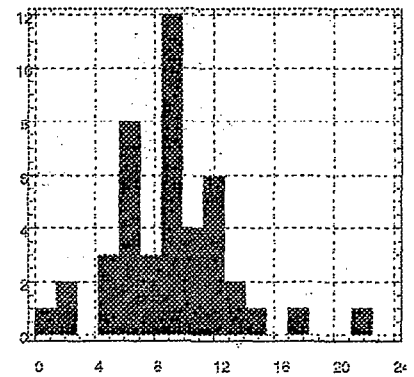
a) Teneur en argile du matériau argileux



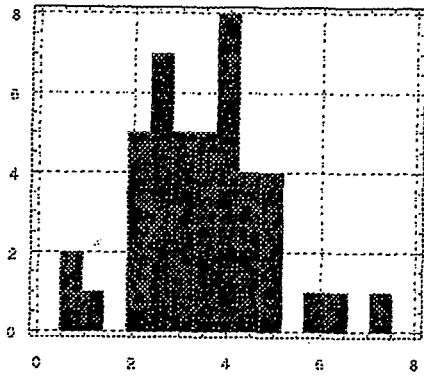
b) Teneur en limon fin du matériau argileux



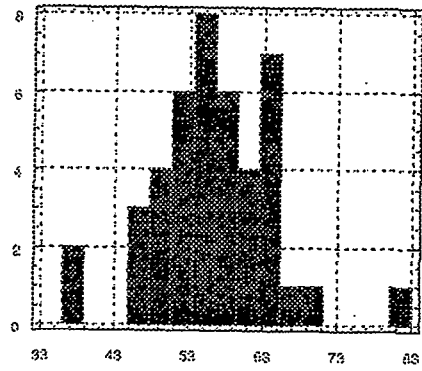
c) Teneur en sable fin du matériau argileux



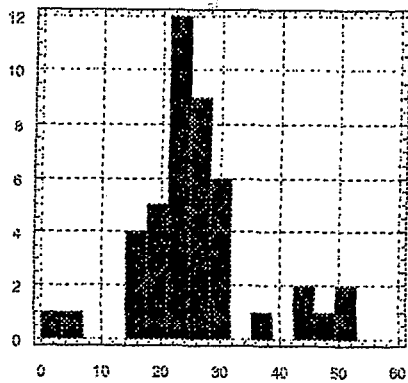
d) Teneur en argile du matériau sableux



e) Teneur en limon fin du matériau sableux



f) Teneur en sable fin du matériau sableux



g) Teneur en sable grossier du matériau sableux

corrélées positivement pour le matériau argileux ($R=0,9$) et négativement pour le matériau sableux ($R=-0,8$). Du fait de l'absence de limon grossier, la répartition des granulométries peut se résumer à une relation argile / sables ou argile+limon fin / sables.

A l'exception des sables fins du matériau argileux, les différentes classes granulométriques ont une loi de répartition normale. La répartition des sables dans les différents matériaux suggère :

-que le matériau sableux provient d'un dépôt sableux homogène. La séparation arbitraire entre sables fins et grossiers se concrétise alors par la corrélation négative entre ces deux fractions;

-que le matériau argileux a subi une contamination par les sables. la teneur en sable est alors affectée d'un fort coefficient de variation, pour une loi de distribution non normale (figure 8c). La corrélation positive entre les fractions sableuses peut également se comprendre de cette façon.

b) Horizon argileux superficiel

b-1) Caractéristiques

Cet horizon est l'horizon argileux gris clair à structure polyédrique anguleuse (Gp) décrit ci-dessus. Le premier horizon (Gr) étant de faible épaisseur, à forte porosité, et partiellement décapé lors des essais d'infiltration (chapitre IV), il n'a pas retenu notre attention pour cette étude.

La densité de cet horizon est en moyenne de 1,48, pour un coefficient de variation de 7%. Cette faible variation est corrélée négativement aux variations du taux d'argile ($R=-0,56$) auquel elle semble linéairement liée. La variance autour de cette relation correspond aux échantillons finement structurés et à porosité biologique de grande taille (2-4 mm). Ces mêmes échantillons ont occasionné les écarts les plus importants entre mesure au cylindre (sous-estimation de la densité) et mesure sur motte (sur-estimation de la densité). L'histogramme des valeurs de densité de l'horizon est présenté en figure 9.

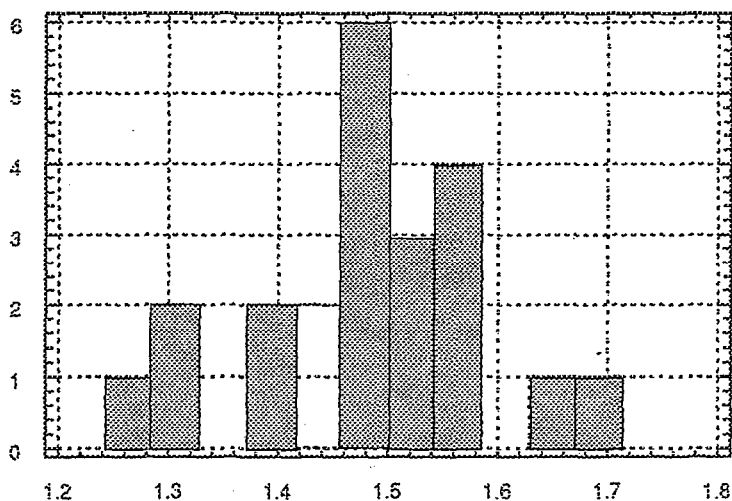


Figure 9 : Histogramme des valeurs de densité de l'horizon argileux (Gp)

La capacité d'échange moyenne de l'horizon est de 15 milli-équivalents pour 100grammes de sol, pour un coefficient de variation de 20%. Ce coefficient de variation se trouve réduit à 14 % lorsque l'on norme la capacité d'échange par la teneur en argile de l'échantillon. La loi de répartition est alors proche d'une loi normale (figure 10).

La conductivité électrique (EC) de l'extrait au 1/5° de sol sépare les échantillons analysés en deux populations :

- des sols non salés ($EC < 240 \mu S/cm$);
- des sols peu à moyennement salés ($300 \mu S/cm < EC < 1500 \mu S/cm$). (Figure 11)

La limite de $250 \mu S/cm$ apparaît sur l'histogramme, mais est aussi une limite retenue pour la cartographie dans cette région (Boivin, 1984). Elle se matérialise sur le terrain par l'apparition de quelques plantes halophytes (*Sesuvium portulacastrum*), et par la présence de couches superficielles localement pulvérulentes aux endroits les plus salés. La salinité des sols est généralement d'origine marine dans la région (Boivin, 1984), et le sodium est le cation dominant. Ceci est exprimé dans notre cas par un coefficient de

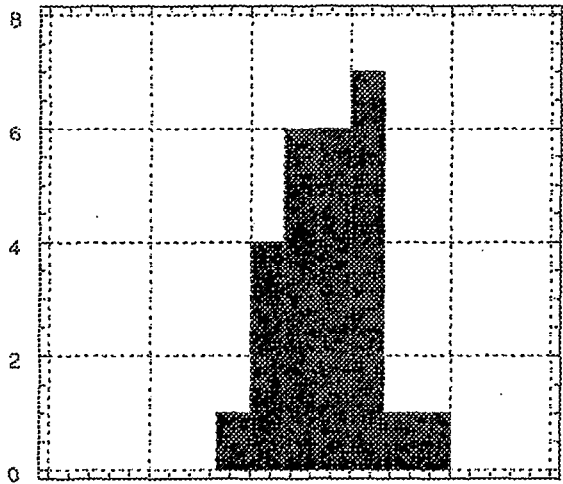


Figure 10 : Histogramme des valeurs de capacité d'échange de l'horizon argileux (Gp) normées par le taux d'argile.

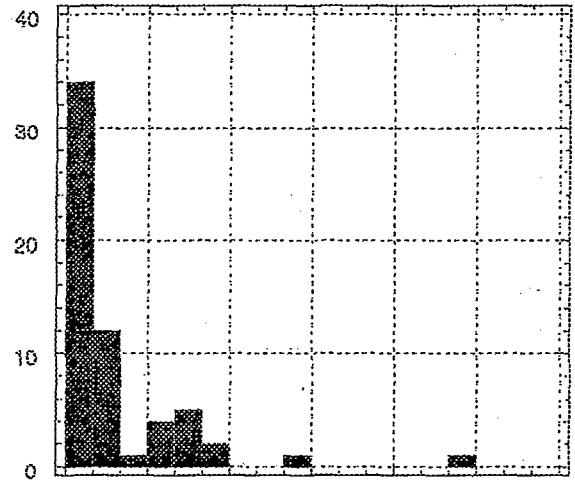


Figure 11 : Histogramme des valeurs de conductivité électrique de l'extrait 1/5 de sol en milli Siemens par centimètre (échantillons argileux).

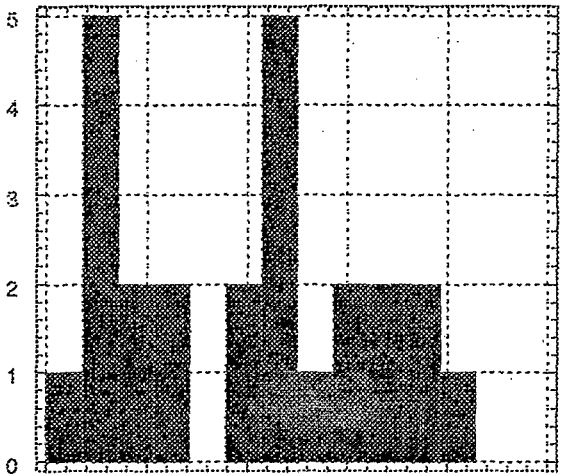


Figure 12 : Histogramme des valeurs de pH de l'extrait aqueux de l'horizon argileux (Gp).

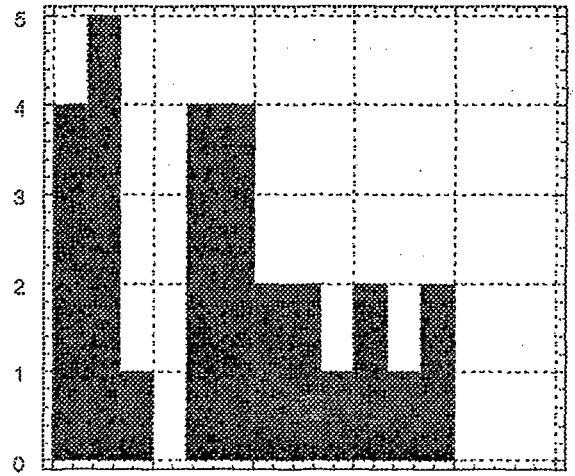


Figure 13 : Histogramme des valeurs de pH sur extrait KCl de l'horizon argileux (Gp)

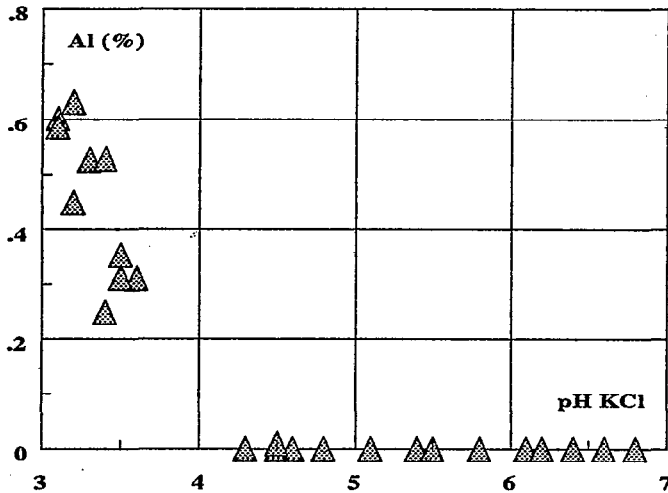


Figure 14 : Relation pH (extrait KCl) taux de saturation en aluminium échangeable dans l'horizon argileux (Gp).

corrélation de 0,96 entre teneur en sodium de l'extrait de sol et conductivité électrique de ce même extrait.

Les pH eau et KCl divisent également les échantillons en deux populations, comme cela est illustré par les figures 12 et 13 respectivement. Les populations ainsi définies admettent les limites suivantes :

- échantillons acides : pH-eau compris entre 3 et 4,2; pH-KCl compris entre 2,9 et 3,9;
- échantillons «neutres» : pH-eau supérieur à 4,8, pH-KCl supérieur à 4,4.

Les valeurs de pH-eau et pH-KCl sont bien corrélées et linéairement liées, avec un coefficient de corrélation de 0,99.

Le taux de saturation en aluminium échangeable est nul pour les échantillons «neutres». Il semble augmenter de façon linéaire à mesure que le pH décroît pour les échantillons acides (figure 14). Notons enfin qu'aucun des horizons acides n'est salé.

b-2) Interprétation

Ces résultats sont cohérents par rapport à ceux acquis dans cette région, en particulier concernant l'évolution récente des sols en condition de sécheresse (e.g. Boivin et al, 1986, Le Brusq et al, 1987): On retrouve notamment des sols dont l'acidité est essentiellement exprimée sous forme aluminique : le taux de saturation en aluminium atteint ici 60%. On retrouve également l'opposition salure / acidité signalée en particulier par Le Brusq et al (1987)(cf. ci-après).

Les variables analytiques dont nous disposons segmentent donc nos échantillons en deux lots : échantillons salés proches de la neutralité, et échantillons acides non salés.

b) Les horizons sableux

Les mêmes facteurs de différenciation apparaissent à l'examen des caractéristiques analytiques des horizons sableux.

La densité des horizons sableux est présentée au moyen de deux graphiques : histogramme des valeurs de densité des échantillons sableux (moins de 15% d'argile), histogramme des valeurs de densité des échantillons argilo-sableux; figures 15 et 16 respectivement. Les horizons sableux (base des profils en général, ou profils éloignés des placages d'argile) ont une densité élevée : 1,69 en moyenne, et faiblement variable : coefficient de variation inférieur à 6%. Cette faible variance s'explique par l'absence de structure et la faible porosité. Les horizons argilo-sableux ont une densité plus faible : 1,53 en moyenne, et plus variable : coefficient de variation de l'ordre de 10%. Cette variabilité reste faible et est à rapprocher de l'apparition d'une structure et de la présence de noyaux argileux.

La capacité d'échange rapportée au taux d'argile est identique pour les échantillons argilo-sableux à celle des échantillons argileux. Elle est un peu plus faible pour les échantillons sableux. Cet écart correspond sans doute à la présence de matière organique, puisque les échantillons argileux et argilo-

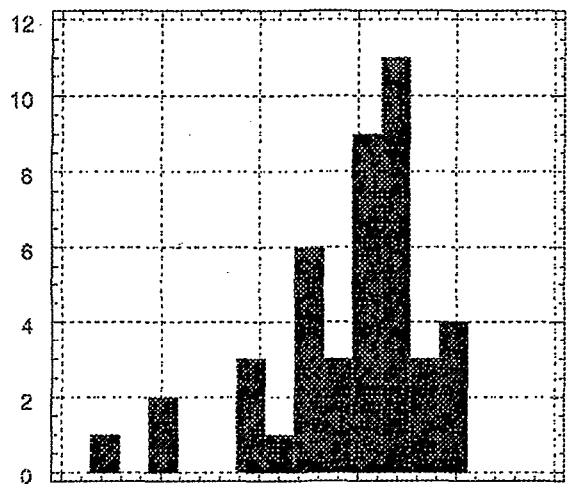


Figure 15 : Histogramme des valeurs de densité des échantillons sableux, horizon sableux.

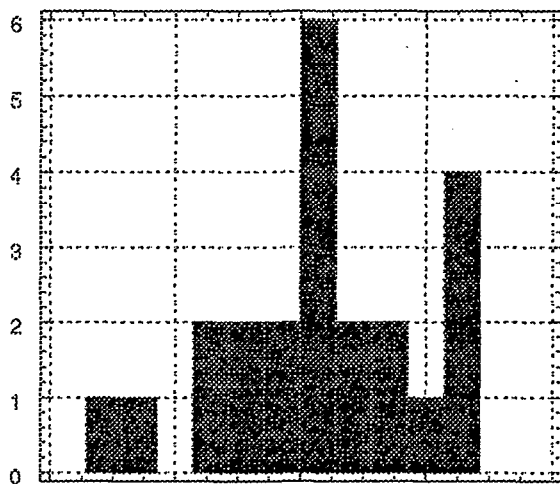


Figure 16 : Histogramme des valeurs de densité, échantillons argilo-sableux (horizons superficiels proches de l'horizon (Gp)).

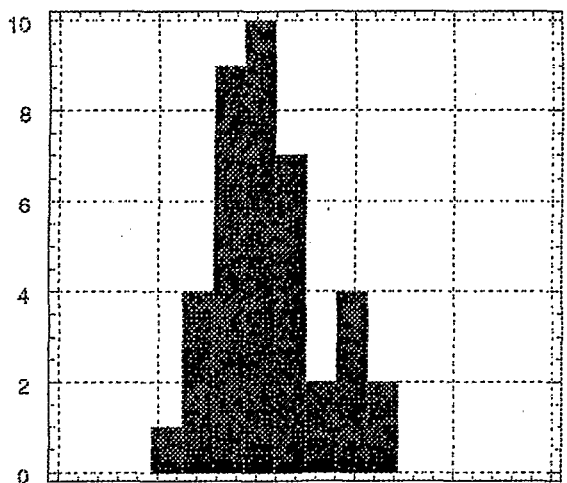


Figure 17 : Histogramme des valeurs de capacité d'échange des horizons sableux: valeurs normées par le taux d'argile.



Figure 18 : Histogramme des valeurs de capacité d'échange, échantillons argilo-sableux valeurs normées par le taux d'argile.

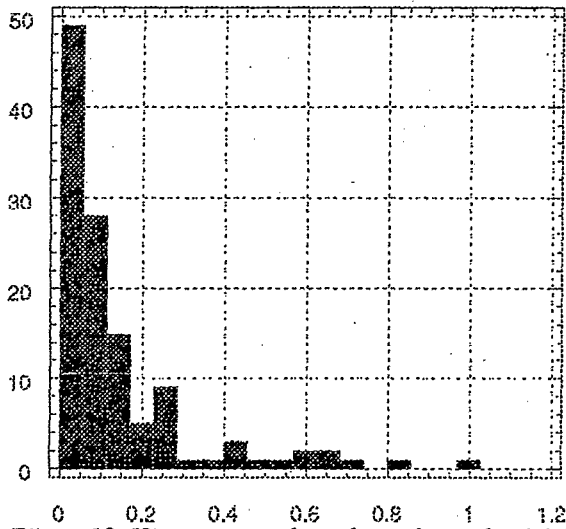


Figure 19 : Histogramme des valeurs de conductivité (mS/cm) de l'extrait 1/5 de sol : horizons sableux.

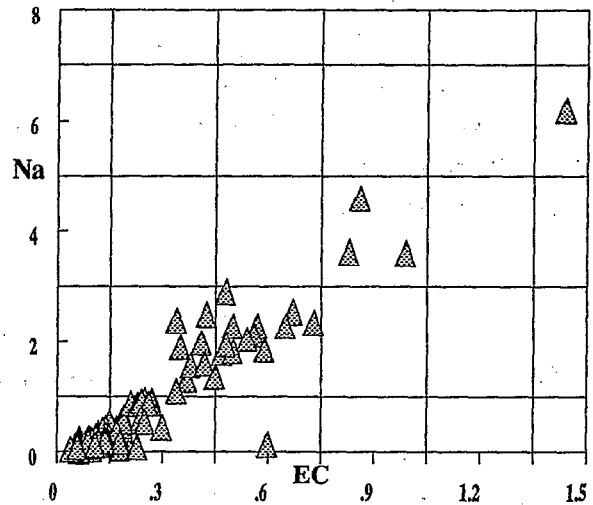


Figure 20 : Relation conductivité de l'extrait de sol / sodium dosé dans l'extrait de sol (Na : méll; EC: mS/cm).

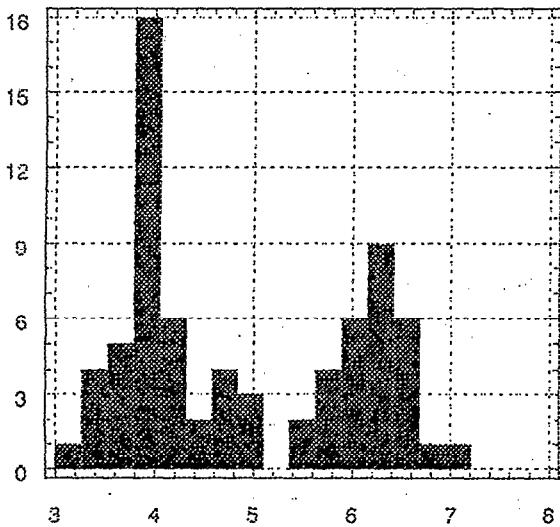


Figure 21 : Histogramme des valeurs de pH (extrait KCl) des horizons sableux.

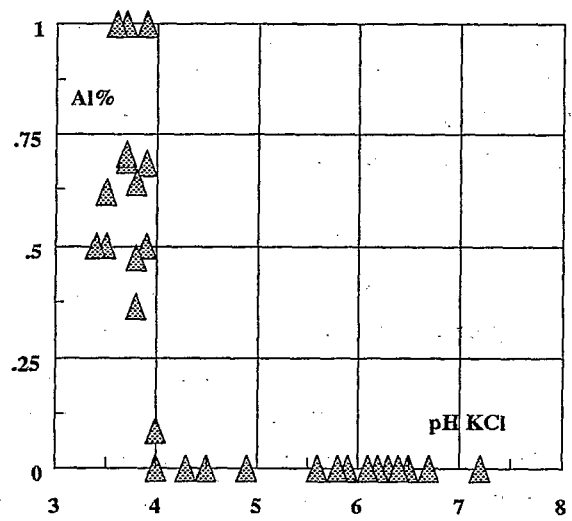


Figure 22 : Relation pH (extrait KCl) taux de saturation en aluminium échangeable pour les horizons sableux.

sableux proviennent de la partie supérieure des profils. Cette grandeur a été représentée sur les figures 17 et 18, où sont tracés les histogrammes des valeurs de capacité d'échange normée par le taux d'argile des échantillons purement sableux et argilo-sableux respectivement. En particulier, on peut noter que les moments de la capacité d'échange rapportée au taux d'argile des échantillons argilo-sableux sont tout à fait identiques aux moments de la même grandeur considérée dans l'horizon superficiel argileux (moyenne=0,3 me/g, coefficient de variation de 15%).

La Conductivité électrique de l'extrait de sol (1/5^e) segmente également le lot d'échantillons en deux catégories, la limite de 300µS/cm pouvant également être proposée, (figure 19).

La relation entre EC et sodium dosé dans l'extrait de sol est identique à celle identifiée pour l'horizon (Gp). La figure 20 illustre cette relation :

$$\text{Na (mé/100g)} = 4,4 \cdot 10^{-3} \cdot \text{EC} (\mu\text{S/cm}) - 0,28.$$

$$R = 0,99 \text{ (Calcul effectué sur 99 échantillons)}$$

Le pH de l'extrait de sol permet également de subdiviser les échantillons en échantillons «acides» et échantillons «neutres», la figure 21 illustre cette situation à partir de l'histogramme des valeurs de pH mesurées dans l'extrait KCl. La limite entre échantillon acide et échantillon «neutre» est ici de 5. Les valeurs de pH sont légèrement plus élevées que pour l'horizon (Gp). Ce résultat est normal, compte tenu de la faible capacité d'échange des horizons sableux.

Les teneurs en aluminium échangeable sont faibles, mais le taux de saturation est supérieur à celui trouvé pour les horizons (Gp), puisqu'il dépasse ici 80%. La figure 22 montre la relation entre taux de saturation en Al échangeable et pH-KCl. On notera que l'aluminium échangeable concerne tous les échantillons acides et représente ici encore la forme principale d'acidité et de cation échangeable. Rappelons à cette occasion le caractère toxique de l'aluminium échangeable pour les végétaux et en particulier le riz. Enfin, les échantillons acides ne sont jamais salés, ce résultat étant déjà exprimé pour l'horizon (Gp).

d) Conclusion

Après les facteurs texturaux, qui correspondent à des limites majeures d'horizons, un nouveau critère de segmentation de la couverture pédologique apparaît à l'étude des variables chimiques. On distinguera d'une part des échantillons -et par extension des horizons- légèrement salés et non acides, et d'autre part des horizons non salés et acides. L'acidité est représentée par de l'aluminium échangeable; la salure est d'origine marine et le principal cation est le sodium.

La capacité d'échange est bien corrélée au taux d'argile, indépendamment du type d'horizon. Les caractéristiques chimiques (pH, conductivité) relevées ne sont donc pas concordantes avec les variations texturales, ou ne le sont plus dès lors qu'elles sont normées par la teneur en argile (capacité d'échange) ou par la capacité d'échange (cations échangeables). Exprimées de cette façon, elles sont donc également discordantes avec toute délimitation d'horizon : *la différenciation chimique se développe indépendamment des variations de granulométrie du substrat, seule son expression s'en trouve affectée.*

Pour une étude multivariable, on pourra pratiquement ne retenir qu'une variable chimique, par exemple EC ou le pH-KCl, pour représenter les états chimiques que nous venons d'étudier au niveau de l'échantillon.

Les valeurs de densité sont très peu variables, et il est difficile à ce stade de l'étude d'affirmer que les variations enregistrées ne correspondent pas à l'erreur de mesure, malgré l'excellente correspondance entre les différentes méthodes et la relation densité / teneur en argile qui apparaît au niveau de l'horizon (Gp).

Notons enfin que nous ne disposons pas de la teneur en fer total. Cette grandeur a toutefois été étudiée par Colleuille (1989) et s'est révélée très variable au sein d'un même horizon. D'une fosse à l'autre, les variations dans l'intensité et la quantité des imprégnations d'oxy-hydroxydes de fer se sont révélées aléatoires.

II-2-3 Variabilité spatiale des observations recueillies

Les parties II-2-1 et II-2-2 permettent de définir des ensembles de morphologie voisine, et des critères de segmentation de la couverture pédologique. Ces résultats sont énoncés indépendamment des coordonnées spatiales de chaque échantillon ou horizon décrit. Dans cette partie, nous allons compléter la description de la couverture pédologique en introduisant une réflexion sur la variabilité spatiale des informations recueillies. Ce complément doit permettre de mettre en évidence les principaux critères d'organisation dans l'espace des grandeurs mesurées. Ceci nous permettra également de conclure quant à la définition de volumes ou de gradients et d'énoncer les conditions de leur caractérisation.

a) Choix des variables étudiées

En fonction de ce qui précède, nous pouvons restreindre le nombre de variables étudiées. Les variables retenues sont :

- classes granulométriques : teneur en argile, teneur en limon fin, teneur en sable fin, teneur en sable grossier;
- pH-KCl et conductivité électrique de l'extrait de sol;
- densité apparente;
- épaisseur de l'horizon argileux;
- cote topographique du site.

b) Problèmes méthodologiques

b-1) Sélection des observations

Les grandeurs étudiées sont localisées dans un espace à trois dimensions : des coordonnées X et Y relevées pour chaque point d'observation, une cote Z correspondant à la profondeur de l'observation (ou du prélèvement) dans le profil. Cette dernière cote peut être relative à la surface du sol ou calculée, à partir de la cote de la surface de la fosse, par rapport aux cotes IGN.

Les contraintes logicielles et les difficultés pratiques nous poussent à ne considérer la variabilité spatiale de ces grandeurs que dans un espace à deux dimensions : en l'occurrence X et Y, coordonnées horizontales de l'observation. Deux observations provenant d'un même profil ont de ce fait les mêmes coordonnées. Dès lors, on doit réaliser les choix suivants :

-soit ne représenter qu'une grandeur par profil en proposant une valeur moyenne de cette grandeur au niveau du profil. Ceci revient à estimer que les variations latérales sont plus importantes que les variations verticales;

-soit étudier séparément chaque niveau (et/ou) chaque horizon pour un même profil.

La première solution ne paraît acceptable qu'au niveau des variables chimiques normées (ci-avant), dans la mesure où ces dernières semblent varier indépendamment des caractéristiques du substrat. Les autres grandeurs semblent devoir être traitées par horizon. Mais seule l'étude par horizon et niveau de profondeur permet de discuter ce choix : c'est donc la démarche qui sera adoptée.

Les prélèvements ont été effectués par horizon (au milieu de chaque horizon), et ne sont donc pas à une cote constante. Cependant, il existe une règle de superposition stricte : le placage argileux est toujours au dessus du matériau sableux. D'autre part, les différences de cote d'un prélèvement à l'autre sont -en termes de distances- négligeables par rapport aux distances horizontales : moins de un mètre dans un cas, plus de quatorze mètres dans l'autre. Pour toutes ces raisons, nous étudierons les différents paramètres à notre disposition de deux façons :

-par niveau de profondeur :

-couche 10-30 (cette couche inclue dans certains cas l'horizon (Gp));

-couche 50-70 (qui correspond au niveau sableux à argilo-sableux en général);

-par horizon :

-horizon argileux (Gp);

-horizon sableux profond.

b-2) Limitation du nombre d'observations

*Le choix présenté ci-dessus a pour conséquence, lors de l'étude par horizon, de limiter à 30 le nombre d'observations disponibles dans l'horizon (Gp). Ce fait hypothèque d'emblée la précision de l'interprétation des résultats statistiques obtenus. Il en va de même de toute segmentation du lot de données. Or, si nous prenons l'exemple de l'identification de la structure spatiale d'une variable, une segmentation du lot de données peut s'avérer indispensable à l'interprétation des résultats, lorsque le lot de données dans son ensemble ne respecte pas l'hypothèse de stationnarité.

Ceci illustre la difficulté et la limitation technique inhérentes à l'emploi de certaines méthodes statistiques en Pédologie : un grand nombre d'observations est nécessaire, alors que ces observations sont difficiles à réaliser et/ou coûteuses. On choisit donc généralement de réaliser le minimum d'observations nécessaires. Mais si, à la lumière de ces observations, des segmentations du lot de données recueillies s'imposent en préalable à tout traitement, on obtient alors deux (ou plus) lots de données, chaque lot réunissant un nombre insuffisant d'observations pour faire l'objet d'une interprétation sérieuse. Nous accorderons donc une attention particulière à la signification des calculs présentés.

*La structure du plan d'échantillonnage nous permet de disposer d'un nombre significatif de couples d'observation pour des multiples de 14 mètres : ceci limite de fait la précision d'identification de la structure des variables à des valeurs proches des multiples de 14 mètres. Les valeurs de portées indiquées dans la suite de ce texte sont donc approximées sous cette condition.

b-3) Technique d'interpolation

Les cartes interpolées par krigeage qui sont présentées ont des caractéristiques techniques communes que nous ne rappellerons pas systématiquement:

-après un ajustement graphique, un test de validation croisée a permis d'optimiser le choix du modèle de variogramme et de ses paramètres et de montrer que l'erreur d'estimation est négligeable par rapport à la valeur moyenne de la variable étudiée;

-l'interpolation est réalisée par voisinage glissant, en aucun cas un variogramme n'est interprété ou utilisé

comme interpolateur à une distance de plus de 200 mètres;

-une carte de variance d'estimation est également produite (mais non systématiquement figurée). Le rapport moyen variance d'estimation/ variance d'erreur d'interpolation est égal à $1 \pm 0,03$ au test de validation croisée : ce test consiste à recalculer les valeurs expérimentales à partir de leur voisinage et à comparer ainsi les valeurs observées aux valeurs estimées par l'interpolateur que l'on souhaite tester.

C) Résultats

c-1) Topographie

Les cotes topographiques ont été relevées dans l'interbillon, au niveau de chaque fosse pédologique. Les variogrammes calculés sur les couples de cotes topographiques orientés selon les deux axes de la parcelle et leurs médiatrices mettent en évidence une légère anisotropie, corrigée par une dérive quadratique d'orientation sud-est / nord-ouest correspondant à 32% de la variance (figure 23). Le variogramme moyen calculé sur les résidus met en évidence une structure sphérique de portée 45 mètres environ, et d'effet de pépité nul (figure 24) : les cotes topographiques sont donc fortement structurées. La figure 25 présente la carte des cotes topographiques, calculée par krigeage sur l'ensemble de la parcelle. Les isovaleurs sont exprimées en mm, cotes calculées par rapport au radier du barrage.

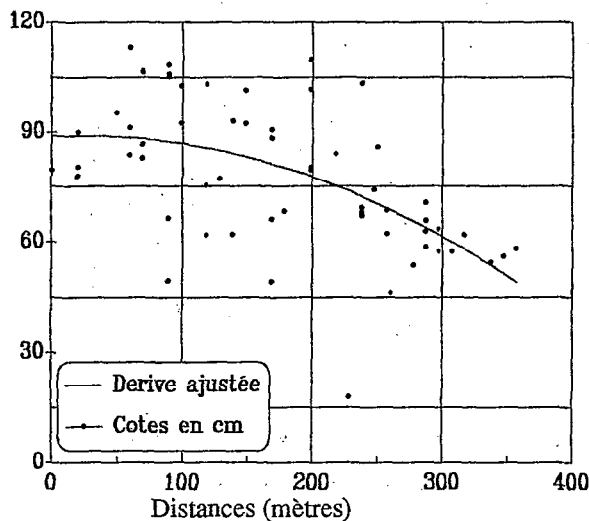


Figure 23 : filtrage d'une dérive correspondant à 32% de la variance globale sur les valeurs de cote topographique.

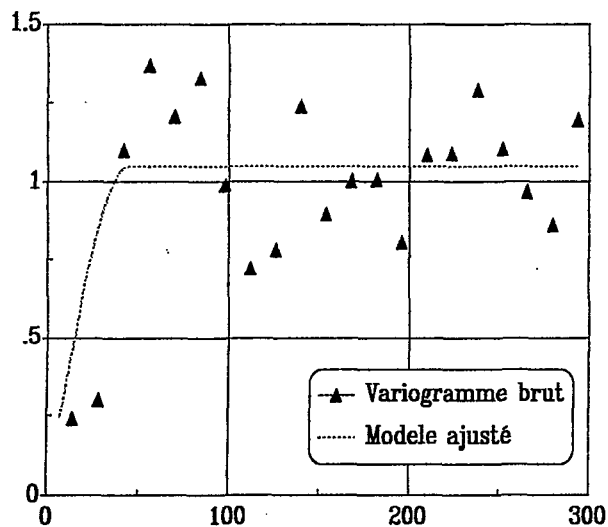


Figure 24 : Variogramme moyen calculé sur les résidus des cotes topographiques. Distances en mètres en abscisses, variance normée par la variance globale en ordonnée (variance globale : 38000 mm²)

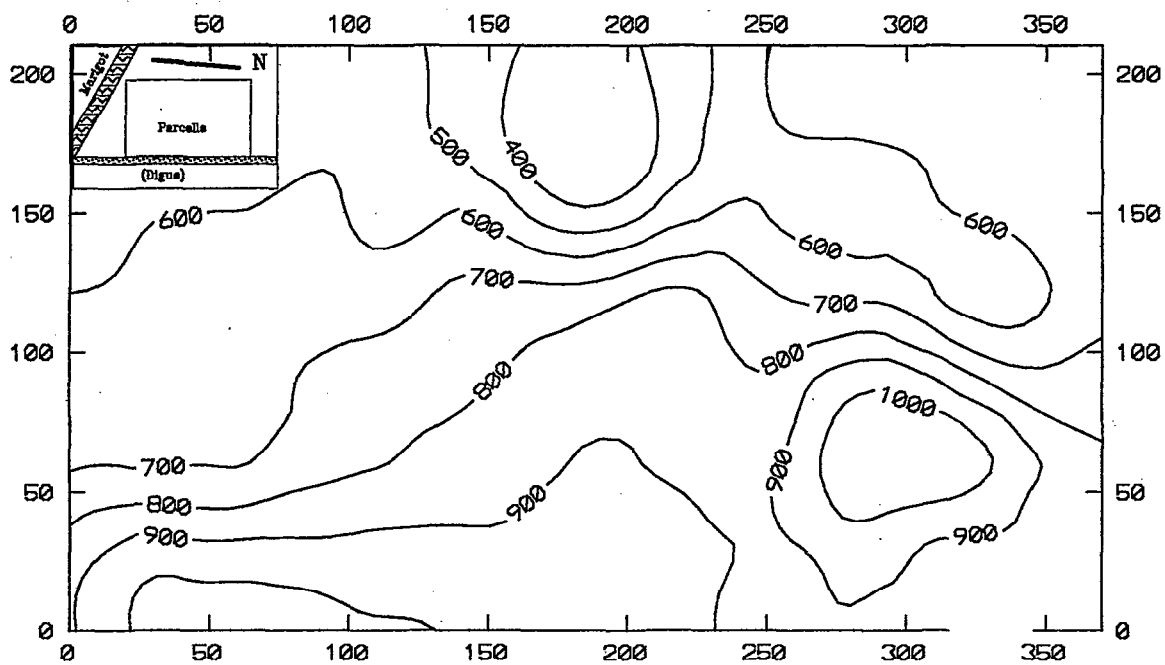


Figure 25 : Carte topographique de la parcelle (isovaleurs en mm, calculées par rapport au radier du barrage).

c-2) Epaisseur de l'horizon argileux

Le variogramme moyen calculé sur les valeurs d'épaisseur de l'horizon argileux est présenté en figure 26. Il correspond à un schéma sphérique de portée 70 mètres et d'effet de pépité nul, également représenté sur la figure 26. La carte d'épaisseur de l'horizon argileux calculée par krigeage sur l'ensemble de la parcelle est présentée en figure 27, les épaisseurs sont exprimées en cm.

Grâce aux fosses réalisées par Eisenlohr (1989), un contrôle de la qualité d'interpolation a pu être réalisé. On constate une bonne adéquation générale entre les valeurs mesurées de l'épaisseur de l'horizon argileux, et les valeurs interpolées par krigeage.

Deux type d'erreurs non négligeables apparaissent toutefois:

- une fosse contient une lentille d'argile de 40cm d'épaisseur pour moins de 1 mètre de diamètre. Cet «accident» n'est pas détectable, ni reproductible à notre échelle d'observation;
- les zones grisées sur la carte de la figure 27 contiennent très peu de points d'observation, ce qui se concrétise par une importante variance d'estimation figurant sur la carte de variance d'estimation de l'épaisseur d'argile, reproduite en figure 28. De fait, les valeurs réelles de l'épaisseur d'argile en ces endroits sont légèrement plus élevées que celles obtenues par interpolation.

Toutefois, dans la suite de ce travail, nous nous référerons au document obtenu à partir des soixante points d'observation, qui offre l'avantage d'être homogène aux autres études de variables.

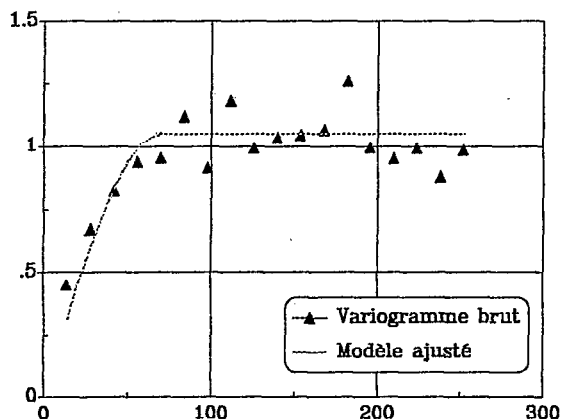


Figure 26 : variogramme moyen calculé sur les valeurs d'épaisseur de la couche argileuse et modèle ajusté. En abscisses : distances en mètres. En ordonnées : variances normées par la variance globale (396 cm²).

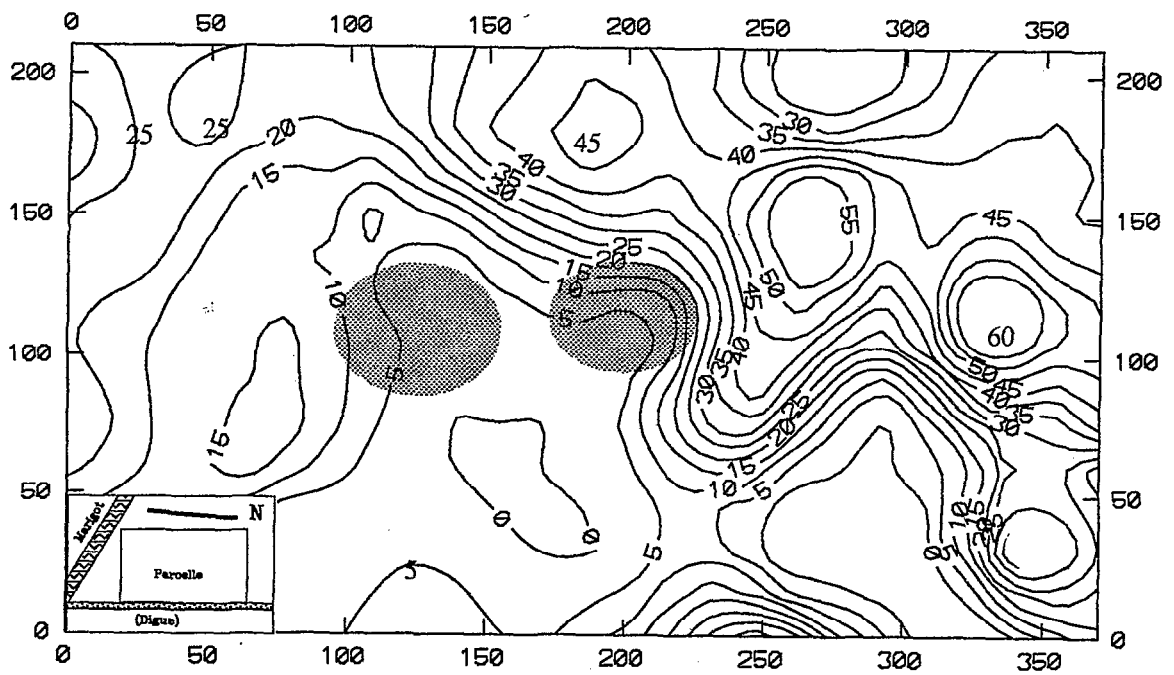


Figure 27 : Carte de l'épaisseur de l'horizon argileux (Gp). Les isovaleurs sont graduées en centimètres. En grisé : secteurs à forte variance d'estimation.

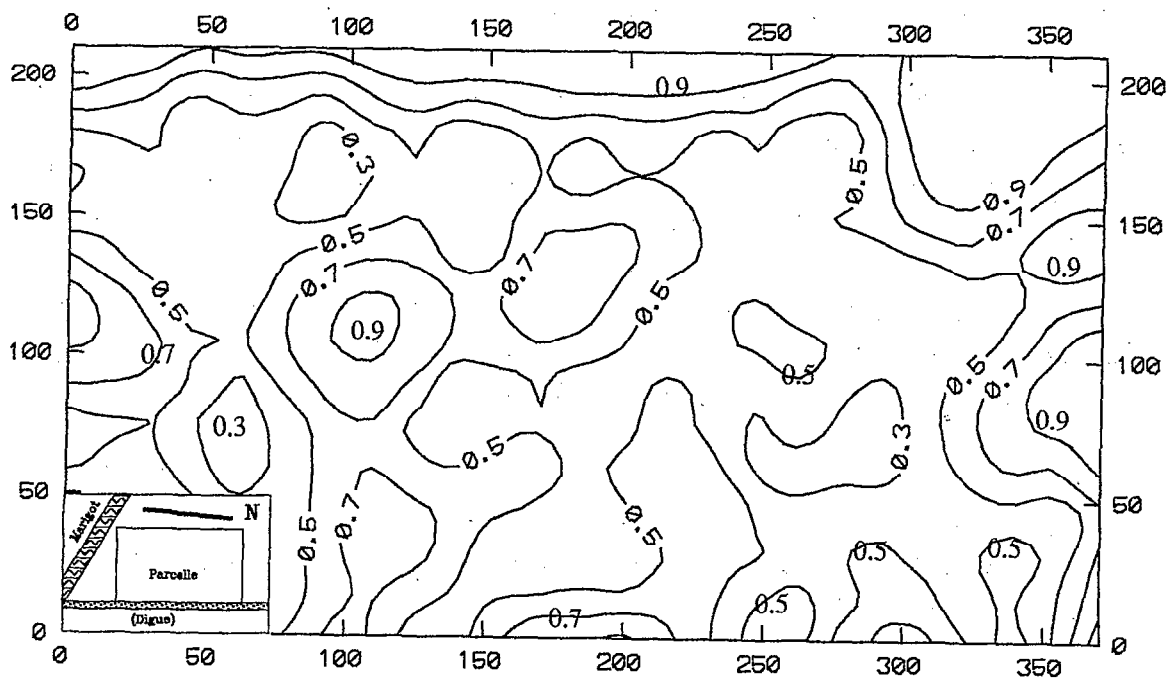


Figure 28 : Carte de variance d'estimation de l'épaisseur de l'horizon (G_p): les valeurs sont normées par la variance globale (396cm^2).

On note une bonne concordance entre la carte topographique et la carte d'épaisseur de l'horizon argileux. Cette relation était difficile à identifier sur le terrain, en raison des faibles dénivelés et de la présence des billons et des diguettes. Elle n'apparaît pas non plus à l'étude de la relation épaisseur d'argile / cote topographique : le coefficient de corrélation entre ces deux variables est de -0,45. Cette particularité peut se comprendre si l'on se figure un dépôt de l'argile dans des dépressions de profondeur variable : les lentilles argileuses se trouvent alors à des cotes topographiques variables (pas de relation directe entre cote topographique et épaisseur de l'argile), mais la répartition spatiale des dépressions correspond assez bien à celle des lentilles argileuses : d'où la concordance des documents cartographiques.

La représentation de la grandeur mesurée au moyen d'une carte interpolée par krigeage peut donc apporter des possibilités d'interprétations supplémentaires, en faisant apparaître visuellement une information alors que la même information se perd dans un «bruit de fond» lorsqu'on utilise d'autres méthodes telles que corrélation ou régression. On peut également commenter ce dernier point en rappelant que le produit d'une interpolation par krigeage figure sur deux documents :

- une carte de valeurs interpolées par krigeage, qui représente une information relativement lissée;
- une carte de variance d'estimation, qui illustre le «bruit de fond» ou variabilité que l'on peut rencontrer en un site donné, autour des valeurs proposées sur le premier document.

L'examen de la carte interpolée par krigeage donne donc accès à un document dont une partie de la variabilité *locale* a été filtrée, d'autant plus lorsque l'on choisit une représentation sous forme d'isovaleurs elles aussi lissées. Le terme «local» renvoie ici à la définition de la méthode de krigeage par voisinage glissant rappelée en début de chapitre.

c-3) Densité à la profondeur 50-70 cm (horizons sableux)

Ce niveau de profondeur correspond aux horizons sableux, dont les critères de distinction reposent essentiellement sur les variations de la teneur en argile et l'intensité et la répartition des imprégnations d'oxy-hydroxydes de fer. Rappelons que ce dernier facteur semble avoir une répartition aléatoire d'une fosse à l'autre. Le variogramme moyen calculé sur les valeurs de densité mesurées à cette profondeur correspond à une variable purement aléatoire, de faible variance. Seule une légère autocorrélation se manifeste à moins de 60 mètres de distance, réduisant d'environ 20% la variance totale à faible distance

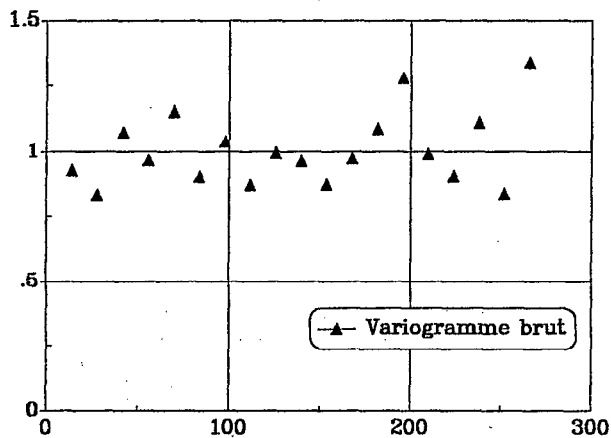


Figure 29 : Variogramme moyen des valeurs de densité du niveau 50-70cm (variance globale : 0.0077)

(figure 29). Cet aspect du variogramme peut trouver différentes explications :

- les variations sont très faibles, et celles observées sont dues aux erreurs de mesures;
- l'aspect «structuré» de la densité ne se manifeste qu'à moins de 14 mètres de distance.

La carte des valeurs de densité calculées par krigeage est présentée en figure 30. Les contours très irréguliers ont été lissés, pour rendre ce document plus clair. Le côté aléatoire de la répartition des valeurs de densité apparaît nettement, la carte ne comportant pas de structure particulière. Le faible écart entre les isovaleurs correspond à la faible variance enregistrée. Le niveau 50-70 est donc homogène et très peu variable sur l'ensemble du site, vis à vis de sa densité.

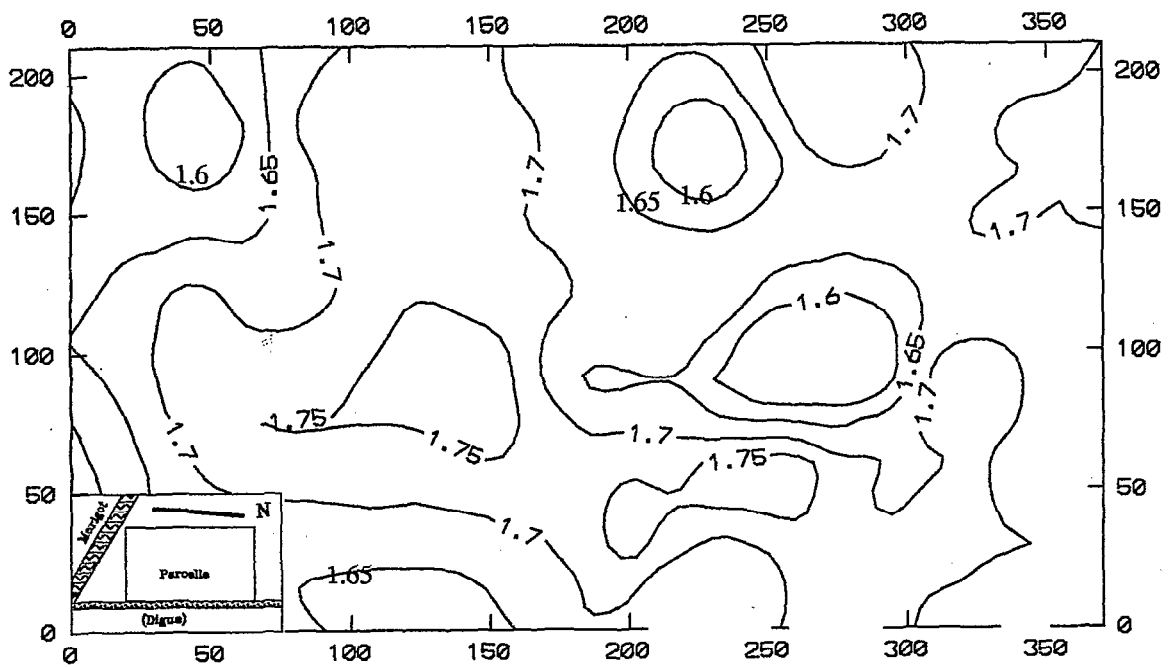


Figure 30 : Carte des valeurs de densité apparente de la couche 50-70cm.

c-4) Densité à la profondeur 10-30 cm

Ce niveau inclue l'horizon argileux (Gp) dans 50% des cas. Le variogramme moyen calculé sur les valeurs de densité mesurée à cette profondeur est présenté en figure 31. Il illustre une variable fortement structurée, dont un modèle sphérique de portée 60 mètres, d'effet de pépite 0,2 et de palier 0,95 (effet de pépite déduit) est proposé. (valeurs exprimées en fraction de la variance totale). La carte calculée par krigeage à partir des valeurs expérimentales traduit bien l'aspect structuré de la répartition des valeurs : des unités relativement contrastées se dégagent nettement (figure 32). L'examen de cette carte appelle les remarques suivantes :

- aucune correspondance n'apparaît entre cette carte et celle de la répartition de l'horizon argileux. La densité de la couche 10-30cm et l'épaisseur de l'horizon argileux sont discordantes;
- malgré les faibles variations enregistrées pour la densité de la couche 50-70cm, les deux cartes concordent relativement bien : même localisation et même forme des isovaleurs les plus fortes et les plus faibles.

En conclusion, nous retiendrons :

- 1-Malgré une faible variance, les mesures de densité semblent fiables et précises : une structure spatiale est nettement mise en évidence.
- 2-Aucun des niveaux étudiés ne justifie de découpage en horizon : aucune limite nette n'émerge, les isovaleurs sont discordantes avec les limites d'horizons.

Les variations de densité sont négligeables en profondeur. Elles sont faibles et probablement dues à un facteur externe (activité biologique?) en surface.

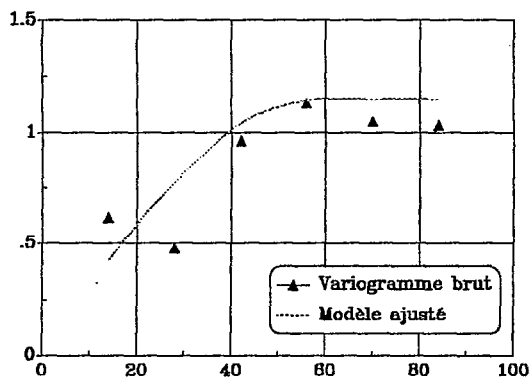


Figure 31 : Variogramme moyen des valeurs de densité mesurées pour le niveau 10-30cm et modèle sphérique ajusté (variance globale : 0.013).

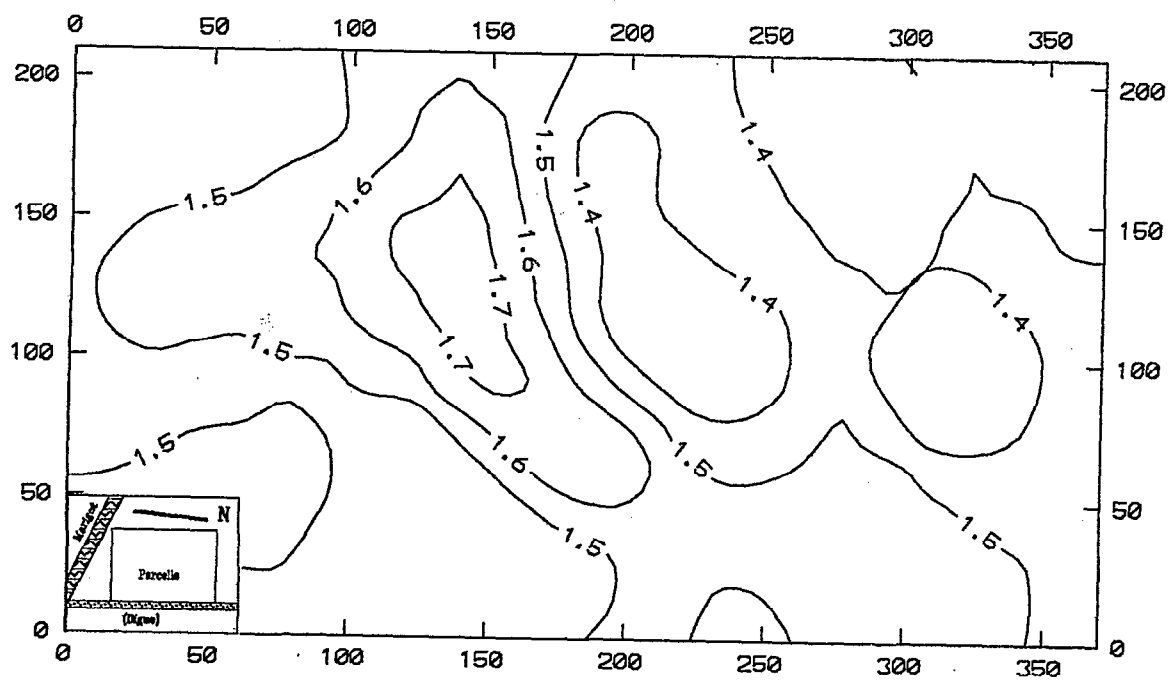


Figure 32 : Carte des valeurs de densité apparente du niveau 10-30cm.

c-5) Teneurs en argile et en sables de la couche 50-70 cm

La corrélation (négative) entre teneur en argile et teneur en sables de l'ensemble des échantillons prélevés permet de prévoir un comportement spatial identique pour ces deux grandeurs. Ceci est vérifié, les variogrammes moyens calculés à partir des teneurs en sables ou des teneurs en argile sont identiques (figure 33 et 34), et correspondent à un schéma sphérique de portée 80 mètres, de pépité 0,25 et de palier 1,1 (en fraction de la variance totale).

Les cartes calculées par krigeage pour ces deux grandeurs sont présentées en figures 35 et 36. Il est à noter que les horizons sableux se trouvant sous l'horizon argileux sont relativement moins riches en argile que les horizons sableux se trouvant sous des horizons superficiels sableux. Il semble qu'une migration de l'argile se soit produite dans ce cas. Ce fait était difficilement perceptible sur le terrain, en raison des faibles variations dans le taux d'argile. Cet exemple illustre à nouveau les possibilités d'interprétation offertes par le tracé de cartes interpolées par krigeage.

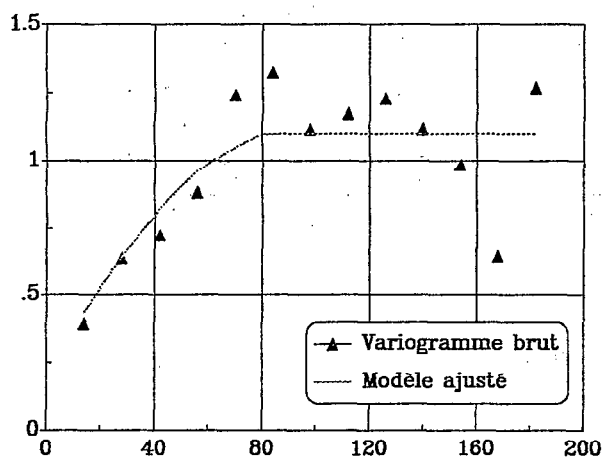


Figure 33 : Variogramme moyen des teneurs en sable au niveau 50-70cm (valeurs normées par la variance globale : 38,56).

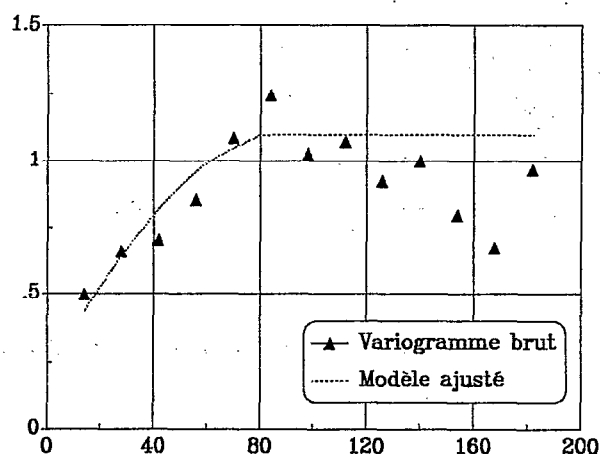


Figure 34 : Variogramme moyen des teneurs en argile du niveau 50-70cm (valeurs normées par la variance globale : 15,56).

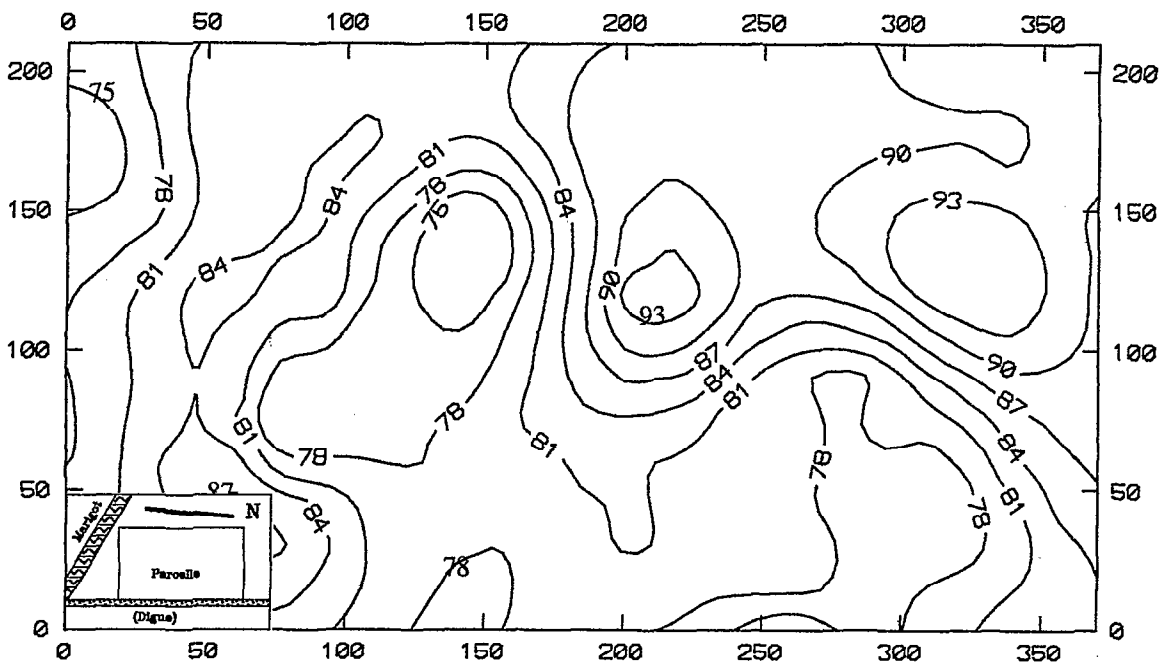


Figure 35 : Carte de la teneur en sables du niveau 50-70cm.

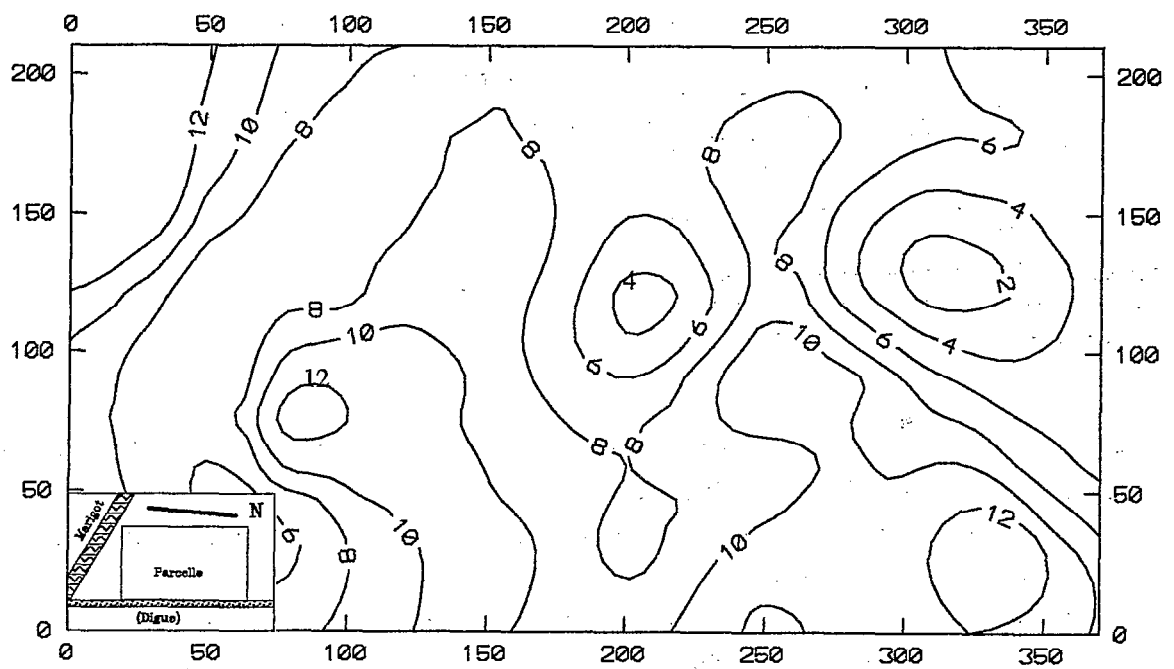
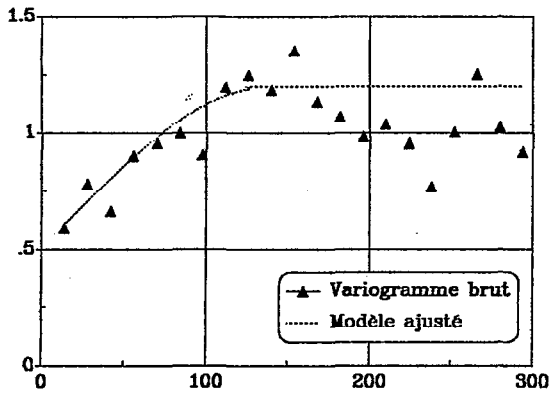


Figure 36 : Carte de teneur en argile du niveau 50-70cm.

c-6) Teneur en argile de la couche superficielle.



La teneur en argile de la couche superficielle présente une structure sphérique, de pépite 0,5, de palier 1,2 (en fraction de la variance totale) et de portée 140 mètres (figure 37).

Il est à noter cependant que ces valeurs présentent une légère dérive de direction Nord-Ouest / Sud -Est.

Figure 37 : Variogramme moyen, teneurs en argile de la couche 10-30cm (valeurs normées par la variance globale : 468).

La carte de la teneur en argile de l'horizon superficiel est présentée en figure 38, accompagnée des limites 5 et 30cm d'épaisseur de l'horizon argileux. On constate :

- que l'apparition de l'horizon argileux correspond à un fort gradient local de la teneur en argile, pour des teneurs en argile comprises entre 25 et 35%.
- que la teneur en argile de l'horizon argileux augmente avec l'épaisseur de l'horizon argileux;
- que la teneur en argile de l'horizon superficiel sableux augmente à mesure que la distance qui le sépare d'une lentille d'argile diminue. Cette répartition est compréhensible si l'on admet un dépôt de l'argile dans les dépressions du dépôt sableux, postérieurement à la mise en place du matériau sableux.

La répartition du sable n'est pas figurée, en raison de l'excellente corrélation entre sable et argile et de la similitude qui en résulte au niveau des cartes.

En conclusion, nous retiendrons :

- une très bonne relation entre variables granulométriques et occurrence des horizons. Ce résultat est logique puisque les variations texturales sont à l'origine des modifications morphologiques les plus nettes

dans ce sol peu évolué. En revanche, la qualité des correspondances est tout de même à souligner. L'apparition de la structure polyédrique anguleuse correspond assez précisément au seuil de 25% d'argile. Ce seuil est proche de celui donné par Brewer (1979) pour l'apparition d'un assemblage de type porphyrique (23%);

-l'existence de gradients importants, mais non de limites nettes au niveau des transitions entre horizons superficiels argileux et sableux. Ceci suggère que des remaniements superficiels locaux se soient produits;

-la faible variance des horizons profonds, répondant toutefois à des caractères d'organisation identiques à ceux de la couche superficielle.

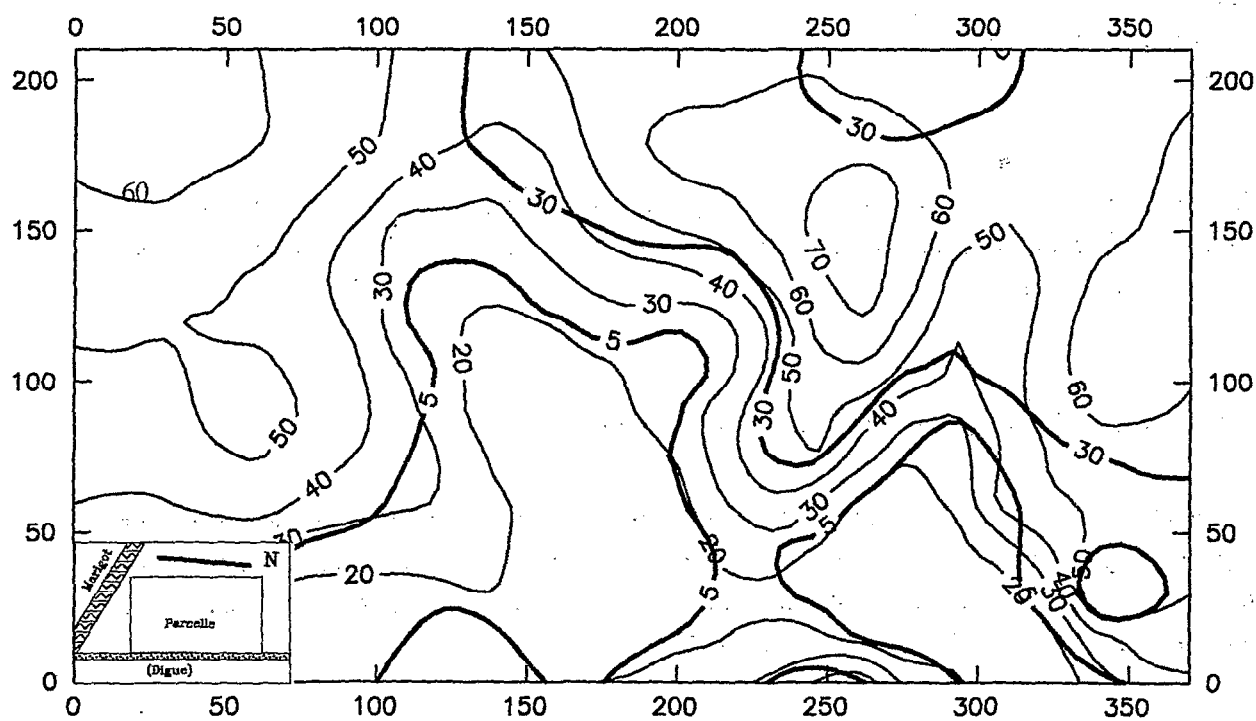
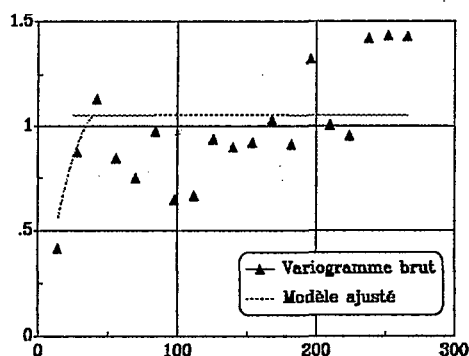


Figure 38 : Carte de teneur en argile de la couche 10-30cm. En traits gras figurent les épaisseurs 5 et 30cm de l'horizon (Gp).

c-7) pH mesuré sur extrait KCl : couche 50-70



Le variogramme moyen calculé sur les valeurs de pH mesurées pour la couche 50-70 (fig. 39) illustre une variable structurée, d'effet de pépite faible, et de portée 40 mètres environ.

Une légère anisotropie est détectable à l'examen des variogrammes directionnels et se manifeste ici par un palier inférieur à la variance globale de la parcelle. Cependant, le filtrage d'une dérive quadratique correspondant à 30% de la variance totale supprime cette anisotropie, mais ne modifie pas la structure identifiée et la carte des valeurs estimées.

Figure 39 : Variogramme moyen des valeurs de pH mesuré sur extrait KCl, niveau 50-70cm (valeurs normées par la variance globale : 1.4)

Cette carte est présentée en figure 40 et montre un gradient régulier d'acidité, du sud vers le nord, le pH passant progressivement de valeurs voisines de 6 à des valeurs voisines de 4. Aucune limite particulière n'apparaît à ce niveau.

c-8) Valeurs de pH mesurées au niveau 10-30cm

L'interprétation de la structure spatiale est identique au cas précédent. La carte des valeurs interpolées par krigeage est présentée en figure 41 et fait également apparaître un gradient nord-sud régulier, avec toutefois des valeurs plus extrêmes : pH compris entre 3,5 et 6,5. Aucun terme de comparaison avec la répartition des horizons sableux et argileux n'apparaît.

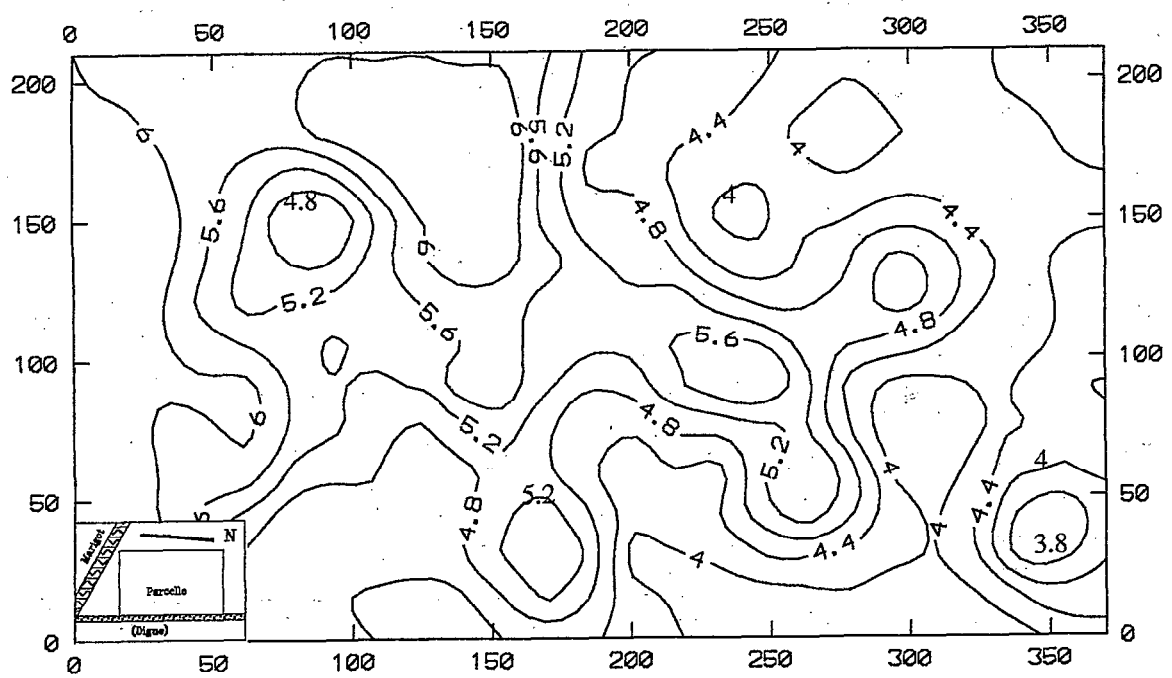


Figure 40 : Carte des valeurs de pH mesuré sur extrait KCl, niveau 50-70cm.

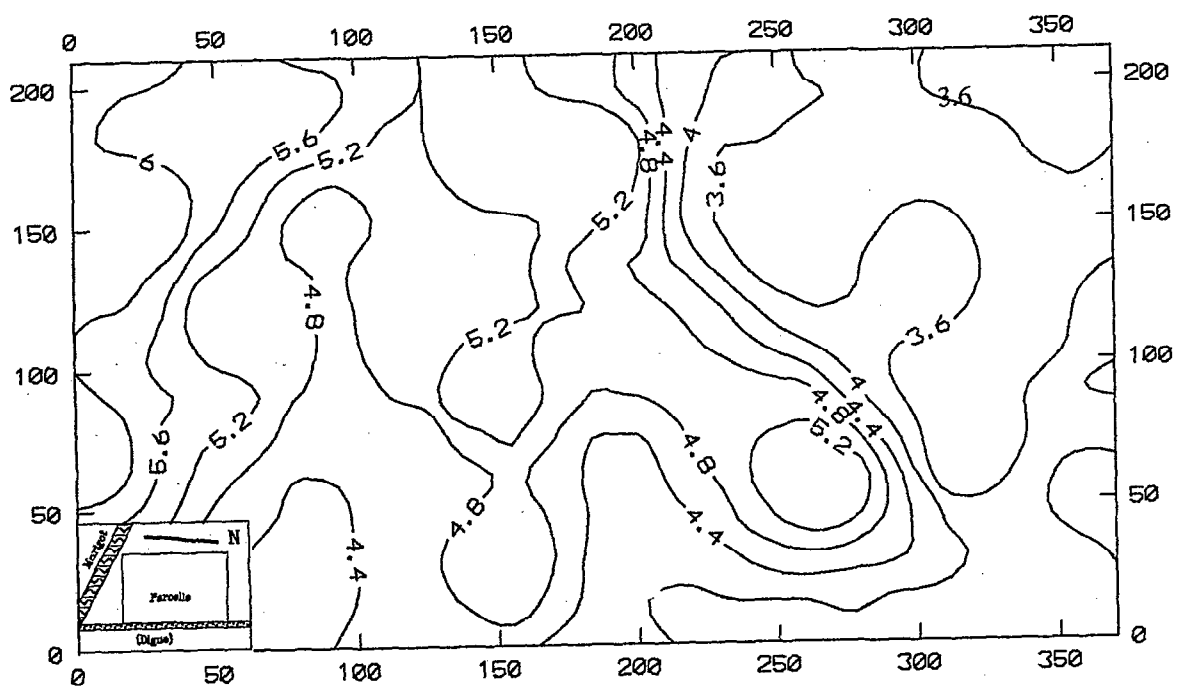


Figure 41 : Carte des valeurs de pH mesuré sur extrait KCl, niveau 10-30cm.

c-9) Conductivité électrique des différentes couches

Les caractéristiques de conductivité électrique de l'extrait de sol des différents niveaux prélevés sont identiques : une forte dérive sud-ouest / nord-est, qui, une fois filtrée, laisse apparaître une structure sphérique de portée 40 mètres environ. La figure 43 illustre cette structure au niveau de la couche 10-30cm. La carte de la conductivité électrique de l'extrait de sol pour les niveaux 10-30cm est présentée en figure 44.

De même que pour le pH, ces cartes font apparaître un gradient de salure discordant par rapport aux horizons décrits.

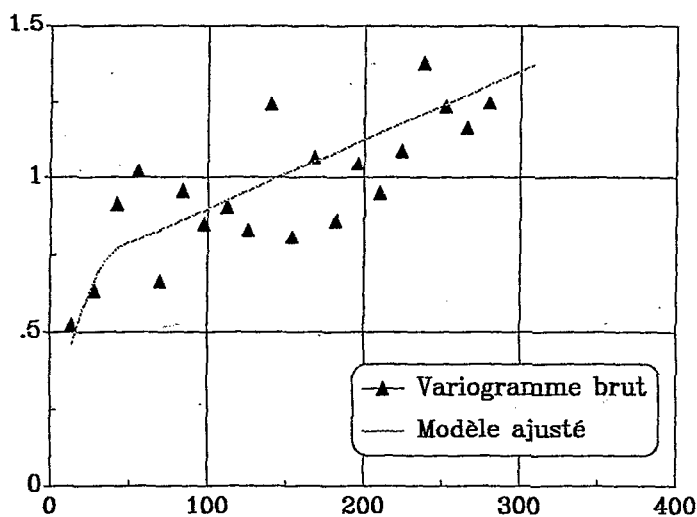


Figure 42 : Variogramme moyen calculé sur les valeurs de conductivité électrique de l'extrait de sol, après filtrage d'une dérive quadratique (valeurs normées par la variance globale : $10500\mu\text{S}/\text{cm}^2$).

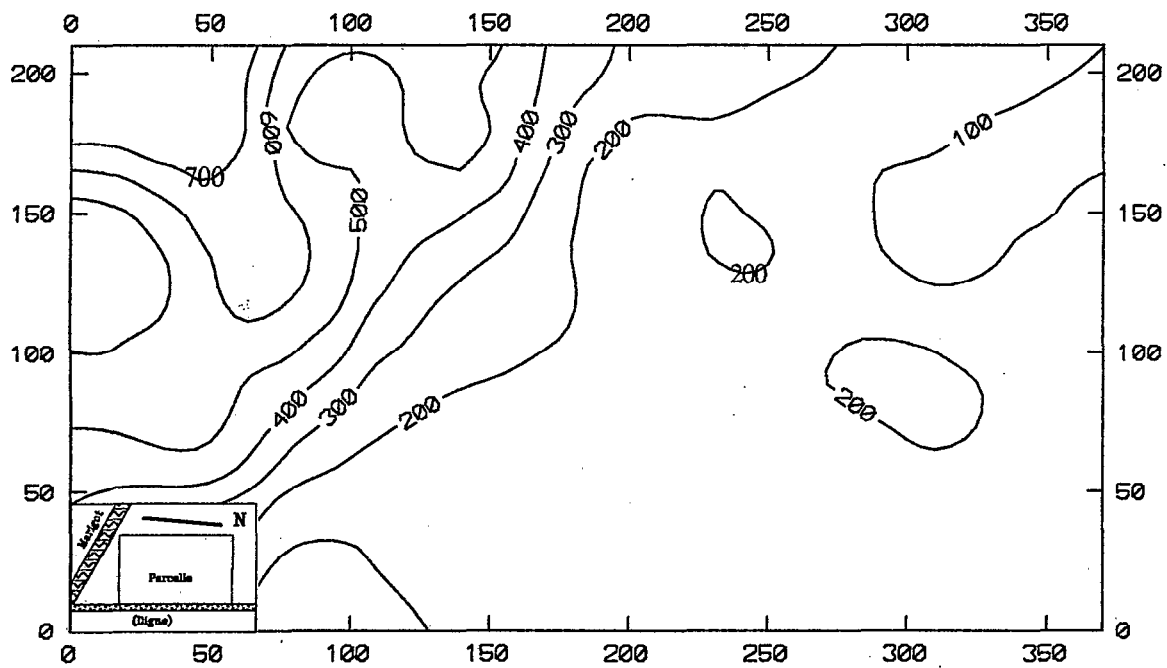


Figure 44 : Carte de conductivité électrique de l'extrait 1/5 de sol, valeurs exprimées en $\mu\text{S/cm}$, niveau 10-30cm

d) Discussion et synthèse

L'exposé de ces résultats nous permet de proposer un certain nombre de réflexions, sur le plan méthodologique d'une part, concernant la genèse et la répartition des sols étudiés d'autre part.

d-1) Aspects méthodologiques

*Dans un premier temps, nous noterons que le schéma d'échantillonnage adopté s'est avéré satisfaisant, techniquement parlant, pour l'étude de la structure spatiale de l'information recueillie et la réalisation de cartes interpolées par krigeage.

*Nous remarquerons ensuite que l'identification de la structure d'une variable ne conduit pas directement à l'interprétation des caractéristiques du volume pédologique étudié. Ce comportement structural informe en premier lieu sur la qualité de la méthode de mesure employée en un site donné, et la façon dont cette méthode rend compte des variations du milieu naturel.

Ainsi, l'identification d'une structure nette pour une grandeur de faible variabilité (cas de la densité ou des variables granulométriques) nous indique que la précision de la mesure est suffisamment bonne pour que l'information recueillie rende compte de l'organisation du milieu. Inversement, Boivin et al (1988) mettent en cause la qualité d'une mesure lorsqu'ils constatent, en étudiant la variabilité spatiale de la conductivité électrique de sols sulfatés acides, une forte variance associée à l'absence de structure. Cette constatation les conduit à changer de méthode de mesure.

Ce raisonnement revient à rappeler que le résultat d'une mesure dépend à la fois d'un état expérimental que l'on cherche à estimer (au niveau de l'échantillon par exemple) et d'une méthode d'observation. Par conséquent les conclusions dégagées doivent porter sur ces deux aspects. L'étude de la structure spatiale à l'aide du variogramme se révèle sur ce point un outil satisfaisant.

*Le tracé d'une carte interpolée par krigeage est un mode de restitution qui nous a permis de visualiser des relations spatiales difficilement identifiables par une autre méthode. C'est le cas pour la relation micro-

topographie / répartition du matériau argileux et pour la répartition de la fraction argileuse dans le matériau sableux en profondeur. Ces deux propriétés échappent à l'observation de terrain et à l'analyse statistique classique.

*Une vérification de la qualité d'interpolation a pu être réalisée en un site peu échantillonné, à propos de l'épaisseur de l'horizon argileux (Gp) : les correspondances entre valeurs réelles et valeurs estimées sont généralement bonnes, et le résultat de l'interpolation par krigeage est exact si l'on tient compte de la carte de variance d'estimation associée à la carte interpolée.

*Les grandeurs étudiées ont toutes été déterminées de manière satisfaisante, les méthodes de détermination se montrant fiables et précises malgré les faibles variabilités rencontrées.

*Les structures identifiées sont du même ordre de grandeur: de 40 à 80 mètres. Cette dimension peut être rapprochée de la dimension moyenne des dépressions de la topographie, et donc de la répartition des placages d'argile. Ce résultat confirme que le choix initial de notre échelle d'observation, influencé par la géomorphologie et une reconnaissance rapide des sols était bon; en cela nous rejoignons tout à fait Vauclin (1982), pour qui le choix de l'échelle d'observation doit se baser sur ce type de critères.

*La confrontation entre une délimitation d'horizons et l'étude de chacune des variables recueillies montre que seules les variables granulométriques rendent compte de la différenciation d'horizons. Encore les limites correspondent-elles dans ce cas à une augmentation des gradients plus qu'à des seuils. Pour toutes les autres variables, des structures existent, mais sont discordantes par rapport aux limites texturales. Aucune de ses structures n'a été perçue à l'observation des fosses pédologiques.

*Le cas des ions échangeables et de la capacité d'échange est particulier : ces grandeurs sont indépendantes des horizons reconnus à conditions d'être normées.

d-2) Caractéristiques des sols

La basse terrasse sableuse que nous venons d'étudier s'avère être un milieu faiblement variant possédant peu de facteurs de différenciation.

Ces derniers se répartissent selon deux critères :

-la mise en place des matériaux. Un ensemble de lentilles argileuses s'est déposé dans de légères dépressions d'un matériau sableux homogène. Un mélange des deux matériaux s'est produit latéralement en bordure des placages d'argile. En revanche, on ne constate pas de mélange vertical dans le profil. L'argile contenue dans les horizons sableux superficiels a légèrement migré vers les horizons plus profonds, tandis que cette migration n'est pas observée lorsque les horizons superficiels sont argileux. La dimension caractéristique des lentilles est de l'ordre de 40 à 70 mètres. Elles se manifestent par une structure spatiale très nette des variables liées à la granulométrie;

-la pédogénèse. Elle correspond à des gradients de salinité et d'acidité, ces deux phénomènes étant très probablement interdépendants. Cette pédogénèse se développe indépendamment de la mise en place des matériaux sous l'effet de facteurs externes : migration de sels depuis le cours d'eau et modifications des états d'oxydo-réduction par fluctuation de la nappe superficielle.

En valeur absolue, la principale différenciation est texturale et influe sur les grandeurs qui en dépendent (capacité d'échange notamment). Les autres variables sont indépendantes de cette organisation. Bien que présentant toujours une structure, les variations sont faibles (coefficients de variation inférieurs à 15%) et permettent de considérer le milieu comme homogène. Seuls des gradients de salure et d'acidité apparaissent.

d-3) Représentativité régionale

Les sols de la région du Kamobeul, et ceux des basses terrasses plus généralement, sont sableux, tandis que les sols des bas-fonds de la rive nord du fleuve Casamance ou de l'amont de Ziguinchor sont de texture argileuse dominante. D'un point de vue textural, notre basse terrasse sableuse est donc principalement représentative des sols du Kamobeul Bôlong.

L'état chimique de ces sols est en revanche représentatif de l'ensemble des observations réalisées dans la région, et en particulier des caractères d'évolution récente de ces sols. Ainsi, l'exclusion des sols acides riches en aluminium échangeable des zones salées est un phénomène général à la région. Des considérations géochimiques et minéralogiques conduisent Le Brusq et al (1987) à supposer que le sodium puisse avoir, en milieu acide, un rôle protecteur vis à vis des argiles, en diminuant la possibilité d'échange entre H^+ et Al^{+++} au niveau des réseaux cristallins des argiles.

Toutes les études réalisées depuis lors ont mis en évidence une relation spatiale entre les sols à acidité aluminique et les sols salés, les seconds excluant les premiers. L'exemple que nous présentons ici est le plus précis. Si les pH ne sont pas inférieurs à 3 (alors que des valeurs "in situ" pouvant chuter jusqu'à 1 in situ ont été mesurées dans la région), le taux de saturation en aluminium échangeable dépasse néanmoins 80%, et des sulfates d'aluminium (tamarugite) précipitent superficiellement en début de saison sèche non loin de la parcelle.

Les valeurs d'acidité et de salure modérées rencontrées situent cette terrasse dans la moyenne des conditions régionales.

d-4) Conséquences en matière de cartographie et de caractérisation

Les principaux critères à retenir sont :

- la présence et l'extension des lentilles argileuses;
- éventuellement le ratio argile / sable, en particulier au sein des horizons sableux;
- l'état chimique : pH (in situ ou sur extrait), conductivité électrique de l'extrait (ou mesure in situ par conductivité électromagnétique).

La faible variabilité et la bonne structuration de toutes ces grandeurs font que quelques mesures espacées suffisent à estimer leurs variations. En pratique, 6 à 8 points hectares suffisent à l'évaluation d'une grandeur moyenne des variables que nous avons citées, si l'on se réfère à Vauclin (1982). La principale difficulté réside dans la localisation des dépressions argileuses, pour lesquelles la photographie aériennes à grande échelle semble de peu de secours.

CONCLUSION

Nous disposons au terme de cette première partie d'une vision détaillée de la couverture pédologique : morphologie, caractéristiques analytiques, variabilité et critères d'estimation. Ce descriptif a été envisagé de façon aussi complète que possible. Nous allons maintenant dans une seconde partie confronter cette perception du sol aux résultats de différentes démarches destinées à caractériser son comportement hydrodynamique.

DEUXIEME PARTIE

**CARACTERISATION
HYDRODYNAMIQUE DES SOLS**

CHAPITRE III

PRESENTATION DES METHODES ET DISCUSSION

INTRODUCTION

Cette deuxième partie faisant référence à un ensemble de notions, de théories ou de techniques, le but de ce chapitre est de rappeler ou de préciser un certain nombre de points.

Nous aborderons successivement :

- un rappel théorique sur les transferts d'eau dans les sols;
- un rappel des principales méthodes de caractérisation hydrodynamique "in situ". Nous détaillerons plus particulièrement la méthode que nous avons employée;
- un rappel des principales méthodes de caractérisation hydrodynamique au laboratoire.

Nous exposerons ensuite la méthode de caractérisation de monolithes non perturbés qui fait l'objet de notre recherche méthodologique;

Les méthodes de spatialisation des observations sont un complément essentiel aux caractérisations hydrodynamiques des sols ; nous nous limiterons sur ce point au rappel situé en début de chapitre II.

III-1 QUELQUES RAPPELS THEORIQUES SUR L'ETUDE ET LA MODELISATION DES TRANSFERTS D'EAU DANS LES SOLS.

On pourra consulter Towner (1989) pour un historique. Ce thème est généralement abordé en considérant le processus d'humidification d'un sol, initialement non saturé, par un apport d'eau à la surface, cet apport pouvant s'effectuer sous forme de flux ou de lame d'eau (Haverkamp, 1983).

III-1-1 Hypothèses de travail

Poser le problème de façon complète et rigoureuse conduit à un formalisme mathématique très complexe, et suppose la connaissance des valeurs de coefficients phénoménologiques, dont la détermination expérimentale est très délicate.

C'est pourquoi la plupart des travaux réalisés dans ce domaine introduisent au préalable un certain nombre d'hypothèses simplificatrices sur le milieu étudié. (on pourra consulter par exemple Haverkamp, 1983; Touma, 1984). Ainsi, **le sol est toujours supposé inerte et indéformable, tandis que les effets thermiques sont négligés.**

Si certains auteurs envisagent les transferts sous forme bi-phasique (eau + air) (Touma, 1984 pour une revue), une **approche monophasique** est retenue par la majorité des chercheurs en physique du sol. Ce choix, proposé par Richards (1931), revient à considérer que les phénomènes de compression de l'air dans le sol sont négligeables, et que l'air se trouve donc en permanence à la pression atmosphérique. On ne s'intéressera plus alors qu'au déplacement d'une phase liquide (eau) dans un milieu inerte et isotherme, le degré de saturation de l'espace poral variant dans le temps et dans l'espace (Haverkamp, 1983).

A ces premières restrictions s'ajoute généralement l'hypothèse que le milieu poreux est **homogène et isotrope**, que l'eau est **chimiquement pure** et se comporte comme un fluide **incompressible**.

Ce cadre général de travail peut ensuite être complété ou non par des hypothèses qui varient selon les auteurs. Le formalisme mathématique associé aux transferts est alors proposé à partir d'équations de base.

III-1-2 Equations de base

Ces équations constituent également un cadre commun à la plupart des travaux. Elles sont décrites dans de nombreux ouvrages classiques (voir par exemple Hillel, 1980) et nous les rappellerons succinctement.

La teneur en eau volumique (notée θ) est retenue comme *variable explicative*. Elle correspond au volume d'eau contenu dans un volume unitaire de sol. L'équation de continuité et l'équation dynamique sont alors posées.

L'équation de continuité exprime la conservation de la masse d'eau dans un volume de sol. Considérant un milieu isotrope homogène et se limitant alors à la description des écoulements monodimensionnels verticaux, l'équation de continuité s'écrit :

$$d\theta/dt = -dq/dz$$

où q est la densité de flux volumique de l'eau, t est le temps et z la cote (orientée positivement vers le bas et ayant pour origine la surface du sol).

Sous condition de respect des hypothèses précitées, les mouvements de l'eau ne sont dus qu'à des variations d'énergie potentielle de pression et de gravité. On notera " h " la grandeur correspondant à l'énergie potentielle de pression de l'eau. Cette grandeur est négative et liée aux effets capillaires (loi de Laplace). Toute diminution de la teneur en eau θ induit une forte diminution de la pression. On appelle "courbe de succion" la relation $h(\theta)$, cette courbe est considérée comme une caractéristique du milieu poreux. On suppose généralement que la relation $h(\theta)$ est biunivoque, ce qui revient à négliger les effets dynamiques (Vauclin, 1971 par exemple) et les effets d'hystérésis (Miller et Miller, 1955 et 1956).

La composante gravitaire est $-z$. Les transferts d'eau sont donc liés aux variations de la grandeur $(h-z)$ que l'on assimile à la "charge hydraulique" en négligeant les termes d'inertie et que l'on note H .

L'équation dynamique peut s'écrire à partir de ces considérations sous forme d'une loi de Darcy généralisée (Slichter, 1899, Buckingham, 1907) :

$$\overline{q} = -K(\theta) \cdot \overline{\text{grad}} H$$

Dans cette équation, $K(\theta)$ est un coefficient de conductivité hydraulique : la loi de relation $K(\theta)$ est la seconde courbe caractéristique du milieu poreux.

La combinaison des équations de continuité et dynamique permet d'écrire l'équation descriptive de l'écoulement. Cette équation peut alors s'écrire et s'exploiter de différentes manières (Haverkamp, 1983, pour une revue). Si les hypothèses que nous avons décrites de manière non exhaustive peuvent paraître fortes au pédologue (milieu indéformable, homogène et chimiquement inerte), les équations de transfert "simplifiées" qui en résultent sont des équations différentielles fortement non linéaires, encore très lourdes à "manipuler" numériquement. L'abandon de l'une de ces hypothèses complexifie le problème qui peut alors atteindre les limites de l'abordable, en termes de temps de calcul notamment.

III-1-3 Mise en oeuvre : paramètres indispensables.

Les paragraphes précédents ont défini une "plate forme" commune, à quelques variantes près, à la plupart des travaux. De ce rappel il ressort que quelques caractéristiques du milieu poreux sont nécessaires et suffisantes, sous condition de respect des hypothèses précitées, à la mise en oeuvre d'une modélisation des transferts d'eau en un site donné.

Ce sont les courbes caractéristiques $h(\theta)$ et $K(\theta)$.

La courbe $K(\theta)$ est généralement utilisée sous une forme réduite : en la normalisant par la conductivité hydraulique à saturation (notée K_s). Soit θ_s , la teneur en eau volumique à saturation, $K(\theta_s)$ vaut alors 1.

La connaissance des courbes $K(\theta)$ et $h(\theta)$ pour un sol donné pose un problème expérimental qui peut être abordé de façon très diverse, sur le terrain ou au laboratoire. Toutefois, de nombreux auteurs choisissent

d'identifier la courbe $K(\theta)$ à partir de la connaissance de $h(\theta)$ (cf. ci-après).

Enfin, la mise en oeuvre d'une modélisation suppose connues les conditions aux limites du milieu. Ce dernier point est généralement résolu par le modélisateur au moyens d'hypothèses complémentaires.

III-2 METHODES DE CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE D'UN SOL.

La caractérisation hydrodynamique d'un sol est destinée à identifier expérimentalement les courbes $K(\theta)$ et $h(\theta)$. Ces données expérimentales sont ensuite modélisées avant d'être utilisées numériquement dans une équation de transfert.

Nous rappellerons successivement un certain nombre de méthodes employées lors d'une caractérisation hydrodynamique, en décrivant plus particulièrement celles que nous avons retenues, puis évoquerons les possibilités de modélisation des courbes caractéristiques.

III-2-1 Méthodes de terrain.

a) Revue sommaire

Les méthodes utilisées pour évaluer les courbes caractéristiques au champ sont basées soit sur l'application d'un flux, soit sur l'application d'une lame d'eau en surface du sol. Selon la méthode choisie et l'instrumentation implantée (capteurs de pression, d'humidité, mesure de débit), le chercheur peut alors évaluer certaines caractéristiques hydrodynamiques du sol. Entre autres revues, on pourra consulter Bouma (1983). Nous citerons ici quelques méthodes montrant les divers principes expérimentaux qui peuvent être appliqués, sans détailler de façon exhaustive toutes les variantes utilisées.

· L'utilisation d'un simulateur de pluie a été largement développée à l'ORSTOM ces dernières années. Cet appareil, initialement destiné à l'étude du ruissellement, permet l'estimation de la conductivité hydraulique à saturation sous condition de flux (Asseline et Valentin, 1978). Complété par des tensiomètres et une sonde à neutrons, il permet de réaliser une caractérisation complète du profil de sol de la même façon qu'avec un dispositif double-anneau (cf. ci-après).

· Le dispositif double anneau, dérivé du dispositif Muntz (Muntz, 1905), permet l'estimation de la conductivité hydraulique à saturation sous charge constante. Ce dispositif est rustique et permet de réaliser une expérimentation dans des conditions proches de celles qui prévalent sur notre site en saison des pluies. Nous avons donc retenu ce dispositif pour l'estimation de K_s et exposerons en détail son emploi (cf. ci-après).

· Le dispositif à deux anneaux (twin ring infiltrometer) décrit par Scotter et al (1983) est basé sur l'infiltration d'une lame d'eau dans deux anneaux séparés, de petite dimension (de 2 à 20 cm de diamètre). Scotter et al (1983) démontrent que leur dispositif permet d'estimer la conductivité hydraulique et la sorptivité (ci-après) en un site donné. L'intérêt de leur dispositif est d'être plus petit, plus facile à implanter et moins consommateur d'eau que le dispositif double-anneau.

· Clothier et White (1981) proposent un dispositif d'infiltration d'une lame d'eau à travers une plaque poreuse et à partir d'un réservoir soumis à une pression négative. Ce matériel permet de caractériser directement $K(h)$ et leur permet notamment de mettre en évidence le rôle de macropores.

· A partir d'un dispositif double anneau ou d'un simulateur de pluie, et de mesures effectuées à l'aide d'un humidimètre neutronique et de tensiomètres, il est possible de mesurer la relation $h(\theta)$ en drainage interne et en évaporation (Vachaud et al, 1978); puis de calculer $K(\theta)$. Cette expérimentation a été conduite sur notre site par Montoroi et al (1989) à partir d'un infiltromètre double anneau. Cependant, cette technique est délicate à mettre en oeuvre et lourde d'emploi, de telle sorte qu'il est difficile d'envisager l'implantation d'un grand nombre de sites.

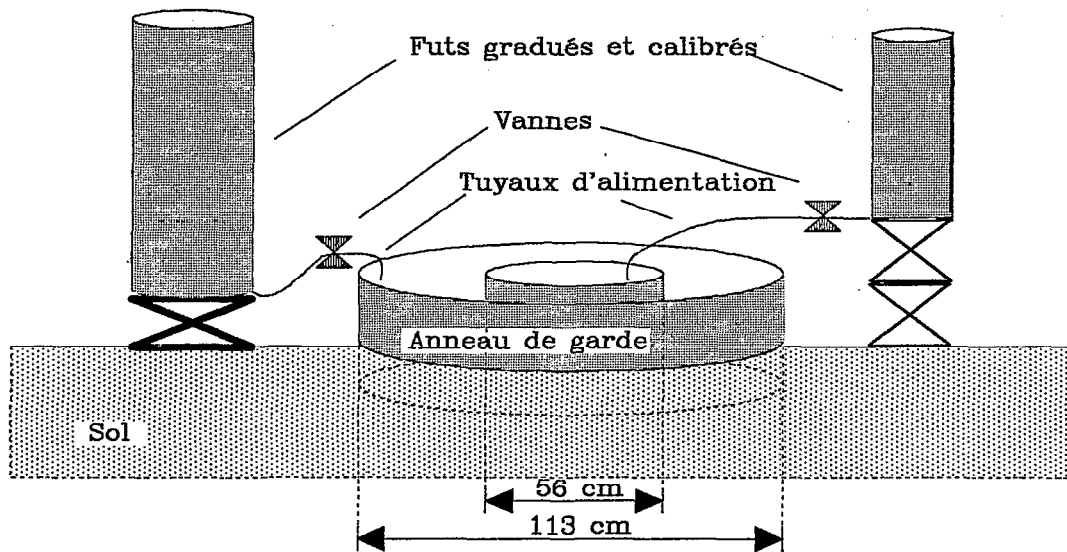


Figure 45 : représentation schématique de l'infiltromètre double-anneau utilisé.

b) Evaluation de la perméabilité à saturation d'un profil de sol par la méthode du double anneau.

b-1) Dispositif expérimental.

Le principe de l'expérimentation est de mesurer l'infiltration d'une lame d'eau sous charge constante, s'infiltrant verticalement dans le sol. Il s'inspire du dispositif Muntz (1905). Le dispositif utilisé est un double anneau, schématisé en figure 45, dont la réalisation est due à P.Zante (1988). Il est composé de deux anneaux en tôle d'acier, de deux bidons d'alimentation et d'un ensemble de tuyauteries. L'anneau extérieur est appelé «anneau de garde» et a pour fonction de garantir une infiltration verticale dans l'anneau central. Les deux anneaux sont disposés de façon concentrique sur le sol, puis enfoncés au maillet d'une dizaine de centimètres environ. L'enfoncement est réalisé de façon lente et régulière, pour éviter de perturber le sol au voisinage des anneaux. L'alignement des anneaux est contrôlé au niveau à bulle.

Les bidons d'alimentation disposent d'une jauge graduée et sont reliés à un tuyau circulaire percé de trous, de façon à alimenter rapidement en eau l'ensemble de la surface.

La mise en charge devant être instantanée, un film plastique est déposé sur le sol, pour protéger la surface lors du versement de la lame d'eau initiale, préalablement dosée dans un seau. Ce film plastique est aussitôt retiré. Une moustiquaire protège ensuite le sol sous les arrivées d'eau.

Une fois la lame d'eau initiale versée, l'appoint d'eau dans les deux anneaux est réalisé manuellement par un opérateur, qui maintient le niveau constant au moyen d'un robinet et d'une jauge plantée dans le sol. Ce système est le plus fiable et le plus précis que nous ayons trouvé dans les conditions de notre expérimentation. A chaque apport d'eau, l'opérateur note le temps écoulé et la lame d'eau infiltrée par lecture de la jauge du fût d'alimentation. L'épaisseur de la lame d'eau en charge a été fixée arbitrairement à 3cm.

b-2) Précision de la mesure et sources d'erreurs

La mesure de la lame infiltrée est faite avec une précision minimale de 0.5 mm. La surface des anneaux internes peut être considérée comme constante, dans la mesure où la rigidité de l'anneau est garantie par des entretoises.

L'établissement de la lame d'eau initiale pose un problème, dans la mesure où le sol nivelé n'est jamais tout à fait plan et possède une rugosité. Une jauge est placée sur l'anneau central, en début d'infiltration, indiquant le niveau théorique de 3 cm d'eau. Si au moment du versement de la quantité d'eau correspondante, ce niveau n'est pas atteint :

- la jauge est déplacée en cas d'excès d'eau;
- le robinet d'alimentation est immédiatement ouvert en cas de manque d'eau.

Dans tous les cas, il n'est pas possible de distinguer la part d'erreur due à l'irrégularité de la surface. Cependant, cette erreur ne joue que sur le premier point mesuré. Elle est donc aisée à corriger au cours du dépouillement, comme nous le verrons ci-après. L'eau d'apport a été prélevée dans la retenue du barrage et décantée 24 heures. Il s'agit d'une eau claire de faible conductivité. Sa qualité n'a pas varié au cours des essais.

où H_0 est l'épaisseur de la lame d'eau imposée à la surface du sol et Z_f est la profondeur du front, reliée à la lame infiltrée I par :

$$I = Z_f \cdot (\theta_s - \theta_i) = Z_f \cdot \Delta\theta$$

θ_i étant la teneur en eau initiale du milieu. On a donc :

$$dI/dt = -K_s \cdot (-1 + (H_f - H_0) \cdot \Delta\theta / I) \quad \text{Eq. [2]}$$

Le flux d'infiltration est donc une fonction linéaire de $1/I$, dont la pente est :

$$-K_s \cdot (H_f - H_0) \cdot \Delta\theta \text{ et l'ordonnée à l'origine est } K_s.$$

L'équation [2] s'intègre avec la condition $I=0$ pour $t=0$ pour donner :

$$K_s \cdot t = I + (H_f - H_0) \cdot \Delta\theta \cdot \ln(1 - I / ((H_f - H_0) \cdot \Delta\theta))$$

Pour les temps faibles, I est petit et donc :

$$I / ((H_f - H_0) \cdot \Delta\theta) \ll 1$$

Et l'on peut donc développer le terme \ln en série de Taylor limitée aux deux premiers termes, ce qui résulte en :

$$K_s \cdot t \cong -I^2 / (2(H_f - H_0) \cdot \Delta\theta)$$

ou

$$I \cong (-2 K_s \cdot (H_f - H_0) \cdot \Delta\theta)^{0.5} \cdot (t)^{0.5} \quad \text{Eq.[3]}$$

Modèle de Philip

Ce modèle est obtenu à partir de la solution analytique de l'équation de l'infiltration de Philip (1957), dans le cas monodimensionnel vertical, en série entière en $(t)^{1/2}$, limitée aux deux premiers termes. Elle s'applique à des sols homogènes dont le profil d'humidité initiale est uniforme et pour une charge

constante appliquée en surface. Dans ce cas, la lame infiltrée I en fonction du temps t est donnée par :

$$I(t) = S (t)^{1/2} + B_p t \quad \text{Eq. [4]}$$

Où S (L/(t)^{3/2}) est la sorptivité, qui exprime la capacité plus ou moins grande que possède le sol à absorber l'eau par capillarité, et B_p un paramètre ayant les dimensions d'une vitesse, qui est de l'ordre de K_s/3 à 2K_s/3, K_s étant la conductivité du sol à saturation. On notera que la relation entre K_s et B_p n'est pas établie théoriquement.

Généralement les paramètres S et B_p sont calculés par régression linéaire de I/(t)^{3/2} sur (t)^{1/2}

Note :

On peut identifier [3] à la loi d'infiltration de Philip à l'origine :

$$I \cong S (t)^{1/2} \quad \text{Eq. [5]}$$

Ce qui fournit une expression de la sorptivité :

$$S \cong (-2 K_s \cdot (H_f - H_0) \cdot \Delta\theta)^{0.5} = (2p)^{0.5} \quad \text{Eq. [6]}$$

p étant la pente de la droite d'ajustement de dI/dT en fonction de 1/I

• *Aspects numériques*

Modèle de Philip (1957)

Nous avons calculé les paramètres S et B_p par régression linéaire de I/(t)^{3/2} sur (t)^{1/2} (forme linéarisée de [1], Smiles et Knight, 1976), et directement à partir de [4]. La première méthode, plus simple à appliquer, est biaisée et plus sensible aux erreurs de mesure à l'origine (temps faibles).

Modèle de Green et Ampt (1911) : le paramètre K_s est obtenu par ajustement linéaire de [2]

• *Conditions expérimentales*

De ce qui précède, il apparaît que pour exploiter des courbes d'infiltration, obtenues au moyen d'un dispositif double-anneau, à l'aide des modèles de G. A. (1911) ou de Philip (1957), il faut réunir en particulier les conditions suivantes :

- sol homogène (pas de stratification, pas de macroporosité fonctionnelle);
- profil d'humidité initiale uniforme;
- sol rigide (non gonflant).

Ces conditions ne sont généralement pas remplies sur notre site, et nous discuterons donc en chapitre 4 de l'influence du non respect de l'une ou l'autre de ces hypothèses sur les grandeurs identifiées par l'ajustement de ces modèles aux données expérimentales.

Conclusion

Les méthodes de terrain sont généralement assez lourdes à mettre en oeuvre et permettent d'identifier essentiellement la conductivité hydraulique à saturation. L'identification des courbes $h(\theta)$ et $K(\theta)$ "in situ" suppose un effort expérimental non négligeable. Ceci est d'autant plus pénalisant que ces grandeurs sont affectées de fortes variabilités spatiales (Gascuel, 1987, pour une revue) et devraient donc idéalement être évaluées en un grand nombre de sites.

III-2-2 Caractérisation hydrodynamique au laboratoire

Ces méthodes sont généralement plus faciles à mettre en oeuvre pour obtenir un grand nombre de mesures ponctuelles. Notre volonté de prendre en compte la variabilité spatiale nous a donc orienté vers ce choix. La démarche que nous avons retenue fait l'objet d'une recherche méthodologique propre. C'est pourquoi le § III-3 sera entièrement consacré à sa présentation. Les dispositifs décrits dans la littérature peuvent se différencier selon la caractéristique hydrodynamique que l'on cherche à identifier. Nous en retiendrons quelques exemples en se limitant au cas de l'étude de monolithes non perturbés.

La mesure du potentiel de l'eau se fait soit par lecture de la succion appliquée sur une membrane perméable à l'eau placée au sein de l'échantillon (cas du tensiomètre), soit par application d'une énergie d'extraction de l'eau sur l'échantillon (cas de la presse à membrane). L'un des problèmes majeurs posé par l'évaluation d'une courbe $h(\theta)$ tient au fait que les différentes techniques existantes ne sont opérationnelles que sur des plages de potentiel limitées, généralement sans recouvrement entre elles. Ainsi la mesure tensiométrique permet d'accéder aux potentiels compris entre 0 et 1000 millibars et c'est à partir de ce type de mesure qu'ont été en général recherchés les modèles de description de la courbe de potentiel (ci-après). Le tracé et la modélisation d'une courbe expérimentale unique allant de 0 à 10^6 millibars sont donc délicats, puisqu'ils devront s'appuyer sur des déterminations différentes.

La courbe $K(\theta)$ se déduit de la mesure simultanée de flux et de teneurs en eau.

Stackman et al (1969) proposent un dispositif de mesure des courbes de rétention. Des monolithes de sol sont posés sur des plateaux contenant des sables calibrés. Le sable est saturé et une succion est appliquée. Ce dispositif permet d'équilibrer les échantillons à une succion donnée. La teneur en eau est alors obtenue par pesée. La courbe $h(\theta)$ est donc connue en un nombre limité de points. Ce dispositif permet de réaliser de nombreuses mesures simultanées, mais le temps nécessaire à l'obtention de l'équilibre au sein de l'échantillon est relativement long (deux à trois semaines selon Voltz, 1986). D'autre part, les valeurs de potentiel ainsi fixées sont limitées pratiquement à un maximum correspondant à pF2.7.

La presse à membrane, ou appareil de Richards (1941) permet, par application d'une pression sur l'échantillon, d'évaluer des potentiels plus élevés.

Boels et al (1978) et Bouma et al (1983) proposent la mesure de la courbe de rétention sur un monolithe de sol non perturbé, dans lequel un tensiomètre a été implanté. La mesure de la teneur en eau se fait alors par prélèvement d'un sous-échantillon dans le monolithe. Cette méthode offre une totale liberté quand au pas de mesure de la succion, mais le prélèvement d'un sous échantillon de sol pour évaluer la teneur en eau est une méthode destructrice et pose le problème d'une éventuelle hétérogénéité au sein du monolithe.

Le banc gammamétrique à double source (voir par exemple le descriptif de Angulo, 1989) permet d'obtenir simultanément des mesures de la teneur en eau et de la densité d'une portion d'une carotte de sol. Ce procédé permet donc d'évaluer un éventuel gonflement du sol. Automatisé, il permet de réaliser des mesures selon un pas de temps bref, et donc d'évaluer en particulier la courbe $K(\theta)$ de façon précise. Notons que l'équipement nécessaire est coûteux et d'un emploi délicat, de sorte que ce type d'appareillage ne se rencontre qu'en un nombre limité de laboratoires spécialisés.

La possibilité d'obtenir des mesures de façon continue tout en évaluant les phénomènes de gonflement / retrait dans les sols nous a conduit à utiliser la méthode proposée par E. Braudeau pour caractériser de petits monolithes non perturbés.

III-2-3 Etude des courbes de retrait et de succion de monolithes non perturbés.

Ce paragraphe fait référence à une méthode et un dispositif récemment développés par Braudeau (1987, 1988 a et b), que nous avons complétés à l'occasion de ce travail.

a) Etude de la courbe de retrait, définition des paramètres pédo-hydriques.

On entend par courbe de retrait la variation de volume d'un échantillon de sol, placé à saturation dans une enceinte thermostatée, au cours de son dessèchement (figure 46). La mesure de la courbe de retrait est réalisée à l'aide d'un dispositif que nous décrirons ci-après. A partir de l'observation des courbes de retrait de sols ferrallitiques du Congo, Braudeau (1988a et b) observe que cette courbe est caractérisée par plusieurs points significatifs (points A,B,C,E et F, figure 46).

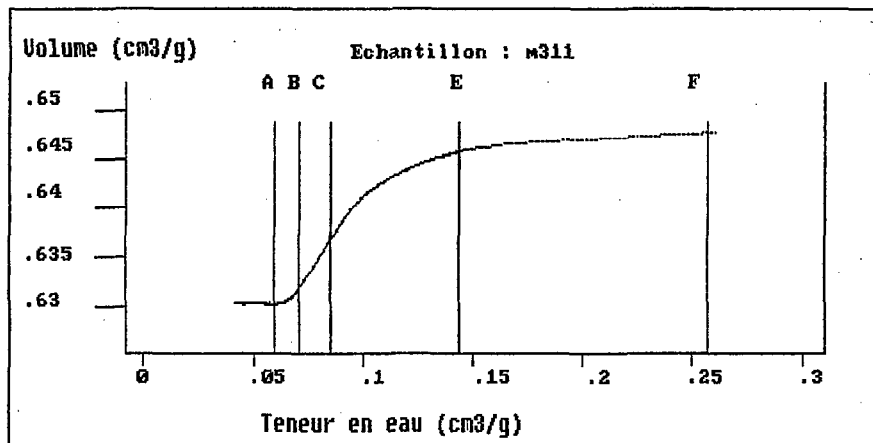


Figure 46 : exemple de courbe de retrait

Une formulation mathématique a été développée par Braudeau (1988a), permettant de modéliser la courbe de retrait. Le modèle ainsi défini est basé sur des hypothèses conceptuelles et s'écrit sous la forme d'une équation paramétrique. Ces paramètres ont une signification physique et Braudeau (1988, a) propose de les appeler "paramètres pédo-hydriques".

a-1) Théorie

Les hypothèses préalables à l'établissement du modèle de retrait sont les suivantes (en reprenant Braudeau, 1988a) :

«1- il existe dans tout sol un *système poral microscopique*, qui constitue l'un des volumes fonctionnels responsables du retrait global de l'échantillon. Son point d'entrée d'air est le point de transition entre les deux phases de retrait «normal» et «résiduel» (point B de la courbe de retrait : fig. 46);»

«2- la *microporosité totale* de l'échantillon correspond exactement à la porosité de ce système (poral microscopique), si bien que le volume poral de celui-ci, appelé V_{mi} est égal à la teneur en eau W de

l'échantillon au point d'entrée d'air B : $V_{mi}=W_B$;»

«3- le volume global de l'échantillon est fonction linéaire des volumes fonctionnels composant l'échantillon et responsables du retrait.»

«La première hypothèse définit qualitativement un volume fonctionnel homogène (V_{mi}) dont le volume poral est noté V_{mi} et la teneur en eau w_i . L'entrée d'air dans ce volume se faisant seulement à partir du point B, on a la relation $dV_{mi}/dw_i=1$ depuis la saturation jusqu'au point B.

La deuxième hypothèse définit quantitativement la microporosité de l'échantillon, et par conséquent aussi sa macroporosité qui est la porosité complémentaire, dont le volume total est noté V_{ma} et la teneur en eau W_a : d'après cette hypothèse, $V_{mi}=w_i=w$ au point B, ce qui entraîne $W_a=w-w_i=0$ en B. (w : teneur en eau massique de l'échantillon)

Enfin, la troisième hypothèse exprime la relation entre le volume global de l'échantillon V , et ses volumes fonctionnels constitutifs causant le retrait, c'est à dire (V_{mi}) et w_a , l'eau extérieure à (V_{mi}).

Cette relation peut-être mise sous la forme :

$$dV/dw=K_1.dV_{mi}/dw+K_2.dw_a/dw$$

étant entendu que la variation de volume de (V_{mi}) correspond à celle de son volume poral V_{mi} , puisque le volume de sa phase solide associée est constant.»

Dans ce cadre, Braudeau propose de définir les points A, B, C et E de la façon suivante :

A est la limite de retrait : point où le volume de l'échantillon cesse de diminuer;

B est le point d'entrée d'air dans la phase microporale (également appelée phase "intra agrégats", et qui serait à rapprocher de la notion de plasma employée par les micromorphologues);

C est le point de vidange de la macroporosité (telle que définie ci-dessus) : à partir de C, et lorsque l'échantillon se dessèche, la teneur en eau de la phase macroporale est nulle;

E est le point où la phase microporale commence à participer au dessèchement de l'échantillon, c'est à dire

le point à partir duquel la teneur en eau de la phase microporale diminue. Aux teneurs en eau supérieures à w_E , seule la teneur en eau de la macroporosité varie.

Si l'on décrit depuis la saturation de l'échantillon la courbe expérimentale présentée en figure 46, elle s'interprète à la lumière de ce qui précède de la façon suivante :

-de la saturation à E, l'échantillon se dessèche sans que la teneur en eau des agrégats ne varie. Seule l'eau contenue dans les macropores participe à l'évaporation. La phase E-F est une phase linéaire de pente K_0 . Cette pente peut être nulle si la macroporosité, ou porosité inter agrégats, est stable, elle peut être forte dans le cas contraire. On voit donc que la pente K_0 est un indice de stabilité structurale;

-de E à C, l'eau contenue dans les agrégats commence à participer au dessèchement de l'échantillon, tandis qu'il reste de l'eau dans la macroporosité jusqu'au point C. Les rétractions conjuguées des phases macro et micro porales se matérialisent par une courbe de tangente K_0 en E et de tangente K_1 en C. Au point C, la teneur en eau de la phase macroporale est nulle, tandis que la phase microporale est toujours saturée bien qu'elle se soit rétractée;

-de C à B, seule la phase microporale participe au dessèchement (puisque'il n'y a plus d'eau dans la macroporosité). Mais l'entrée d'air dans la phase microporale ne se fait qu'au point B. Cette phase est donc saturée de C à B. Toute réduction de la teneur en eau s'accompagne d'une réduction du volume, la phase C-B est linéaire. La pente de la phase C-B est appelée K_2 . Cette constante est inférieure à 1 si la structure du sol est telle que la diminution du volume des agrégats s'accompagne d'une augmentation du volume "macroporal", elle est égale à 1 en cas de stabilité de ce volume, elle est supérieure à 1 si le volume macroporal (espace ménagé par l'arrangement inter agrégats) a tendance à s'effondrer (prise en masse du sol) au cours du dessèchement. On dispose donc avec K_2 d'un paramètre quantifiant le comportement de la structure du sol;

-de B à A, une entrée d'air a lieu dans la phase microporale, le retrait est de plus en plus faible puis nul.

Ce "cas idéal" peut évidemment accepter des variantes : certaines d'entre elles, que nous rencontrerons, seront commentées au cours du chapitre 5.

Le formalisme développé à partir de ces hypothèses est le suivant (Braudeau 1988a) :

$$dV = Kr \cdot dV_{mi} + Ko \cdot dw_a \quad (1)$$

Kr et Ko sont les constantes de retrait des phases C-B et F-E :

$$Kr = (V_C - V_B) / (w_C - w_B) \quad \text{et} \quad Ko = (V_F - V_E) / (w_F - w_E)$$

$dV_{mi} = x \cdot dw$, x étant la fraction de l'eau s'évaporant de l'échantillon, provoquant le retrait de (V_{mi}).

On adopte pour x la même fonction paramétrique continue décrite dans le tableau ci-dessous:

Valeurs de x et w_n dans chaque phase de retrait

Phases :	F - E	E - C	C - B	B - A
x =	0	$\frac{e^{w_n} - 1}{e - 1}$	1	$\frac{e^{w_n} - 1}{e - 1}$
$w_n =$		$\frac{w - w_E}{w_C - w_E}$		$\frac{w - w_A}{w_B - w_A}$

Avec pour les phases B-A et E-C respectivement :

$$V_n = (V - V_A) / (V_B - V_A) = (\exp(w_n) - w_n - 1) / (e - 2)$$

et

$$V_n = (V - V_E) / (V_C - V_E) = (Kr \cdot (\exp(w_n) - w_n - 1) + Ko \cdot (e \cdot w_n - \exp(w_n) + 1)) / (Kr \cdot (e - 2) + Ko)$$

a-2) Propriétés et intérêt du modèle

Les propriétés du modèle sont particulièrement intéressantes :

A partir de la connaissance des grandeurs V_A , w_A , w_B , w_C , w_E , K_r , K_o et V_s (volume de la phase solide), qui sont facilement mesurées, on est en mesure de calculer, pour toute teneur en eau w , tous les volumes structuraux (V , V_{mi} , V_{ma}) de l'échantillon, ainsi que la répartition de l'eau et de l'air dans celui-ci.

L'utilisation de ce modèle permet donc de proposer (Braudeau 1988b) :

- une caractérisation quantitative de l'état structural d'un sol (variables K_o et K_r);
- une définition et une mesure associées à la notion d'agrégat fonctionnel (le volume et la teneur en eau de la phase microporale sont connus à toute teneur en eau de l'échantillon);
- une nouvelle définition et une quantification de la plupart des indices empiriques utilisés pour caractériser le sol et son fonctionnement (e.g. point de friabilité= W_c , point de flétrissement= W_b etc..).

Ces résultats autorisent l'auteur à proposer les huit grandeurs V_A , w_A , w_B , w_C , w_E , K_r , K_o et V_s comme étant les huit paramètres pédo-hydriques définissant totalement l'échantillon de sol à ses divers états hydriques, au niveau d'organisation élémentaire.

Dans ces conditions, les notions d'agrégat et de structure du sol sont matérialisées et, par ailleurs, quantifiées et définies dans un espace de grandeurs physiques. Cette compatibilité entre des notions issues d'une description morphologique du sol et des grandeurs physiques caractérisant son fonctionnement est l'un des principaux intérêts du modèle proposé. D'autre part, on notera que le cadre de définition adopté est basé sur la reconnaissance de propriétés de gonflement / retrait et d'organisation du sol, par opposition aux hypothèses de rigidité et d'uniformité du sol généralement posées en préalable à la définition de ses caractéristiques physiques.

b) Appareillage

En pratique, les échantillons de sol non perturbé sont de forme cylindrique et d'un diamètre compris entre 6 et 10 cm environ, pour un poids n'excédant pas 600g.

Ces échantillons sont placés à saturation dans une enceinte thermostatée, sur le plateau d'une balance. Un palpeur permet de mesurer le diamètre de l'échantillon. Palpeur et balance sont reliés à un micro-ordinateur, qui assure l'acquisition en continu des mesures (schéma de principe : figures 47 et 49).

Les échantillons sont enrobés d'un film souple de néoprène sur leur circonférence, de façon à ce que l'évaporation ne puisse se produire qu'à travers les extrémités. Le gonflement étant supposé isotrope, toute variation du diamètre dl est considérée comme représentant un variation de volume dl^3 . Les capteurs sont étalonnés avant chaque mesure. Au cours de ce travail, 120 échantillons ont été analysés sans que la pente et l'ordonnée des droites d'étalonnage ne varie.

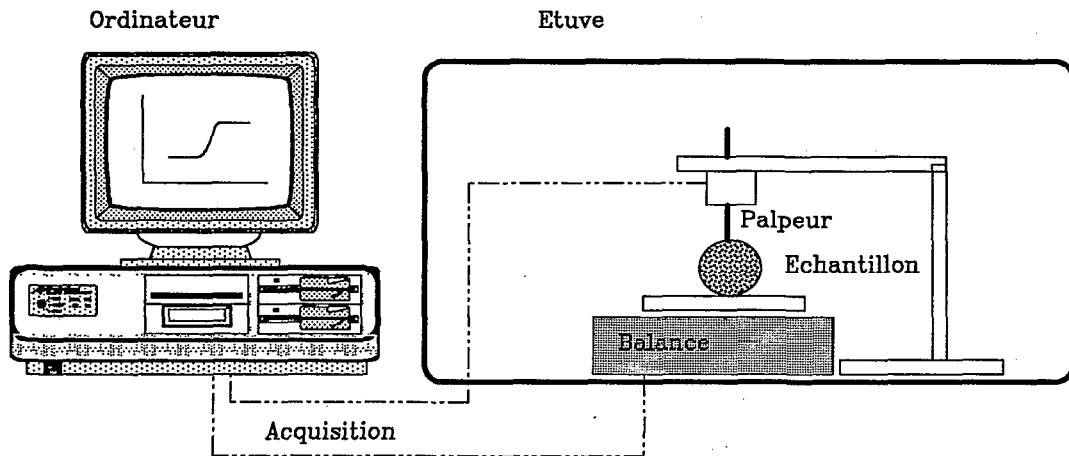


Figure 47 : Mesure en continu de la courbe de retrait : schéma de principe du dispositif.

La précision des mesures obtenues est la suivante :

Pesée : 0.1g;

Déplacement : erreur relative inférieure à 1µm, soit par exemple pour nos échantillons une erreur d'estimation du volume de l'ordre de 10^{-8} cm³.

Si ces erreurs relatives sont faibles et permettent notamment d'estimer la densité ou la teneur en eau beaucoup plus précisément qu'au champ, il faut en outre souligner que les données obtenues sont surtout utilisées par comparaison entre elles. En particulier, la réponse linéaire du capteur de déplacement autorise alors l'étude de variations de volume très réduites (cf. ci-après). Les erreurs absolues sont donc principalement imputables aux mesures destinées à l'étalonnage, en particulier à la mesure de densité sèche à la paraffine.

c) Identification des paramètres pédo-hydriques

Le traitement des données expérimentales aboutissant à l'identification des paramètres pédo-hydriques se fait en plusieurs temps.

1- Correction des données brutes : un lissage des courbes de pesée ou la correction de sauts brusques du capteur peuvent s'avérer nécessaires.

2- Saisie des paramètres d'étalonnage : densité sèche mesurée à la paraffine, densité des particules, masse totale de l'échantillon après passage à l'étuve.

3- Recherche des points A,B,C, E et F : dans un premier temps, un placement manuel des points est réalisé, à partir de la courbe dérivée de la courbe de retrait (figure 48). En effet, les quatre premiers points correspondent à la limite entre une phase linéaire (dérivée constante) et une phase non linéaire. La dérivée de la courbe permet donc de placer les points avec une grande précision. Un ajustement automatique est ensuite réalisé, permettant d'affiner le positionnement des points lorsque ce dernier est imprécis.

Remarque : le placement et la nature du point F sont parfois l'objet de confusions. Le point F permet, associé au point E, de définir la pente de la phase linéaire qui précède E, c'est à dire la constante Ko. F ne correspond pas au point de saturation maximum qui est recalculé différemment. Le placement du point F n'est donc pas exempt de subjectivité ou de «savoir faire» lorsque la courbe de retrait est perturbée et que la dérivée n'est pas rigoureusement constante dans la phase E-F (figure 48).

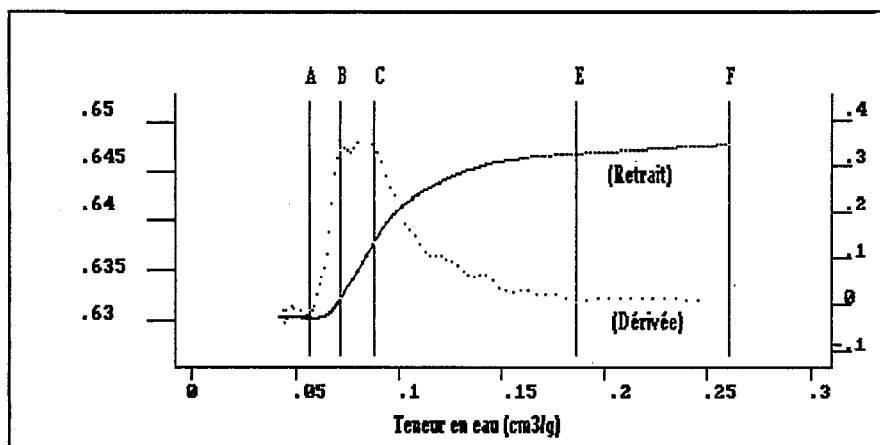


Figure 48 : courbe de retrait et courbe dérivée

d) *Mesure en continu du potentiel de l'eau sur échantillons de sol non perturbé.*

Un dispositif de mesure simultanée du potentiel de l'eau a été mis au point à l'occasion de ce travail, en collaboration avec E.Braudeau.

La mesure du potentiel de l'eau est réalisée au moyen de micro-tensiomètres à pointes céramiques (Nardeux), couplés à des capteurs de pression. La variation de pression est mesurée grâce à la déformation d'une membrane métallique. La pression est transmise par l'eau qui remplit le capillaire et la bougie. Ce système offre l'avantage de ne pas autoriser de variations significatives de volumes, évitant les écoulements d'eau depuis la bougie vers l'échantillon (un schéma de principe est présenté en figure 49). La pointe tensiométrique (figure 49) est placée au centre de l'échantillon, à la verticale du palpeur. Le capteur de

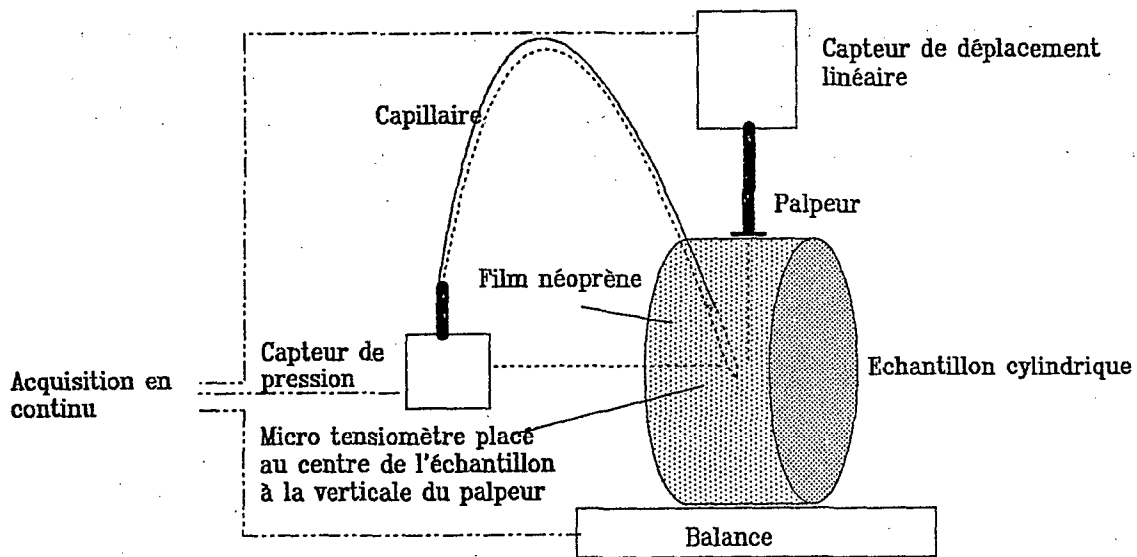


Figure 49 : Schéma de principe du dispositif de lecture simultanée de la pression de l'eau et du retrait d'un monolithe non perturbé.

pression est placé à la hauteur de la pointe de façon à obtenir une lecture directe de la pression de l'eau à ce niveau. Les capteurs sont étalonnés avant chaque mesure. Au cours de notre travail, les paramètres d'étalonnage sont restés constants.

Les valeurs de pression sont acquises de façon continue sur un micro-ordinateur. Nous disposons en moyenne de 200 à 600 points par courbe dans notre cas (correspondant à un pas d'acquisition de 5 minutes). Les courbes ainsi obtenues doivent être modélisées de façon à être utilisables dans une équation de l'écoulement.

III-2-4 Analyse des résultats : modélisation des courbes $K(\theta)$ et $h(\theta)$

Ayant constaté qu'une estimation de la courbe $K(\theta)$ est plus difficile à obtenir expérimentalement qu'une estimation de la courbe de rétention $h(\theta)$ (Mualem, 1976), de nombreux auteurs ont développé une formulation mathématique de la courbe de conductivité hydraulique à partir de la courbe de rétention (Childs and Collis-George, 1950; Burdine, 1953; Wyllie and Gardner, 1958, Millington and Quirk, 1961; Mualem, 1976).

Toujours dans le souci de travailler sur un grand nombre de données, nous avons adopté ce point de vue en choisissant de faire porter notre effort expérimental uniquement sur la mesure de la courbe de potentiel. Parmi les modèles proposés pour modéliser $h(\theta)$, le modèle de Van Genuchten (1980) à 4 paramètres est l'un des plus souples et pour cette raison l'un des plus employés. En effet, les plus répandus parmi les autres modèles utilisent au maximum trois paramètres et les formes de courbes qu'ils sont susceptibles de restituer se reproduisent bien avec le modèle de Van Genuchten. Ce modèle, développé pour être utilisé dans l'équation de conductivité hydraulique de Mualem (1976), s'écrit :

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) / [1 + (\alpha \cdot h)^n]^m$$

avec :

θ teneur en eau volumique du sol

θ_r teneur en eau volumique résiduelle

θ_s teneur en eau volumique à saturation

h : potentiel de l'eau

$m = 1 - 1/n$; m , n et α sont des constantes

Aucun des paramètres θ_r , θ_s , α et n n'ayant de réelle signification physique (Van Genuchten, 1980), deux méthodes sont proposées pour ajuster le modèles aux données expérimentales. La première méthode (Van genuchten, 1980) s'apparente à une détermination graphique. A partir d'une estimation de θ_r et de θ_s , on calcule la valeur :

$$\theta_p = (\theta_s + \theta_r) / 2$$

On démontre moyennant certaines hypothèses que :

1) h_p étant le potentiel à la valeur θ_p :

$$h_p = (1/\alpha) \cdot (2^{1/m} - 1)^{1-m}$$

2) S étant donné par la relation :

$$S = 1/(\theta_s - \theta_r) \cdot d\theta / (d[\log(h)])$$

$$\text{On a : } S_p(m) = 1.151 \cdot (m/(1-m)) \cdot (1-2^{-1/m})$$

Et l'on peut alors écrire le système suivant :

$$m = \begin{cases} 1 - \exp(-0,8 \cdot S_p) & (0 < S_p < 1) \\ 1 - 0,5755/S_p + 0,1/S_p^2 + 0,025/S_p^3 & (S_p > 1) \end{cases}$$

La détermination de S_p et de θ_p permet donc d'obtenir une estimation de α et de m . Nous avons systématiquement utilisé cette méthode, qui ne s'est révélée satisfaisante que dans un nombre limité de cas correspondant à des sols sableux (chapitre 5). Nous avons donc toujours optimisé la détermination des quatre paramètres par ajustement non linéaire à l'aide du logiciel OPTIM (Touma et Chevillotte, 1987) (deuxième méthode proposée par Van Genuchten, 1980). Nous avons utilisé la méthode des choix de

Marquardt et celle du Simplex proposées par ces auteurs en utilisant les valeurs obtenues par la méthode graphique en estimation initiale des paramètres. La méthode du Simplex s'est avérée plus performante à la fois pour la souplesse d'emploi et la rapidité de convergence.

CONCLUSION

Il est clair que l'acquisition d'information sur le comportement hydrodynamique d'un sol ou d'un échantillon de sol fait intervenir une démarche expérimentale et une démarche théorique qui recèlent de nombreuses difficultés. Cependant, tous les éléments que nous venons de rappeler ne permettent encore d'obtenir que des informations sur des processus locaux (Philip, 1974). Le changement d'échelle imposé par l'interprétation de phénomènes se déroulant dans l'espace pose un problème tout aussi délicat. De nombreuses publications sont consacrées aux difficultés inhérentes à l'utilisation des résultats d'une caractérisation hydrodynamique. Trois sujets ont tendance à dominer les débats :

• Problème métrologique.

Que ce soit pour la mesure de K_s ou l'établissement des courbes caractéristiques, nous avons constaté qu'il existe de nombreuses méthodes expérimentales dont les champs d'application ne se recouvrent pas toujours. Or il s'avère que ces méthodes donnent des résultats incompatibles, tant au niveau des ordres de grandeur que des variances. Pour une même méthode, le simple fait de modifier la dimension de l'objet mesuré ou l'échelle d'échantillonnage suffit à rendre deux séries de mesures incomparables (Sisson et Wierenga, 1981, Vauclin, 1982, Bresler, 1989). D'autre part, les déterminations sont en règle générale longues et coûteuses.

Les mesures d'humidité *in situ* (pour l'essentiel réalisées par humidimétrie neutronique) sont souvent considérées comme peu fiables (Bruckler, 1983). Enfin, les sols gonflants et/ou structurés sont difficiles à aborder de cette façon. La mesure d'une teneur en eau ou d'un potentiel y est délicate voire impossible, et les conditions de leur fonctionnement hydrique s'éloignent fortement des hypothèses sous-jacentes aux modèles disponibles.

• *Variabilité spatiale.*

Les mesures réalisées présentent en général une variabilité spatiale importante, difficile (ou coûteuse) à évaluer, compromettant la qualité d'une éventuelle interpolation (e.g. Russo et Bresler, 1981, Vauclin 1982, Nielsen et al, 1983, Gascuel, 1984 et 1987). Les hydrodynamiciens sont donc à la recherche de structures pédologiques définissant des volumes de variabilité réduites, ou à la recherche de paramètres explicatifs d'accès aisé (e.g. Arya et Paris, 1981, Vauclin et al, 1983, Ahuja et al, 1985, Voltz, 1986, Haverkamp et Parlange, 1986, Goulard et al 1987) permettant d'estimer les caractéristiques hydrodynamiques ou permettant de décrire leur variabilité à moindre coût.

• *Transfert d'échelle*

Au terme d'une étude, la situation est bien souvent la suivante : les mesures ont été faites sur des volumes de quelques décimètres cubes; les modèles sont mis au point à l'échelle du profil ou de l'horizon («processus locaux», Philip, 1974); les résultats sont attendus à l'échelle de la parcelle ou du bassin versant. Jusqu'à quel point une mesure ponctuelle représente-t-elle un horizon, cet horizon représente-t-il lui même le profil qui doit représenter une parcelle?.. On dispose alors d'un outillage théorique : statistique, géostatistique (chapitre II), théorie de la similarité (Miller et Miller, 1956) entre autres. Les études dont les résultats sont jugés satisfaisants font toutefois encore figure de cas d'école, dans des milieux pédologiques tout à fait simples.

Enfin, toutes ces réflexions se font dans le cadre des hypothèses formulées sur le milieu poreux, en particulier rigidité et uniformité. Cette situation ne prévaut que rarement en pratique, et l'impact de ces approximations sur les difficultés que nous venons de présenter n'est pas négligeable, mais difficile à évaluer (Colleuille, 1989).

Ces considérations définissent le cadre de notre réflexion dans les prochains chapitres. Ils justifient notre choix de développer la caractérisation physique de monolithes par l'étude de leur courbe de retrait, puisque cette méthode nous offre théoriquement la possibilité d'accéder à des grandeurs physiques dans un cadre de définition du sol proche de celui du pédologue. La confrontation entre les résultats de cette étude et les courbes $h(\theta)$ identifiées simultanément nous donnera la possibilité d'évaluer la validité des hypothèses de rigidité et d'uniformité du milieu.

Note : Logiciels utilisés.

Les différentes opérations décrites dans ce chapitre requièrent toutes l'emploi de l'outil informatique, grâce auquel elles deviennent simples et sans lequel elles sont irréalisables : traitement de grandes quantités de données, ajustements non linéaires, acquisition de données automatisée, interpolation par krigeage.

Nous avons utilisé les logiciels suivants :

OPTIM : Logiciel d'ajustement non linéaire (Touma et Chevillotte, 1987)

TEST : Logiciel de simulation des écoulements hydriques dans un profil de sol (Touma; 1987)

SOLHYD : Logiciel de traitement des courbes de retrait (Braudeau et al, 1990)

GEOSTAT-PC : logiciel conversationnel de calcul géostatistique (Boivin, 1988)

Tous ces logiciels sont produits à l'ORSTOM, nous avons du pour notre part réécrire SOLHYD en l'adaptant au traitement simultané des courbes de pression et réécrire les logiciels d'acquisition de données à l'occasion de ce travail.

CHAPITRE IV

**ETUDE EXPERIMENTALE DE
L'INFILTRABILITE DES SOLS DU SITE
PAR LA METHODE DU DOUBLE
ANNEAU**

INTRODUCTION

Ce chapitre réunit l'ensemble des résultats des caractérisations de l'infiltrabilité des sols faites de 1987 à 1989 sur le site d'étude. Une première campagne de mesure de soixante essais d'infiltration a en effet été complétée par une seconde campagne de 40 essais, en collaboration avec L.Eisenlohr à l'occasion de l'encadrement de son mémoire de DEA (Eisenlohr, 1989).

L'objectif initial de ces campagnes était la détermination de l'infiltrabilité des sols en un certain nombre de sites étudiés par ailleurs, de façon à discuter l'existence d'éventuelles relations entre des variables simples de caractérisation des profils pédologiques, et l'infiltrabilité du sol au point considéré (ou la variabilité de cette grandeur).

Après un rappel de quelques particularités expérimentales, nous évoquerons d'abord les difficultés rencontrées au cours de l'exploitation des données, puis présenterons les caractéristiques statistiques des grandeurs obtenues, puis examinerons leur comportement par rapport aux variables définies au chapitre II.

Pour des raisons de clarté, nous avons choisi de suivre, lors de l'exposé des résultats, l'ordre chronologique des expérimentations sur le terrain : celles-ci ont été dictées par la progression du raisonnement. Les résultats ne sont donc pas présentés globalement mais à mesure qu'ils permettent de comprendre les différentes composantes de ce travail. Les résultats exposés dans ce chapitre figurent en partie dans les publications de Boivin et al (1988), Touma et Boivin (1988), Boivin et Touma (1988).

IV-1 CONDITIONS EXPERIMENTALES

IV-1-1 Etat initial du sol

Nous avons vu au chapitre précédent que l'application de modèles d'infiltration aux courbes expérimentales implique le respect de certaines hypothèses sur l'état du profil de sol avant infiltration, dont notamment une hypothèse d'uniformité du profil d'humidité initiale. Le chapitre II nous permet de définir le profil de sol moyen correspondant à chaque essai d'infiltration.

a) généralités

La nappe phréatique est peu profonde. Le sol est donc saturé à environ 1 mètre de profondeur, tandis qu'il est sec en surface : les essais d'infiltration ont été réalisés après quatre mois de saison sèche. Un profil d'humidité pondérale a été réalisé avant chaque essai d'infiltration, au moyen de deux profils tarière de part et d'autre de l'essai. Les courbes d'humidité volumique reflètent bien cette non-uniformité du profil d'humidité avant infiltration, comme l'illustre la figure 50. Le profil de sol est stratifié dans 50% des cas, avec une couche d'argile d'environ 30cm d'épaisseur superposée aux horizons sableux. Dans le cas de la présence d'argile, une structure polyédrique anguleuse fine apparaît nettement.

L'activité termitique est importante en surface, responsable d'une forte porosité biologique dans les premiers centimètres de sol.

Enfin, en surface, le sol est cultivé en rizières billonnées. Ces billons ont une interdistance d'environ 60cm crête à crête sur ce site.

b) humidité volumique avant infiltration : variabilité

Les profils d'humidité volumique ont été établis à partir de déterminations par gravimétrie aux profondeurs 10, 30, 50, 70 et 90cm. Dans l'intervalle de temps nécessaire à la réalisation des prélèvements, la profondeur de la nappe superficielle n'a pas fluctué de façon mesurable. Nous admettons donc que les

profils d'humidité ainsi obtenus n'ont pas varié durant cette période.

L'humidité volumique est peu variable aux différentes profondeurs : les coefficients de variation passent de 45% en surface à 15% à 90cm. Les valeurs mesurées à 10 et 30cm de profondeur présentent une dérive nord-sud, et sont aléatoirement distribuées dans l'espace une fois cette dérive filtrée. Les valeurs mesurées à 50, 70 et 90cm sont structurées et bien corrélées entre elles.

Les figures 51 et 52 présentent les variogrammes moyens calculés aux profondeurs 10 et 70cm respectivement; les figures 53 et 54 illustrent les cartes interpolées par krigeage correspondantes.

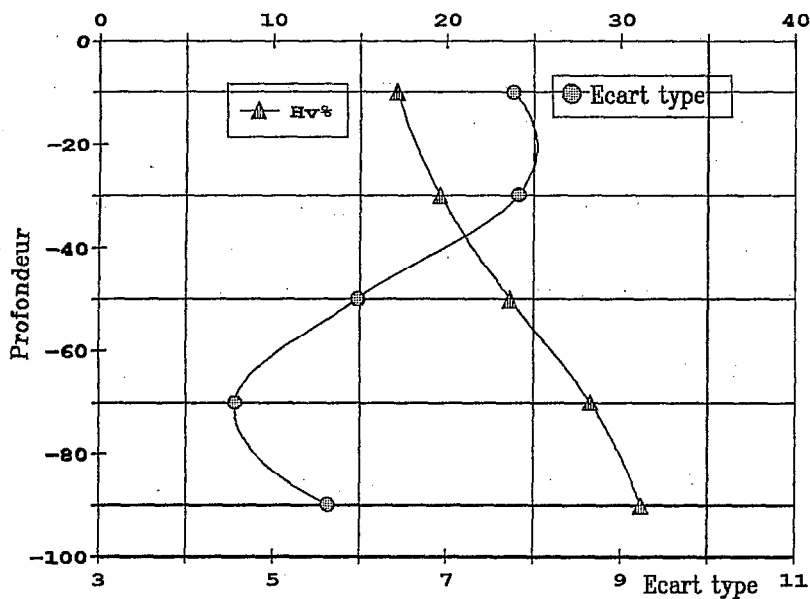


Figure 50 : profil d'humidité volumique moyen avant infiltration et écart type correspondant (profondeur en cm). (moyenne des mesures effectuées sur 60 sites)

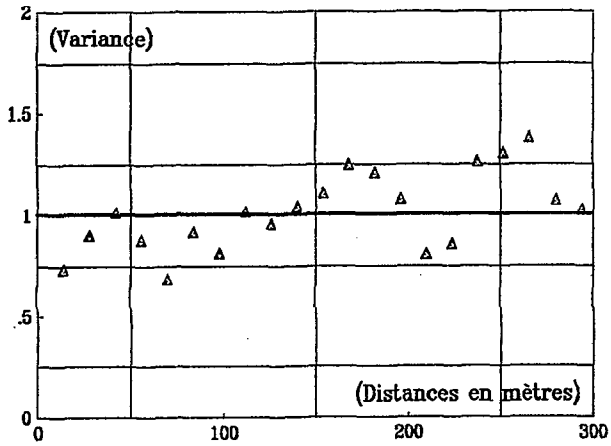


Figure 51 : Variogramme moyen des valeurs d'humidité volumique à 10cm.

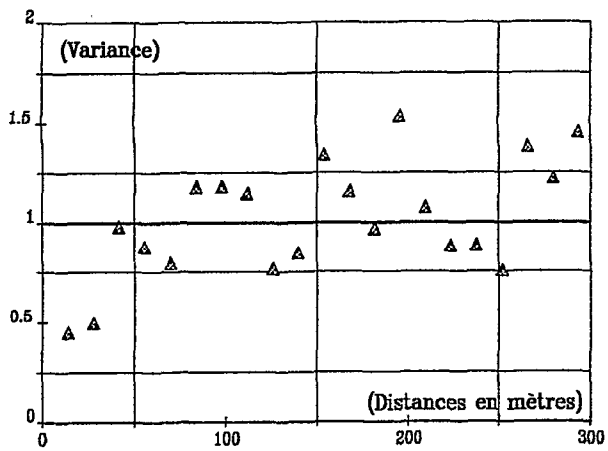


Figure 52 : Variogramme moyen des valeurs d'humidité volumique, profondeur 70cm.

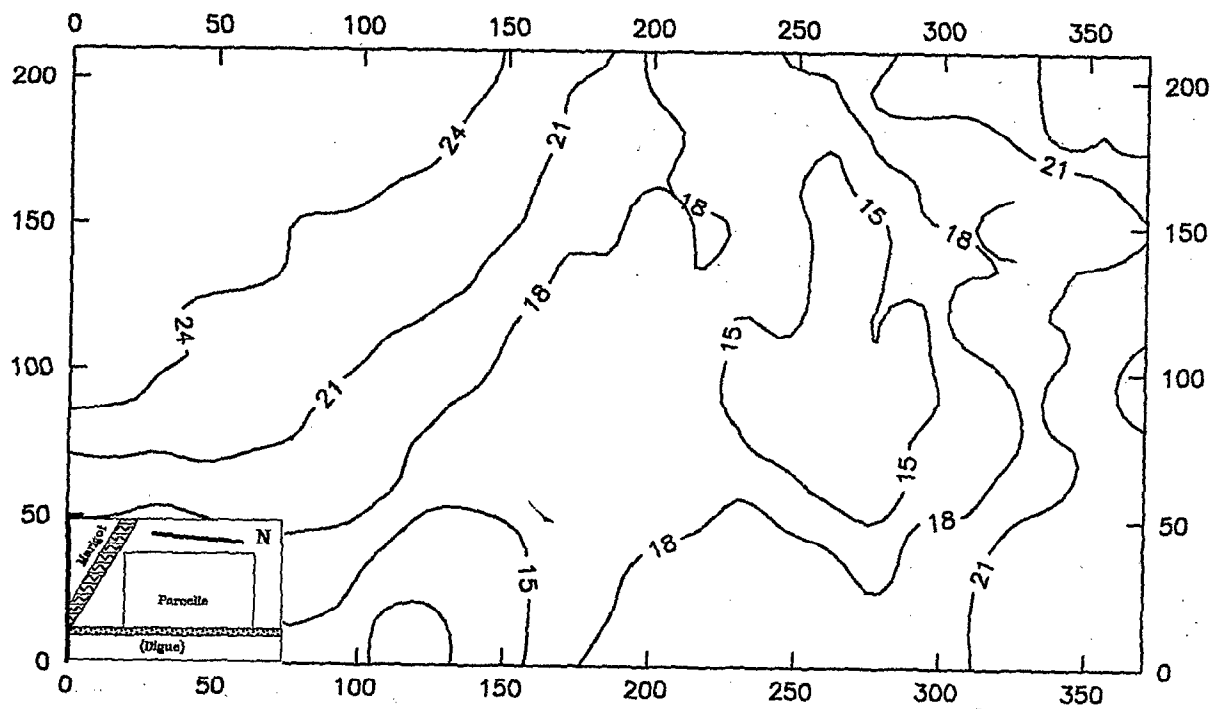


Figure 53 : Carte des isovaleurs d'humidité volumique mesurée à 10 cm avant infiltration.

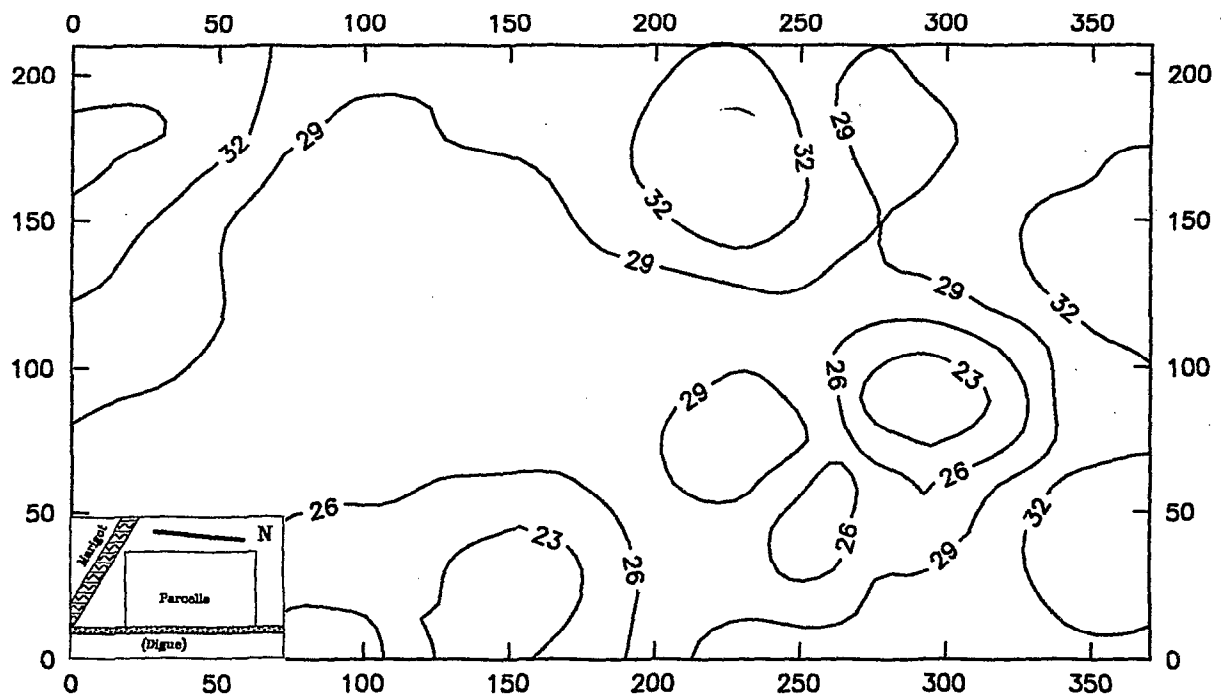


Figure 54 : Carte des isovaleurs d'humidité volumique mesurée à 70cm avant infiltration.

IV-1-2 Préparation du sol

L'essai d'infiltration doit être conduit sur une surface plane et horizontale. Les billons doivent donc être arasés.

La description des profils a montré l'existence d'une semelle de labour au dessous de l'interbillon, et la très forte porosité du billon. Ce dernier est traditionnellement retourné chaque année sur son interbillon au moment des premières pluies, et se trouve donc à la fois très poreux et très riche en débris organiques peu dégradés, en particulier de la paille de riz. Colleuille (1989) a réalisé une étude détaillée de cette couche superficielle et nous reproduisons en figure 55 ses observations.

Il est donc clair que le billon est d'une grande perméabilité, et que l'infiltration ne peut être contrôlée en surface que par le niveau se trouvant sous l'interbillon. Ces raisons nous ont conduit à envisager le décapage des billons en espérant conserver les caractéristiques d'infiltrabilité du sol en place.

Chaque site a été arasé et plané au niveau de l'interbillon, avant l'implantation des anneaux qui s'est faite selon le principe décrit au chapitre III. A la fin des essais d'infiltration (qui ont duré de trois à vingt heures environ pour 250mm de lame infiltrée), un profil d'humidité a été réalisé par prélèvement à la tarière au centre de l'essai et mesure gravimétrique. Une fosse a été immédiatement ouverte. Dans tous les cas, le front d'humectation apparaissait visuellement comme vertical (pas de diffusion latérale) jusqu'à 40cm. Il n'était pas perceptible au delà, l'horizon sableux étant déjà frais à humide.

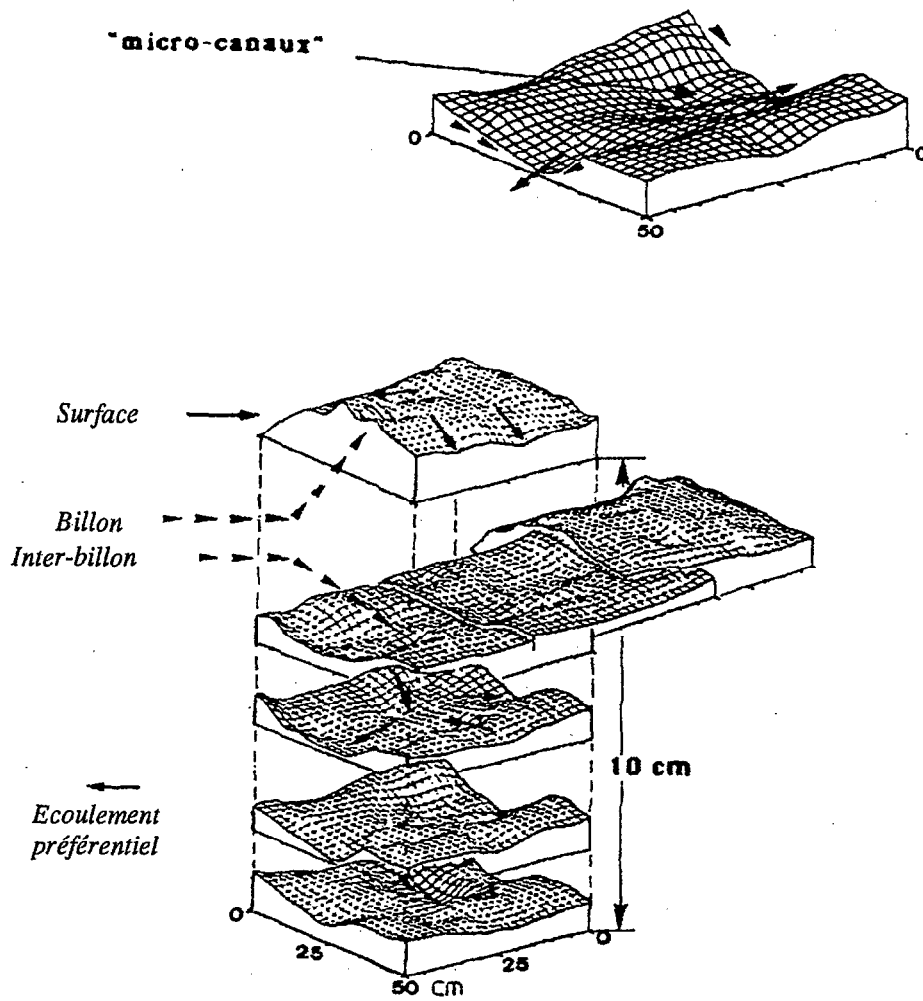


Figure 55 : Relevé microstratigraphique de quelques couches (lamelles) de l'horizon de surface, d'après Colleuille (1989). Ces lamelles définissent des micro-canaux dans un plan sub-horizontale, et sont souvent tapissées de débris végétaux dans le billon.

IV-2 DEPOUILLEMENT DES DONNEES - PROBLEMES METHODOLOGIQUES

Le résultat des essais d'infiltration est une série de couples de mesures lame infiltrée / temps. Nous avons présenté au chapitre III les modèles simplifiés de Green et Ampt (1911) et de Philip (1957) que nous nous proposons d'ajuster aux données expérimentales pour obtenir une estimation de la conductivité hydraulique à saturation du sol.

Il s'avère que les profils de sol avant infiltration sont en contradiction avec certaines des hypothèses sur lesquelles sont basés les modèles de Green et Ampt ou Philip:

- le profil de sol est stratifié dans 50% des cas, l'horizon (Gp) se superposant aux horizons sableux;
- le profil initial d'humidité n'est jamais uniforme;
- la présence d'une structure nette (horizon Gp) et surtout l'existence d'une forte porosité biologique superficielle (termites) font craindre des écoulements préférentiels.

Dans ces conditions, la non conformité aux hypothèses sous-jacentes aux modèles utilisés invalide la signification physique des paramètres obtenus. Ainsi, l'ajustement du modèle de Green et Ampt permettra d'évaluer une grandeur qu'il sera impossible d'assimiler à une conductivité hydraulique à saturation (K_s). Afin de conserver une signification physique aux grandeurs identifiées à partir de l'étude des courbes expérimentales, nous avons donc réalisé une étude de l'impact du non respect des hypothèses de travail sur ces grandeurs.

Les problèmes de stratification du profil et de non uniformité du profil initial ont été étudiés par simulation numérique. L'existence de macropores et leur impact sur l'infiltration a été étudié par une expérimentation complémentaire.

a) Profils stratifiés.

Cet aspect est abordé par Touma (1984) et par Touma et Boivin (1988). Ces derniers auteurs ont simulé, à l'aide du logiciel *TEST* (Touma, 1987), une infiltration sous charge dans un sol bicouche, chacune des couches ayant des caractéristiques voisines de celles rencontrées sur notre site : couche superficielle de perméabilité inférieure à la couche profonde.

La validité d'une simulation numérique d'un écoulement sur profil sableux homogène et non structuré étant par ailleurs supposée, l'infiltration sous charge a été simulée pour une couche superficielle d'épaisseur variable. La courbe d'infiltration obtenue est ajustée aux modèles de Green et Ampt et de Philip de façon à comparer les paramètres obtenus aux valeurs initialement introduites dans le modèle d'infiltration sous charge.

Touma et Boivin (1988) constatent qu'à partir de 30cm d'épaisseur de la couche superficielle, les valeurs de K_s obtenues par ajustement du modèle de Green et Ampt sont très proches des valeurs affectées à cette couche au cours de la simulation. En deçà de 30cm, les auteurs recommandent la plus grande prudence quant à l'interprétation des courbes d'infiltration, et signalent la possibilité d'apparition d'une cassure sur la forme linéarisée de l'Eq. [1].

Nous retiendrons de ces travaux qu'avec l'hypothèse d'une couche superficielle moins perméable, ce qui paraît vraisemblable dans notre cas, et dans le cadre d'une simulation numérique d'un écoulement monodimensionnel vertical sous charge, la courbe d'infiltration obtenue est caractéristique de l'horizon superficiel dès lors que ce dernier dépasse les 30cm d'épaisseur.

Ceci nous permet d'estimer que la plupart des essais effectués sur profil bicouche sont représentatifs de la couche argileuse, en particulier de l'horizon (Gp) (cf figure 27 : carte d'épaisseur de l'horizon argileux). Ce résultat sera toutefois discuté en fin de chapitre.

b) Profils d'humidité initiale non uniformes

De la même manière que précédemment, l'impact d'un profil d'humidité initiale non uniforme sur les courbes d'infiltration a été étudié par Touma et Boivin (1988) par simulation numérique. Cette simulation a été conduite pour des profils de perméabilités variables voisines de celles de notre site (du matériau grossier au limon fin). Les profils d'humidité initiale choisis reproduisent les plus contrastés parmi ceux identifiés sur le terrain : de 2,5% à 10% d'humidité volumique en surface, et saturation à 1m de profondeur.

Les courbes d'infiltration obtenues par simulation numérique d'un écoulement sous charge à partir de ces conditions initiales ont été comparées aux courbes obtenues par simulation à partir d'un profil d'humidité initiale uniforme. L'humidité volumique du profil uniforme est choisie égale à celle de l'horizon superficiel du profil non uniforme.

Précisons que dans le cas du profil initial non uniforme, un drainage profond se produit au cours de la simulation, dont il est tenu compte pour le calcul de la lame infiltrée.

Dans ces conditions, les différences entre les K_s affectés au profil de sol pour la simulation et ceux calculés sur les différentes courbes d'infiltration par ajustement de Green et Ampt ne diffèrent jamais de plus de 20%. Un tel écart est négligeable au regard de la variance généralement observée lors d'une mesure de conductivité hydraulique (Gascuel, 1987).

On peut en conclure, particulièrement dans notre cas, que l'hypothèse d'uniformité du profil d'humidité initiale avant infiltration n'est pas contraignante pour déterminer les paramètres K_s (Green et Ampt) ou B_p (Philip). Nous admettons donc en particulier la signification physique des grandeurs K_s calculées à partir de nos essais.

c) Existence et rôle des macropores

*La présence de macropores dans les premiers centimètres de sol a été mentionnée au cours des descriptions (chapitre II).

*Nous ne sommes pas en mesure d'aborder la modélisation de leur influence sur la cinétique de l'infiltration : cette modélisation suppose connues les tailles des macropores et leur distribution spatiale lorsqu'elle est effectuée en deux dimensions (Edwards et al, 1979; Davidson, 1985; Smettem, 1986), ou le débit qui les traverse lorsqu'elle est effectuée en une seule dimension (Beven et Germann, 1981). L'influence de macropores sur la cinétique de l'infiltration sera donc discutée expérimentalement.

*Les courbes d'infiltration exprimées selon la forme linéarisée de l'Eq. [4] forment théoriquement une droite. Ceci est vérifié pour 30 des soixante essais d'infiltration de la première série de mesures, comme le montre la figure 56. Dans tous les autres cas, on observe le comportement illustré par la figure 57 : une

courbe proche d'une branche d'hyperbole à l'origine.

On constate que ce comportement correspond à une infiltration très rapide (en moyenne 90 secondes) d'une quantité d'eau (en moyenne 15mm) (figure 58), suivie d'une courbe d'infiltration qui semble «normale». On constate également que si l'on décale les origines de l'infiltration (lame infiltrée et temps) au point de fin de la phase d'infiltration rapide, le reste de la courbe exprimé selon la forme linéarisée de l'Eq. [1] représente bien une droite (figure 59).

L'ensemble de ces observations permet de supposer :

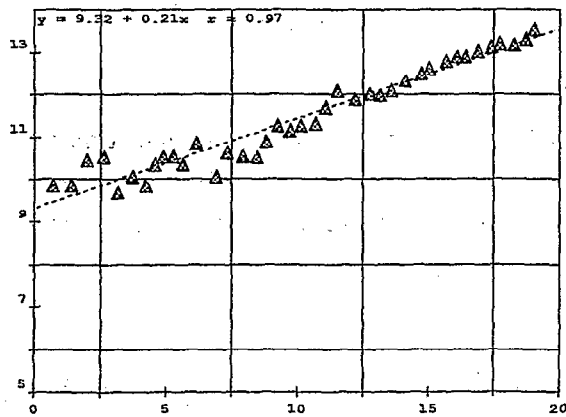
- soit l'existence d'une compression et d'un confinement de l'air dans le milieu qui résulte en un ralentissement de l'infiltration (e.g. Vachaud et al, 1974; Linden et al, 1977; Touma et Vaucelin, 1986);
- soit à la présence de macropores actifs dans le milieu (Germann et Beven, 1981; Bouma et al, 1982; Watson et Luxmoore, 1986).

La première cause paraît cependant assez peu vraisemblable. En effet, la surface submergée étant limitée à celle des anneaux, l'air en aval de la zone humidifiée reste en contact avec l'atmosphère à travers le sol environnant le bulbe d'humectation. Quant aux macropores, ils ne peuvent occasionner cet effet sur la courbe $I(t)$ que s'ils sont actifs et donc, reliés à la surface du sol. Dans ce cas, le macropore se remplit dès la mise en charge de cette dernière, alors que le même macropore isolé de la surface du sol ne peut se remplir que si la pression de l'eau atteint la valeur critique donnée par :

$$h = -2s/\rho \cdot g \cdot R$$

Eq. [6]

où s est la tension superficielle de l'eau, ρ sa masse volumique, g l'accélération de la pesanteur et R le rayon équivalent du macropore. En prenant l'exemple $R = 0.15$ cm cette pression est de l'ordre de -1 cm d'eau, ce qui signifie que le sol au voisinage du macropore est saturé. Par conséquent, lorsque le macropore est isolé de la surface du sol, l'infiltration se poursuit comme s'il était inexistant tant que la pression reste inférieure à h , ce qui explique que le comportement mentionné plus haut de $I(t)$ n'a pas été observé sur tous les sites bien que les macropores y soient présents. Phillips et al (1989) présentent une expérimentation de laboratoire qui contredit ce résultat dans le cas d'un ressuyage où le macropore a au préalable été saturé. Cette restriction ne s'applique pas à notre situation expérimentale.



Ordonnées : lame infiltrée (en cm) divisée par la racine du temps (en heures); Abscisses : Racine du temps en heures

Figure 56 : Exemple de courbe d'infiltration exprimée selon la forme linéarisée de Philip (1957) et formant une droite.

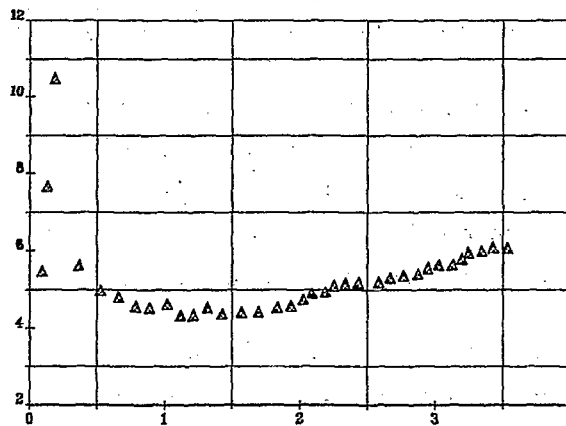


Figure 57 : Exemple de courbe d'infiltration exprimée selon la forme linéarisée de Philip (1957) et présentant une branche d'hyperbole à l'origine.

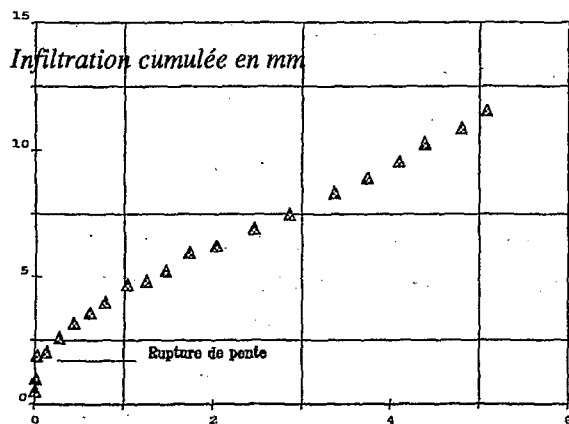


Figure 58 : courbe d'infiltration présentant une rupture de pente à l'origine.
(Abscisses : temps en heures; Ordonnées : lame infiltrée en cm).

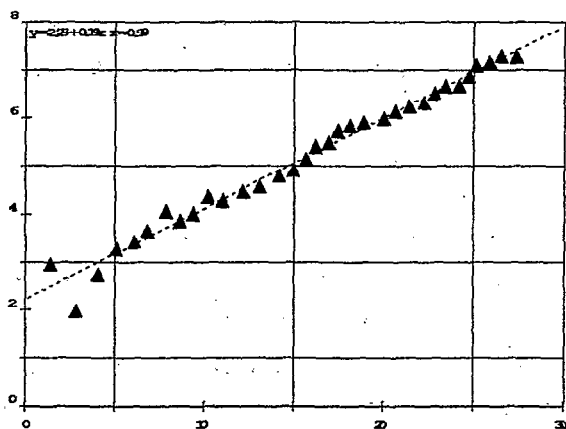


Figure 59 : Même cinétique d'infiltration qu'en 57 et 58, expression selon la forme linéarisée de Philip (1957) après suppression de la branche d'hyperbole à l'origine, par décalage de l'origine de l'infiltration au point de rupture de pente.

Deux types d'expérimentation ont été conduits pour discuter ces hypothèses :

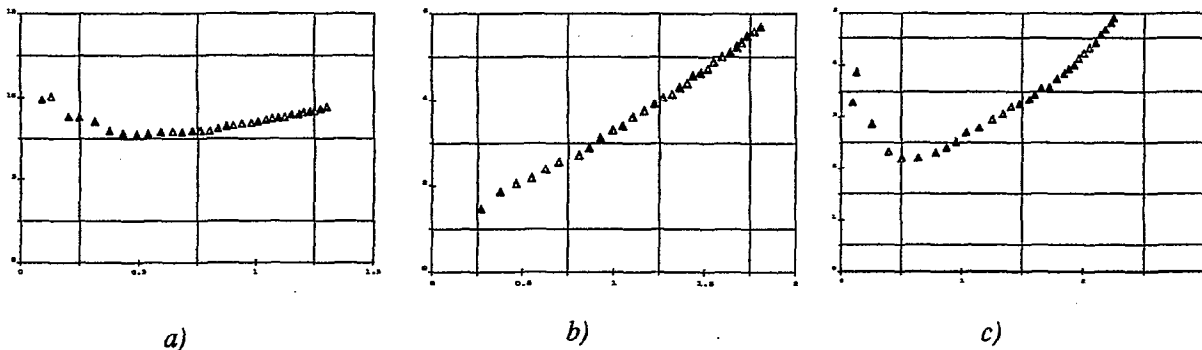
-répétition d'essais d'infiltration sur un même site, en laissant des temps de ressuyage variables entre les essais;

-infiltration d'eau contenant un colorant.

*Les essais d'infiltration ont été répétés sur deux sites différents présentant une première phase d'infiltration rapide, avec des temps de ressuyage variant de 1 à 24 heures.

On constate une disparition du phénomène d'infiltration rapide pour des temps de repos inférieurs à deux heures, et une totale réapparition de la phase d'infiltration rapide (en lame infiltrée) pour un temps de repos de 24 heures (figures 60, a, b et c).

Le sol restant très humide dans ce délai, nous en concluons que la modification du régime d'infiltration correspond à des macropores sans relation avec un éventuel gonflement (ouverture/ fermeture de porosités structurales).



Ordonnées : lame infiltrée (en cm) divisée par la racine du temps (en heures); Abscisses : Racine du temps en heures

Figures 60 a,b,c : Essai d'infiltration répété sur un même site, courbes exprimées selon la forme linéarisée de Philip (1957). a) premier essai; b) essai après deux heures de repos; c) essai après 16 heures de repos.

*Les essais de coloration ont été conduits sur de nombreux sites en surface, et sur un profil de sol à différents niveaux de profondeur après décapage. Cette dernière expérimentation est due à Colleuille (1989). Le colorant employé est du bleu de méthylène. Ce colorant a théoriquement tendance à se fixer fortement sur les parois des pores fonctionnels où la conductivité est élevée (Bouma, 1977, 1979, 1987; Curmi, 1988). Notons toutefois que le manque d'informations sur le mécanisme de fixation du colorant et sur son comportement physico-chimique dans le sol obligent à n'utiliser le résultat des colorations qu'à titre indicatif. On note en synthèse :

Une coloration de pores biologiques (trous de termites en général) dans les cinq à dix premiers centimètres de sol. Ces pores sont abondants en surface (photo 7), mais sont rarement colorés: pas plus de quatre à cinq pores par m². Ces pores traversent quelquefois dans les premiers centimètres de sol une structure en plaquettes séparées par des lits de sable et due au mode de culture (figure 6 page 49). Il est possible alors de constater une large diffusion horizontale du colorant entre les plaquettes (photos 8 et 9). Ce cas de figure a toujours été observé lorsqu'une phase d'infiltration rapide a été identifiée au début de l'essai de coloration. Aucune coloration n'a été observée au delà de dix centimètres de profondeur. Aucun pore ou face structurale n'a pu être observé lors des essais de coloration effectués sur les horizons profonds. Notons enfin que la quantité d'eau infiltrée au cours de la phase d'infiltration rapide correspond à la quantité d'eau nécessaire à la saturation de quelques centimètres de sol.

***En conclusion**, nous admettrons que la phase d'infiltration rapide observée correspond au mécanisme décrit à l'aide du colorant : pores biologiques permettant la saturation rapide de quelques centimètres de sol.

*Les courbes d'infiltration obtenues dans ce cas ont donc été corrigées (Boivin et al, 1988) de façon à ne conserver que la seconde partie de l'infiltration pour l'identification de la vitesse d'infiltration. La validité de cette correction sera discutée ci-après, lors de l'étude de la variabilité des caractéristiques d'infiltration.



Photo 7 :
*Activité termitique
sur un billon*



Photo 8 :
*Essai de coloration,
pore et plaquette colorés*



Photo 9 :
*Coloration d'un pore
biologique*



Photo 7 :
*Activité termitique
sur un billon*

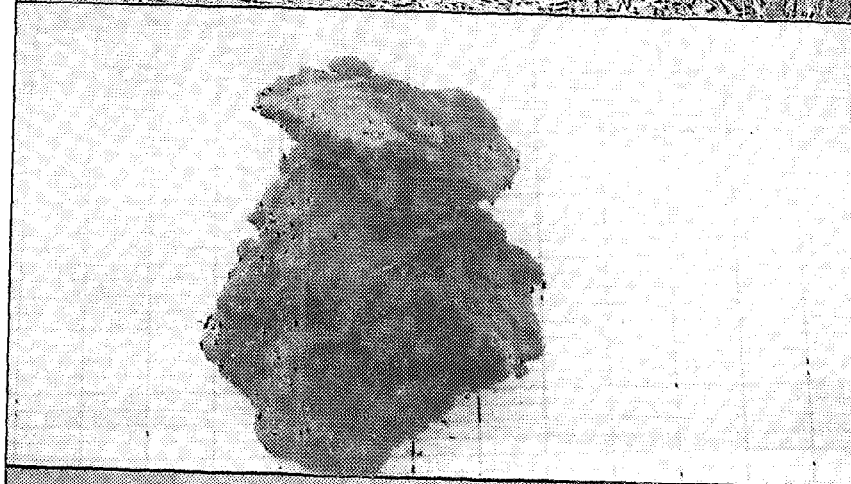


Photo 8 :
*Essai de coloration,
pore et plaquette colorés*

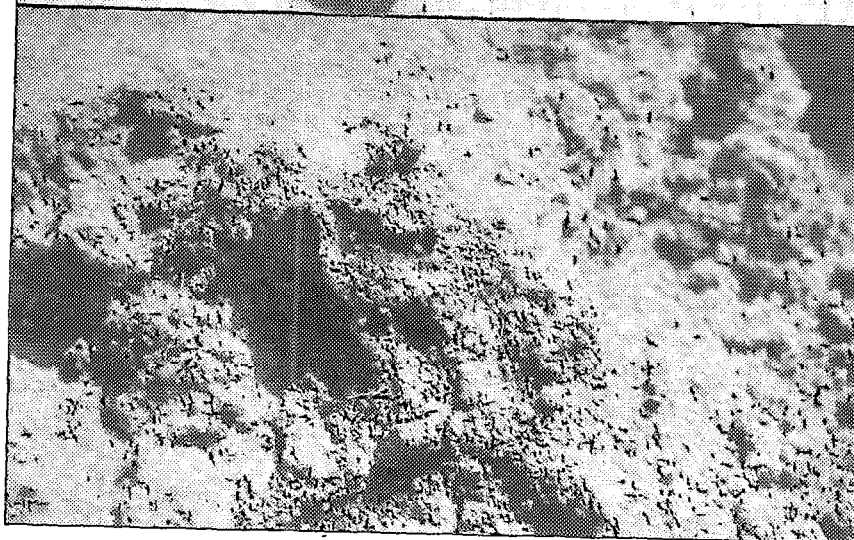


Photo 9 :
*Coloration d'un pore
biologique*

IV-3 RESULTATS

A la suite de l'étude préliminaire que nous venons de présenter, nous admettrons que les courbes d'infiltration obtenues peuvent être utilisées pour déterminer K_s par ajustement de Green et Ampt (1911) ou B par ajustement de Philip (1957). L'étude des résultats ainsi obtenus permettra de rediscuter de la validité de notre hypothèse en fin de chapitre.

IV-3-1 Ajustements des modèles

Les modèles de Green et Ampt (1911) et Philip (1957) ont été ajustés sur les 60 courbes d'infiltration ainsi définies. Dans tous les cas, un coefficient de corrélation entre modèle et données expérimentales supérieur à 0,95 a été obtenu. Un ajustement selon la forme linéarisée de l'Eq. [4] est présenté en figure 56 à titre d'exemple.

Il en résulte l'obtention de 60 valeurs de K_s (ou B_p pour l'ajustement de l'Eq. [4]), et accessoirement 60 valeurs de lame d'eau infiltrée au cours de la phase d'infiltration préférentielle. On obtient entre B_p et K_s la relation suivante :

$$B_p = 0.82.K_s - 0.02 \text{ (coeff. de corrélation : 0.94, résultat obtenu sur 49 courbes d'infiltration)}$$

Ce résultat est à rapprocher de celui proposé par Parlange (1975) : B_p compris entre $2/3K_s$ et $1/3K_s$. Compte tenu de la précision de la méthode expérimentale, on peut considérer que les ajustements des deux modèles donnent des résultats bien corrélés.

IV-3-2- Loi de distribution de K_s

La figure 61 présente la loi de distribution de K_s . Une loi lognormale ajustée est représentée. Le paramètre K_s s'ajuste bien à la loi lognormale de moyenne 0.4 et d'écart type 0.33. Il n'est pas possible de distinguer à partir de la fonction de répartition :

-les profils purement sableux des profils à couche argileuse de surface,

-les profils avec ou sans «macropores».

En effet, en segmentant de cette façon le lot de données, on trouve des fonctions de répartition aux moyennes et écart types statistiquement identiques.

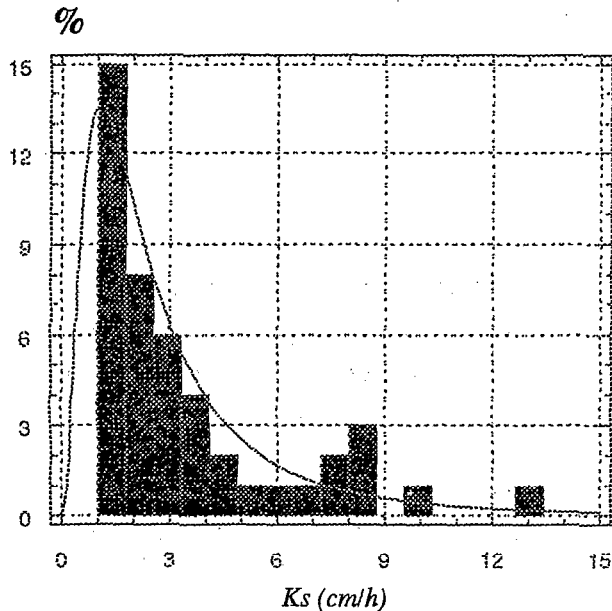


Figure 61 : loi de distribution des valeurs de K_s et loi lognormale ajustée.

IV-3-3 Variabilité spatiale

K_s ayant une distribution lognormale, nous avons travaillé sur le logarithme de cette grandeur. Travailler sur une variable dont la distribution est lognormale pose en effet des problèmes numériques, les résultats, bien que similaires à ceux obtenus sur la variable transformée, étant plus difficile à interpréter. L'estimation du variogramme, notamment est plus sensible aux points extrêmes de la fonction de répartition (Dowd, P., 1984). Le variogramme brut calculé sur les valeurs de $\ln(K_s)$ est présenté en figure 62.

Sur ce variogramme brut, un modèle sphérique a été ajusté. Le test de validation croisée donne les

meilleurs résultats pour un modèle sphérique, de portée 42 mètres, de palier 1,1 et de pépite 0,3. Ces valeurs sont exprimées en fraction de la variance expérimentale. Rappelons que le test de validation croisée a pour principe de recalculer chaque point expérimental connu, à partir de ses voisins, par krigeage et en utilisant comme interpolateur le modèle de variogramme que l'on souhaite tester. A partir de la comparaison valeurs observées / valeurs calculées, on s'intéresse généralement à l'erreur moyenne d'interpolation, qui doit être aussi proche que possible de 0, et au rapport moyen «erreur d'interpolation / écart type d'estimation», qui doit être aussi proche que possible de 1.

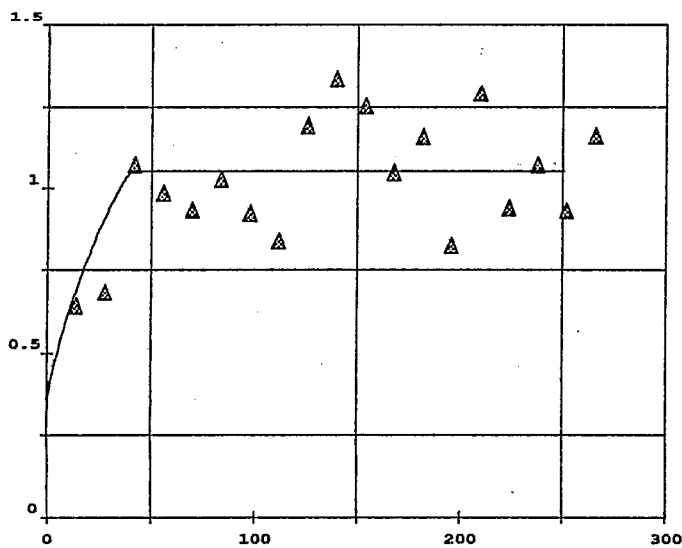


Figure 62 : variogramme moyen calculé à partir du logarithme des valeurs de Ks. (Distances en mètres en abscisse)(valeurs de Ks en cm/h, variances normées par la variance globale : 0,7)

Le test de validation croisée donne ici les résultats suivants:

-erreur moyenne : 0.01

-rapport moyen «erreur d'estimation / écart type d'estimation» : 1.02

Ceci signifie que l'erreur moyenne d'interpolation, pour estimer le logarithme du Ks par krigeage en un point non instrumenté, est de l'ordre de 0.01. Ln(Ks) a une valeur moyenne de l'ordre de -1 et un écart type de l'ordre de 0.8. L'estimation par krigeage peut donc être considérée dans ce cas comme sans biais.

L'écart type d'estimation est comparable à l'erreur d'estimation : la carte de variance d'estimation est donc fiable. A titre de comparaison, une interpolation par pondération uniforme sur un voisinage glissant (même poids affecté à tous les voisins) provoque ici une surestimation moyenne des valeurs de l'ordre de 0,15. Une pondération inversement proportionnelle à la distance provoque une erreur d'estimation comparable, mais ne fournit pas de carte de variance d'estimation : c'est à dire qu'il n'est pas possible d'apprécier la qualité de l'estimation réalisée.

Le faible nombre de points expérimentaux explique l'allure peu régulière du variogramme brut obtenu. Toutefois, le plan d'échantillonnage adopté permet de disposer d'au minimum 33 couples de points par pas de distance, et de plus de 80 couples en général. De plus, ce variogramme reste très stable vis à vis de la suppression d'un point ou d'un groupe de points du lot de données, ce qui n'est pas le cas général.

Nous pensons donc, compte tenu du bon résultat du test de validation croisée, que le modèle ajusté est une estimation raisonnable de la structure spatiale de la grandeur étudiée.

Ce modèle a été utilisé pour calculer une carte des valeurs du logarithme de la conductivité hydraulique à saturation estimées par krigeage sur l'ensemble de la parcelle. Cette carte est présentée en figure 63.

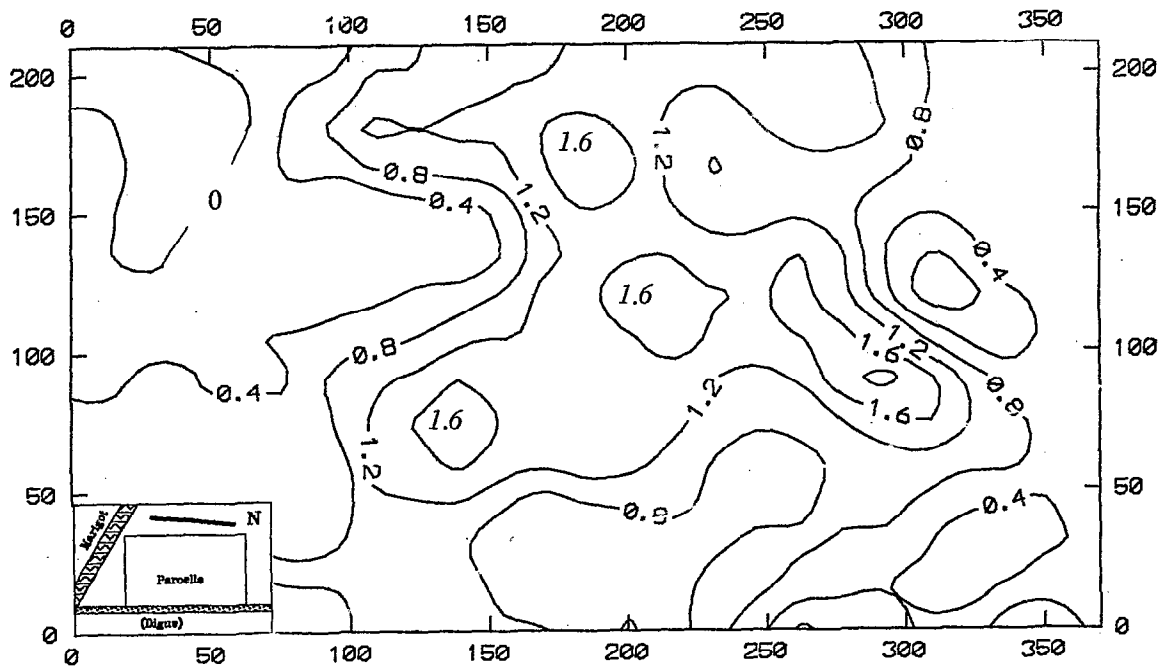


Figure 63 : Carte du logarithme néperien de K_s (exprimé en cm/h)

IV-4. DISCUSSION

IV-4-1 Pertinence des corrections et hypothèses.

L'examen de la variabilité de la grandeur K_s apporte des arguments concernant la validité des corrections effectuées, en particulier dans les cas où des macropores interviennent sur la cinétique d'infiltration, et dans le cas des profils stratifiés dont la couche superficielle n'atteint pas 30cm d'épaisseur. En effet :

-les grandeurs déterminées pour ces essais n'émergent en aucune façon du lot de données : ceci est particulièrement remarquable pour les essais d'infiltration où un changement d'origine a été opéré;

-il n'est pas possible de segmenter en deux populations distinctes les valeurs de K_s , sur un critère tel que présence d'un horizon (Gp), ou présence de macropores fonctionnels;

-les valeurs obtenues manifestent une structure spatiale, alors que le variogramme moyen calculé sur les valeurs du volume d'eau infiltrée de façon préférentielle (macropores fonctionnels) fait apparaître une distribution aléatoire.

Si ces résultats ne peuvent pas établir définitivement la signification physique de la grandeur que nous proposons comme mesure de K_s , il faut néanmoins remarquer l'homogénéité finale du lot de valeurs, dont la variabilité et la structure spatiale sont clairement identifiées et indépendantes des corrections effectuées ou des facteurs liés aux hypothèses de travail (épaisseur de la couche d'argile). Il est donc évident que les valeurs de K_s reflètent bien une caractéristique intrinsèque du profil sous-jacent, caractéristique qui présente une organisation dans l'espace.

IV-4-2 Relations entre variabilité et mode expérimental.

L'effet de pépite obtenu correspond à un écart type, à faible distance, de l'ordre de 0,4 pour $\ln(K_s)$.

Nous avons mentionné la possibilité d'introduction d'erreurs d'estimation de 20% au maximum sur l'évaluation de K_s , erreurs dues à la non uniformité du profil initial d'humidité. Cet écart correspondrait à

des erreurs de l'ordre de 0.2 sur la valeur $\ln(K_s)$. L'effet de pépite estimé ne peut donc pas être imputé uniquement à des variations du profil d'humidité initiale. Il faut alors rechercher son origine :

-soit dans l'erreur de mesure due au protocole expérimental. Cependant, des essais répétés sur deux sites, quelques mois après cette expérimentation, ont donné des résultats voisins pour l'estimation de K_s (ci-après). Il est donc permis de penser que la détermination est relativement précise et que la première cause est peu vraisemblable. L'effort expérimental nécessaire pour déterminer l'origine de cet effet étant trop important, il n'a pas été entrepris dans le cadre de cette étude;

-soit dans une variation à faible distance des caractéristiques physiques du sol;

-soit dans le nombre insuffisant de couples de mesures à faible distance, introduisant éventuellement une incertitude sur la détermination de l'effet de pépite.

Le palier observé correspond à un écart type à grande distance (plus de 40 mètres) de l'ordre de 0.78 pour $\ln(K_s)$. Si l'on ramène ces résultats à K_s , on peut estimer le coefficient de variation au delà de la distance d'autocorrélation à environ 30%. La portée observée, d'environ 40m, signifie qu'au delà de cette distance et à cette échelle d'observation, deux mesures de K_s sont indépendantes statistiquement. La corrélation entre deux mesures augmente ensuite rapidement en deçà de 40 mètres, d'autant plus forte que deux points de mesure sont proches. Elle nous permet d'affirmer que les essais d'infiltration donnent des résultats cohérents : si le «bruit de fond» de la mesure, ou erreur de mesure, était trop important, le variogramme aurait un aspect purement aléatoire.

La connaissance de cette portée peut également être utilisée par la suite lors d'une caractérisation de la conductivité hydraulique à saturation des sols de la vallée. Pour identifier une valeur moyenne sur une surface donnée, il devient inutile de réaliser des mesures à moins de 40 mètres de distance. En effet, ces mesures seraient autocorrélées, et un effort expérimental serait donc gaspillé pour obtenir une information redondante.

La distribution lognormale de K_s a déjà été mentionnée par de nombreux auteurs. Vauclin (1982) et Gascuel-Oudou (1987) présentent une synthèse des connaissances acquises sur la variabilité spatiale de certains paramètres du sol. En revanche, la portée identifiée dans ce travail est relativement élevée. Des chiffres de 2 à 21m sont cités, dans sa synthèse bibliographique, par C.Gascuel (1987) qui conclut à une

tendance à de très courtes distances d'autocorrélation pour K_s .

Il est en fait délicat de comparer des études réalisées à différentes échelles d'observation, avec des moyens de mesure différents. Cet aspect a conduit certains auteurs à décrire la variation des propriétés du sol comme un objet fractal (Burrough, 1983,a,b,c).

Le coefficient de variation de 30% est relativement faible au regard des chiffres cités dans la bibliographie. On peut y voir un effet du dispositif de mesure, dont la surface totale était de 1m^2 . Cette surface, relativement importante, a pu absorber une variabilité à faible distance, qu'une détermination sur petit monolithe non perturbé aurait mise en évidence.

IV-4-3 Conclusion

A ce stade, un certain nombre de conclusions d'ordre méthodologique et pratique peuvent être énoncées ; en même temps, quelques questions restent posées :

***Apports méthodologiques :**

-un élargissement du domaine d'application des modèles de Green et Ampt (1911) et de Philip (1957) appliqués à la détermination de la vitesse d'infiltration à saturation dans un profil de sol est proposé et semble justifié par les résultats expérimentaux;

-l'étude de la variabilité spatiale d'une grandeur se montre dans ce cas également riche d'enseignements, quant à la signification de cette grandeur et à son aptitude à révéler la variabilité de l'objet étudié;

-l'infiltromètre double-anneau permet de réaliser des observations précises et cohérentes malgré une faible variabilité du milieu, et la méthode s'avère robuste vis à vis des difficultés expérimentales.

***Aspects pratiques :**

-les grandeurs moyennes de l'infiltrabilité sont estimables à partir d'un nombre limité d'observations (6 mesures/ hectare), avec une faible variance d'estimation;

-les valeurs sont autocorrélées sur environ 40 mètres : il est inutile de prospecter en deçà de cette distance pour l'estimation d'une valeur moyenne. Cette dernière caractéristique est d'ailleurs valable pour toutes

les grandeurs que nous avons présentées à ce stade de notre exposé.

***Problèmes posés :**

-la signification physique de K_s tel que nous l'avons obtenu est argumentée par expérimentation, simulation ou à partir de l'étude de la variabilité spatiale. Elle n'est pas physiquement démontrée. La question reste donc a fortiori posée; les possibilités d'extrapolation du résultat en sont partiellement limitées;

-la présence de l'horizon superficiel argileux (G_p) ne se manifeste pas par un K_s plus faible. Ce résultat est inattendu. A quel niveau le processus d'infiltration est-il contrôlé? Si la couche la moins perméable n'est pas la couche supérieure, on doit alors supposer des écoulements latéraux qui invalident totalement notre raisonnement, élaboré dans le cadre d'un écoulement monodimensionnel vertical;

-si la couche la moins perméable est en surface, elle doit avoir des caractéristiques indépendantes de la présence de l'horizon argileux. Faut-il y voir un effet du travail du sol?

-la distance d'autocorrélation trouvée et la faible variance globale permettent de supposer, par comparaison aux résultats disponibles dans la bibliographie, un effet lissant de la dimension relativement importante de notre dispositif. Qu'en est-il?

L'énoncé de ces problèmes a suscité l'expérimentation qui figure dans le paragraphe suivant.

IV-5 INFLUENCE DE LA DIMENSION DU DISPOSITIF

Cette étude a été réalisée en collaboration avec L.Eisenlohr, à l'occasion de l'encadrement de son mémoire de DEA (Paris VI, 1989).

IV-5-1 Protocole expérimental

Quarante-six sites de mesure ont été retenus dans la zone centrale de la parcelle (chapitre II, figure 4 page 38), sur lesquels ont été réalisés de nouveaux essais d'infiltration.

Le dispositif employé, également mis au point par P.Zante, comportait plusieurs anneaux emboîtés :

-36 essais furent réalisés à partir d'un dispositif dont l'anneau externe est identique aux soixante précédents, mais contenant trois anneaux internes de diamètres respectifs 11cm, 31,5cm et 50cm;

-10 essais comportaient en outre un anneau de garde de diamètre 160cm, permettant d'utiliser l'ancien anneau de garde comme anneau interne.

L'essai d'infiltration est donc réalisé simultanément sur plusieurs surfaces, ces surfaces pouvant être numériquement combinées entre elles lors de l'exploitation des résultats (Sisson et Wierenga, 1981).

Le fait d'avoir conservé l'anneau de garde initial pour la plupart des essais a son importance. En effet, Touma (1984) montre par simulation numérique que la variation de dimension de l'anneau interne a plus d'influence sur les écoulements latéraux que le rapport de taille anneau interne/ anneau externe.

Pour conserver une homogénéité de protocole expérimental et éviter cet écueil, il était donc préférable de conserver entre les deux campagnes de mesure un anneau de garde identique.

IV-5-2 Résultats

a) Mesures ponctuelles

Le dépouillement des courbes d'infiltration a posé des problèmes identiques à ceux rencontrés précédemment, les mêmes solutions étant retenues. La relation liant les grandeurs B_p et K_s sont confirmées, la présence de macropores fonctionnels se manifeste aléatoirement d'un anneau à l'autre pour un même essai.

La figure 64 illustre la relation existant entre les différentes dimensions d'anneau, pour l'ensemble des essais, une fois l'infiltration dans des macropores corrigée. On constate qu'à l'exception de quelques cas particuliers, les valeurs de K_s déterminées sur les différentes surfaces sont identiques. La relation statistique entre ces mesures est du type $Y=X$, avec un coefficient de corrélation supérieur à 0,9. La détermination de K_s par cette méthode sur ce site paraît donc totalement indépendante de la dimension du dispositif, dans la gamme de surface étudiée.

L'identité de la détermination d'une surface à l'autre malgré une présence aléatoire de macropores fonctionnels confirme la pertinence de la correction effectuée, et l'absence d'influence des macropores sur la cinétique de l'infiltration. Elle implique également que les transferts latéraux soient négligeables. **Pertinence de la correction relative aux «macropores»** : les valeurs corrigées indépendamment d'un anneau à l'autre se trouvent sur une même droite.

Absence d'influence des macropores sur la cinétique de l'infiltration: après correction, les différentes surfaces d'un même anneau ont la même valeur de K_s .

Absence de transferts latéraux: en cas de transferts latéraux, il y aurait nécessairement des valeurs de K_s différentes d'un anneau à l'autre.

Ceci enfin confirme la fiabilité de la détermination. Les valeurs identifiées ne sont pas distribuées log-normalement. Cette constatation appelle deux remarques :

- la variabilité globale est très faible, ce qui rend l'identification d'une loi de distribution délicate (Voltz, 1986);
- les valeurs sont, d'après les résultats qui précèdent, fortement autocorrélées, et situées dans une zone de relativement forte perméabilité. Rechercher une loi de distribution n'a donc pas de sens.

b) Variabilité spatiale

L'ensemble des résultats obtenus au niveau de la variabilité spatiale ont été rediscutés : le nombre de sites déterminés étant maintenant supérieur à 100, les calculs acquièrent alors une bonne précision.

La figure 65 présente le variogramme moyen calculé sur l'ensemble des valeurs du logarithme de K_s . La structure identifiée avec un nombre limité de points est confirmée, une plus forte structuration apparaissant pour les points interdistant de 7 mètres, comme nous l'avions supposé. L'effet de pépite nul est confirmé par l'identité des mesures réalisées dans les anneaux concentriques.

Un modèle de structure spatiale correspondant à la somme de deux schémas sphériques de portées 14 et 42 mètres a été confirmé par un test de validation croisée et est également proposé en figure 65.

La carte du logarithme de K_s calculée par krigeage sur la base de ce modèle structural est présentée en figure 66. Cette carte est proche de la carte calculée initialement (figure 63). Elle confirme la perméabilité relativement forte de la zone échantillonnée et en précise les contours.

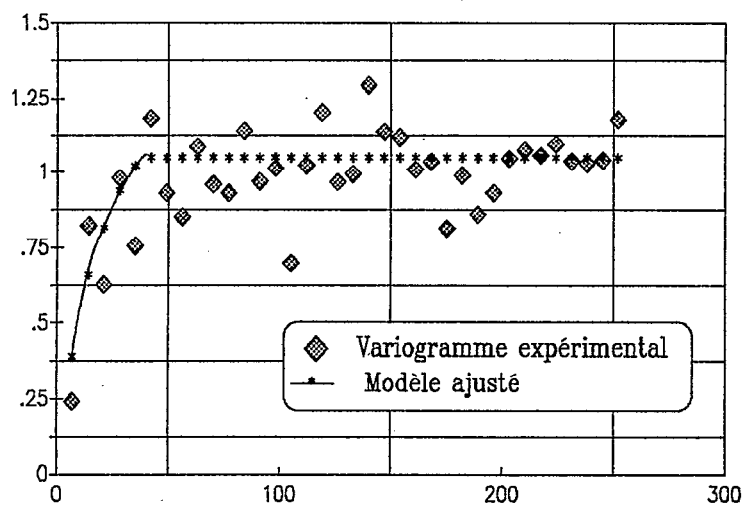


Figure 65 : variogramme moyen (normé par la variance globale : 0,7) calculé sur 106 valeurs du logarithme népérien de K_s , et modèle ajusté.

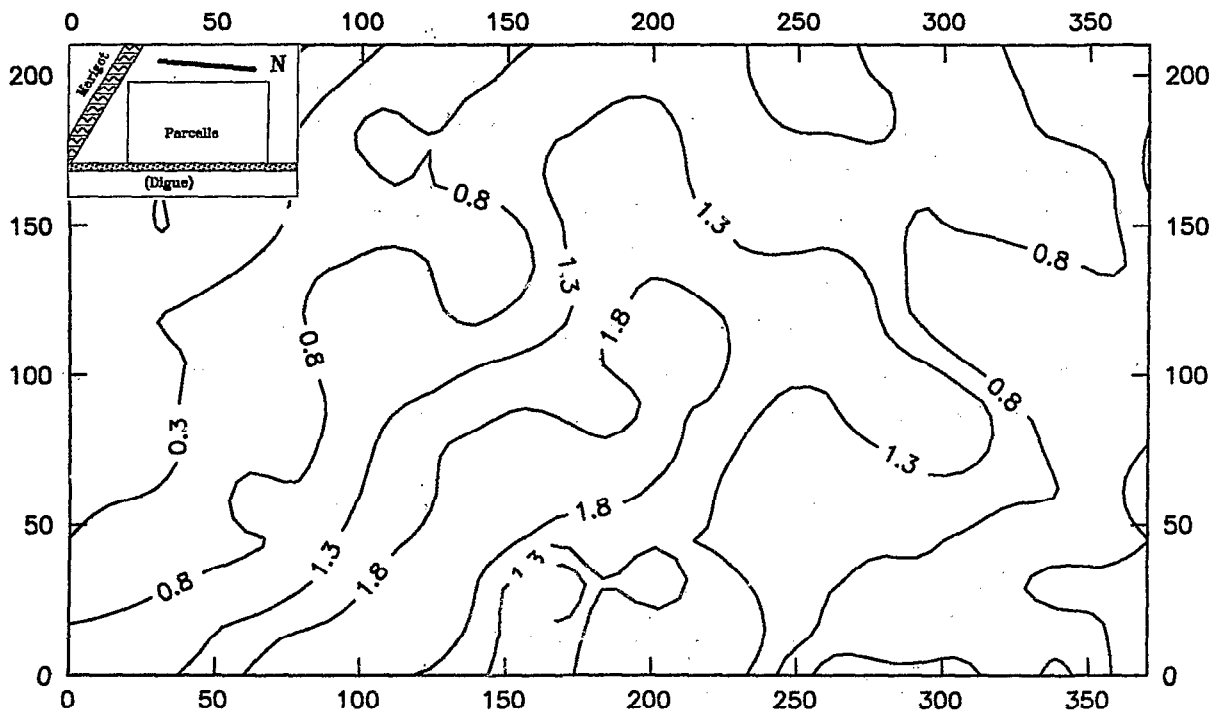


Figure 66 : carte des isovaleurs du logarithme de K_s (en cm/heure), calculée à partir des 106 points de mesure.

c) Discussion

Les résultats obtenus avec le réseau de 60 sites de mesure sont totalement confirmés avec 100 sites. Le plan d'échantillonnage adopté initialement s'est avéré approprié. Il se confirme également que la détermination de K_s par cette méthode est précise et reproductible.

Les publications portant sur l'étude expérimentale de l'influence de la dimension de l'objet mesuré (ou de l'échantillon prélevé) sur les caractéristiques statistiques de la grandeur mesurée sont rares, en particulier s'agissant de la détermination de la conductivité hydraulique à saturation (Sisson et Wierenga, 1981). Mais on considère comme généralement admis le fait que la même grandeur déterminée sur des échantillons de taille différente sera différente dans ses caractéristiques statistiques, voire totalement incomparable d'une dimension à l'autre (Vauclin, 1982, Gascuel, 1987).

Ainsi, Sisson et Wierenga (1981) concluent à une instabilité de la variance de la conductivité hydraulique à saturation selon la dimension de l'infiltromètre utilisé, et ne parviennent pas à expliquer le comportement de la mesure sur une grande surface à partir des mesures effectuées sur de plus petites surfaces.

Nos résultats semblent contradictoires par leur simplicité. Après avoir rappelé l'absence de publications sur ce sujet, signalons également :

- que Sisson et Wierenga ont utilisé en chaque site une valeur moyenne de trois mesures ponctuelles et non une courbe d'infiltration complète pour déterminer K_s . Leur détermination échappe ainsi à toute critique des conditions expérimentales -telles que nous avons dû le faire- faute d'information;

- que des essais de mesure de K_s sur monolithes prélevés en surface et de petite dimension (diamètre 6 cm) ont été réalisés par Eisenlohr (1989) sur notre site. En prélevant de cette façon la totalité de la surface d'un essai, ce dernier constate une très grande variabilité de la mesure réalisée de cette façon, des valeurs extrêmes (majorant et minorant les valeurs rencontrées sur huit hectares) apparaissant pour la surface d'un même dispositif. Ces résultats sont à considérer avec prudence. Mais il suggèrent néanmoins la possibilité de la limitation de la variabilité à une échelle très détaillée, et un rôle limitant de la surface du sol vis à vis de l'infiltration;

- Colleuille (1989) identifie également par rétractométrie une faible porosité au niveau de la semelle de

labour, et constate sur lame mince la formation de lits horizontaux susceptibles de limiter l'infiltration. Un effet limitant des premiers centimètres de sol est donc probable.

IV-6 Relation avec les caractéristiques du profil.

Afin de mettre en évidence les relations existant éventuellement entre le paramètre K_s déterminé en un site et les caractéristiques du profil sous-jacent telles que nous les avons appréhendées, une analyse en composantes principales a été réalisée sur les variables suivantes :

- humidité volumique avant infiltration, mesurée à 70 centimètres de profondeur;
- humidité volumique avant infiltration, mesurée à 10 centimètres de profondeur;
- conductivité électrique de l'extrait de sol de la couche 50-70cm;
- pH mesuré sur extrait KCl de la couche 50-70cm;
- épaisseur de l'horizon argileux;
- teneur en argile de la couche 10-30cm;
- pH mesuré sur extrait KCl de la couche 10-30cm;
- topographie du site.

La matrice des corrélations obtenues est représentée en tableau 2; les valeurs propres sont présentées en tableau 3, et les deux premiers axes avec leurs composantes sont reproduits en figure 67. Les valeurs affectées à chaque point correspondent aux valeurs de K_s exprimées en cm/h.

On note que les relations dégagées en chapitre II sont globalement confirmées :

-les cotes topographiques sont corrélées négativement à l'ensemble des autres variables. Ce résultat est compréhensible dans ce milieu : les micro dépressions correspondent aux zones argileuses, la nappe phréatique est plus proche, l'humidité volumique est donc plus élevée, la contamination saline venant des nappes est plus forte et le pH est alors plus élevé;

-humidité volumique à 10-30cm, teneur en argile de la couche 10-30cm et épaisseur de l'horizon argileux, sont étroitement associées;

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
(1)	1	.74	.25	.20	.66	.52	.21	-.61
(2)		1	.44	.13	.72	.74	.13	-.54
(3)			1	.44	.25	.27	.49	-.37
(4)				1	.13	.06	.81	-.34
(5)					1	.68	-.02	-.57
(6)						1	.07	-.51
(7)							1	-.31
(8)								1

Tableau 2 : Matrice des corrélations.

(1) : Humidité volumique à 70cm

(2) : Humidité volumique à 10cm

(3) : Conductivité électrique à 70cm

(4) : pH Kcl à 70cm

(5) : Epaisseur de l'horizon (Gp)

(6) : Teneur en argile à 10cm

(7) : pH Kcl à 10cm

(8) : Cotes topographiques.

Valeurs propres
48.93313
24.03398
8.35778
5.74296
5.33534
4.22143
1.90079
1.47456

Tableau 3 : Valeurs propres

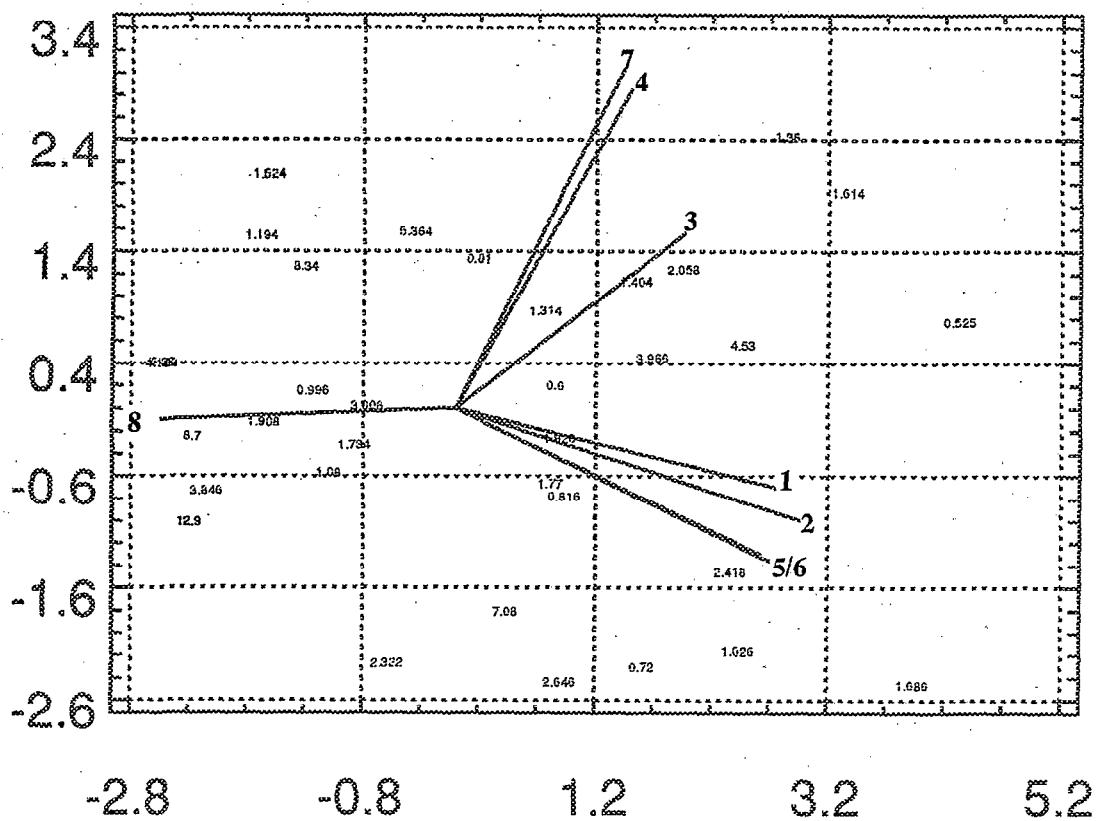


Figure 67 : Axes principaux, les valeurs indiquées en chaque point sont les Ks en centimètres par heure.

- (1) : Humidité volumique à 70cm
- (2) : Humidité volumique à 10cm
- (3) : Conductivité électrique à 70cm
- (4) : pH KCl à 70cm
- (5) : Epaisseur de l'horizon (Gp)
- (6) : Teneur en argile à 10cm
- (7) : pH KCl à 10cm
- (8) : Cotes topographiques.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
Ks	-.53	-.32	-.18	-.27	-.36	-.11	-.27	.31
log (Ks)	-.50	-.36	-.30	-.30	-.44	-.17	-.25	.37

Tableau 4 : Tableau des corrélations entre Ks et les autres variables.

(1) : Humidité volumique à 70cm

(2) : Humidité volumique à 10cm

(3) : Conductivité électrique à 70cm

(4) : pH Kcl à 70cm

(5) : Epaisseur de l'horizon (Gp)

(6) : Teneur en argile à 10cm

(7) : pH Kcl à 10cm

(8) : Cotes topographiques.

-la corrélation entre valeurs de pH mesurées aux différentes profondeurs est confirmée;

-les valeurs de Ks sont distribuées de façon aléatoire sur le graphe des axes principaux : aucune relation entre les valeurs de Ks et les variables retenues n'apparaît.

Le tableau 4 présente les corrélations entre Ks et les autres variables.

Ks n'est fortement corrélé à aucune des variables recueillies. La corrélation entre Ks et les cotes topographiques est positive, et elle est logiquement négative avec toutes les autres variables. On note en particulier l'absence de corrélation avec les variables liées à la présence de l'horizon argileux. Précisons que les coefficients de corrélation les plus élevés sont très sensibles à la suppression de quelques valeurs : ces «plus fortes corrélations» sont donc très relatives.

IV-7 CONCLUSION GENERALE DU CHAPITRE.

Un certain nombre d'aspects méthodologique ont été débattus, ce sont principalement :

-la validation d'une détermination de K_s à partir d'une infiltration sous charge, par ajustement des modèles de Philip (1957) ou de Green-Ampt (1911), pour des profils d'humidité initiale non uniformes, malgré l'intervention de macropores en début d'infiltration;

-l'intérêt d'une étude de variabilité spatiale pour apprécier la qualité d'une détermination ou mettre en évidence des relations entre variables;

-l'efficacité du schéma d'échantillonnage à 60 sites pour évaluer les structures spatiales.

Concernant le sol, il se confirme que la parcelle étudiée est remarquablement homogène pour les variables que nous avons recueillies.

Malgré les faibles coefficients de variation enregistrés, toutes les déterminations réalisées se sont révélées précises, permettant de mettre en évidence une organisation spatiale. Les distances d'autocorrélation sont relativement importantes, de l'ordre de 40 à 70 mètres.

Bien que plusieurs composantes du sol aient été déterminées avec précision, et leur structure spatiale reconnue, aucune relation avec les variations de K_s n'a pu être dégagée. Plusieurs explications peuvent être retenues à ce stade :

-la mesure de K_s se fait à partir d'une détermination globale, in situ, tandis que les autres déterminations se font sur de petits échantillons généralement remaniés. **La décomposition analytique du profil en ces huit paramètres constitutifs ne rend pas compte de son organisation in situ;**

-la figure 68 présente une carte de K_s , déduite de la carte de son logarithme. Les contours de cette carte sont en nette discordance avec ceux des cartes de teneur en argile et de répartition des couches argileuses en

surface. Il est tout à fait probable que les variations de l'infiltrabilité soient contrôlées par la couche superficielle et son organisation. Nous ne disposons pas d'information à ce niveau. On peut dans ce cas regretter de n'avoir pas utilisé le dispositif proposé par Scotter et al (1983). Ce dispositif permet de réaliser des mesures en des temps très courts, et donc probablement plus sensibles aux conditions superficielles. On peut toutefois penser que les macropores observés, particulièrement les galeries de termites sub-horizontales, auraient perturbé la mesure. Un autre dispositif est proposé par Clothier et White (1981) et Perroux et White (1988), permettant de réaliser une infiltration sous charge négative variable, en distinguant ainsi les effets des différentes classes porales. La comparaison avec ce type de dispositif pourrait s'avérer intéressante dans notre situation. Nous ne disposons pas de résultats d'étude de variabilité spatiale réalisée à partir de cet appareil;

-le fait de disposer d'essais d'infiltration à anneaux multiples emboîtés nous permet d'écarter l'hypothèse d'écoulements préférentiels, bien que Glass et al (1989) aient récemment signalé l'importance de ce phénomène dans un sol sableux.

La signification physique d'une mesure de K_s sur petit monolithe est moins discutable. On peut considérer qu'elle représente bien l'échantillon, de même qu'elle peut parfois être expliquée partiellement par une caractéristique analytique de l'échantillon comme la densité apparente sèche (Voltz, 1986). Mais elle s'avère extrêmement variable, de façon aléatoire dans l'espace, et difficile à replacer dans le contexte d'un profil en place. Notamment dans notre cas, le prélèvement d'un petit monolithe dégage des pores non connectés in situ. S'il s'agit d'un pore termitique, l'incidence sur la mesure de K_s est évidemment importante.

La détermination que nous avons réalisée offre l'avantage d'être globale, précise et fiable. Elle livre des caractères d'organisation spatiale (distance d'autocorrélation) voisins de ceux rencontrés au niveau des caractéristiques analytiques en général. Pour une modélisation des transferts à l'échelle d'une parcelle de quelques hectares, cette détermination correspond sans doute au choix le plus raisonnable pour une conductivité hydraulique à saturation «équivalente» de l'ensemble du profil.

On regrettera une nouvelle fois l'absence d'information concernant le fer total, en rappelant la grande variabilité apparue au sein d'un même profil, l'absence de relations morphologiques évidentes d'un profil

à l'autre et la localisation des volumes imprégnés d'oxy-hydroxydes de fer en profondeur dans le profil (30 centimètres et plus). Si les volumes ferrifiés jouent un rôle évident au niveau de la mesure tensiométrique in situ (Colleuille, 1989), il est peu probable que les caractéristiques d'une infiltration superficielle soient affectées. Enfin, nous ne voyons pas de méthode expérimentale nous permettant d'apprécier cet effet de façon globale à l'échelle du profil.

A ce stade de notre caractérisation, nous avons estimé de façon précise une grandeur (K_s) caractéristique hydrodynamique du milieu et ses variations, sans être en mesure d'identifier une quelconque relation avec les variables pédologiques recueillies au chapitre II. Ce résultat est particulièrement inattendu au niveau des différenciations texturales. L'étude de petits monolithes va nous permettre de poser à nouveau ce problème, cette fois ci relativement à la courbe caractéristique de rétention, en disposant d'une information complémentaire sur le comportement physique de ce sol par l'étude de sa courbe de retrait.

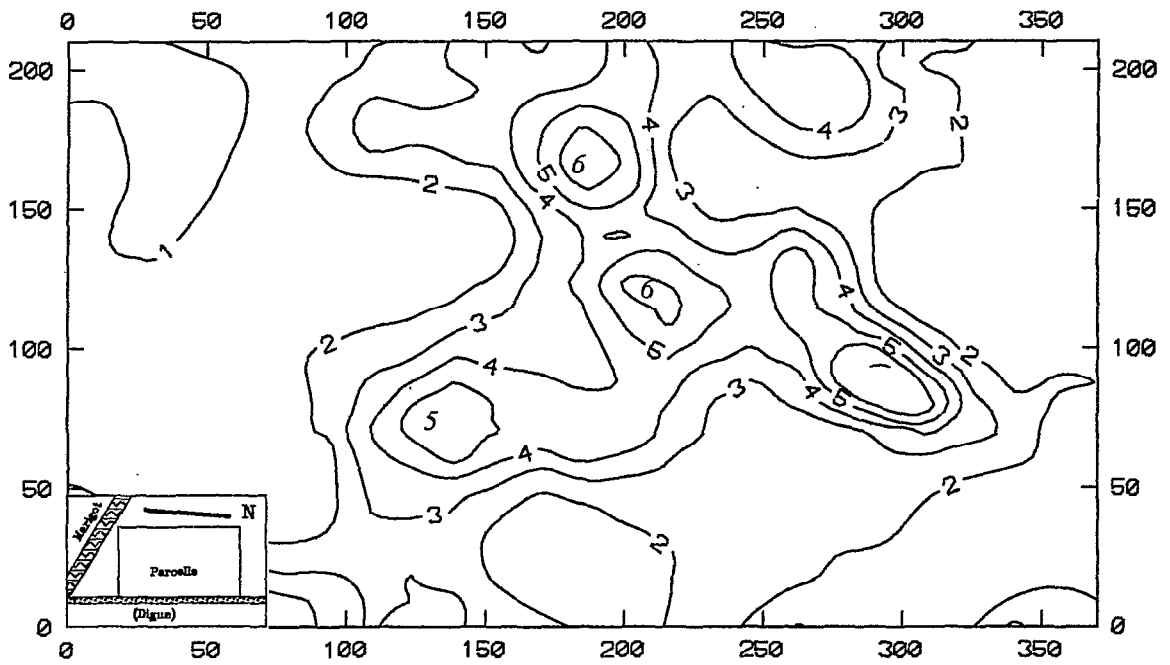


Figure 68 : Carte des valeurs de K_s en centimètres par heure.

CHAPITRE V

**CARACTERISATION PHYSIQUE DE
PETITS MONOLITHES NON
PERTURBES**

INTRODUCTION

Dans ce chapitre, nous nous proposons d'étudier les caractéristiques physiques du sol sur monolithes non perturbés. Nous nous intéresserons aux courbes caractéristiques reliant le potentiel de l'eau à la teneur en eau de l'échantillon (courbes $h(\theta)$), et aux paramètres pédo-hydriques.

Au cours du chapitre précédent, la détermination de la conductivité hydraulique à saturation est proposée à partir d'une méthode de mesure in situ. De même, l'étude des courbes caractéristiques pression-teneur en eau et conductivité hydraulique-teneur en eau a été abordée par une démarche "in situ" (Montoroi et al, 1989) selon le principe décrit par Vachaud et al (1978). Outre des difficultés liées à la mise en place du dispositif et à la conduite de l'expérimentation, les auteurs aboutissent à des résultats difficilement interprétables : malgré la grande homogénéité de la texture et de la densité du sol, les mesures tensiométriques identifient autant d'horizons au comportement différent qu'il y a de tensiomètres, même lorsque deux tensiomètres se trouvent à la même profondeur.

Cette hétérogénéité est expliquée par Colleuille (1989), qui montre une relation entre répartition des oxyhydroxydes de fer, caractéristiques de retrait et courbes caractéristiques au sein des profils instrumentés. Elle correspond macroscopiquement aux volumes de couleur rouille, plus ou moins abondants et colorés, dont la dimension moyenne est de l'ordre de dix à vingt centimètres.

Cette variabilité des caractéristiques physiques du sol pose problème, si l'on s'intéresse à leur variation à l'échelle de la parcelle de quelques hectares. D'une part, nous avons signalé notre incapacité à distinguer une organisation spatiale, d'une fosse à l'autre, dans la répartition des oxydes de fer. D'autre part, il paraît très difficile de quantifier globalement le fer total à une échelle supérieure à celle du décimètre, tant les contrastes sont importants.

Les méthodes de mesure de la pression de l'eau imposent toutes une dimension de l'objet mesuré ou de l'échantillon de l'ordre de quelques centimètres cubes : qu'il s'agisse d'une mesure de type tensiométrique, ou de type presse à membrane. Il est donc difficile d'échapper dans notre cas à un conflit d'échelles : échelle d'instrumentation (quelques centimètres cubes), échelle d'interprétation (horizon ou profil) et échelle étudiée (parcelle), puisque des structures ayant une forte influence sur les caractéristiques physiques

semblent s'y développer.

Cette constatation fixe d'emblée une limite à la qualité de l'information issue de l'étude de petits monolithes non perturbés, tout en rappelant qu'il n'y a pas encore d'alternative méthodologique disponible à ce niveau. Nous nous efforcerons donc de distinguer au cours de ce travail les résultats pouvant faire l'objet d'un transfert d'échelle et ceux qui restent assujettis à l'échelle d'instrumentation.

V-1 RAPPEL SUR LES DETERMINATIONS EFFECTUEES.

a) Mesures sur monolithes

Les monolithes prélevés et la méthode d'étude ont été décrits dans le chapitre III. Plusieurs mesures ont été réalisées simultanément et en continu. Ce sont :

- poids de l'échantillon se dessèchant, depuis saturation, dans une enceinte thermostatée;
- variation de volume de cet échantillon déterminée à partir de sa variation de diamètre, sous hypothèse d'isotropie des variations;
- pression de l'eau mesurée par un dispositif tensiométrique (micro-pointe Nardeux).

Toutes ces mesures simultanées permettent de définir des courbes continues à partir d'un nombre moyen de six cent points par courbe et par échantillon.

b) Mesures "in situ".

Nous disposons des résultats d'un essai de caractérisation réalisé sur un site sableux et présenté par Montoroi et al (1989). Le site contient de 5 à 10% d'argile sur l'ensemble du profil, et sa densité varie de 1,6 g/cm³ en surface à 1,7 g/cm³ en profondeur. Ce site est donc représentatif des profils purement sableux décrits en chapitre II, et présente une presque uniformité des profils texturaux et de densité.

En ajustant le modèle de Gardner (1958) sur les courbes expérimentales, des paramètres très différents sont obtenus (Tableau 5), pour des tensiomètres situés à des profondeurs voisines, voire à la même profondeur. Ce résultat relativement inattendu pour un profil aussi homogène est commenté par Colleuille (1989) et mis en relation avec les variations d'intensité d'imprégnation d'oxy-hydroxydes de fer dans le profil, observées sur des lames minces.

Cote (cm)	θ_s (cm ³ /cm ³)	α	β	θ_r (cm ³ /cm ³)
10	0,350	0,0187	2,094	0,079
20	0,3	0,0205	3,757	0,086
30	0,25	0,022	4,521	0,073
40	0,25	0,0230	4,011	0,099
50	0,25	0,0212	2,227	0,131
60	0,245	0,0136	2,454	0,078

Tableau 5 : Valeurs des coefficients de calage du modèle de courbe de succion de Gardner (1958) déterminés à partir de mesures "in situ" pour un profil sableux modal (Montoroi et al, 1989)

Le modèle de Gardner (1958) est un modèle proche de celui de Van Genuchten (1980), il correspond à ce dernier en prenant la valeur $m=1$ et $n=\beta$.

V-2 COURBES DE RETRAIT

V-2-1 Rappel sur les caractéristiques des échantillons.

Ayant échantillonné chaque horizon, nous disposons d'une gamme de sol de texture variable, de 80% d'argile à 90% de sable. Les variations sont progressives dans cette gamme. Les limons sont peu abondants et constants d'une manière générale. Seuls les échantillons ayant plus de 25% d'argile présentent une structuration macroscopique nette.

Une fois éliminés les échantillons ayant subi un «accident» au cours de l'une des phases de leur traitement, nous disposons pour cette étude de 99 déterminations complètes. L'information recueillie ne pourra donc être présentée dans la suite de ce chapitre que sous forme de synthèse ou d'exemples.

V-2-2 Courbes de retrait : caractéristiques générales.

Dès la première observation, les courbes de retrait obtenues montrent deux types de comportement bien distinct. Dans le premier cas, présenté en figure 69, la courbe de retrait correspond bien à la forme définie par Braudeau (1988, a). Dans le second cas (figures 70 et 71), une phase centrale se rapproche de la forme attendue, mais est précédée en début de retrait d'une oscillation, tandis qu'en fin de retrait, une brusque augmentation de volume se manifeste.

Ce deuxième type de courbe correspond aux sols les plus sableux (plus de 80% de sable). On notera que toutes les variations de volume mesurées sont alors très faibles. Il est possible d'observer que la variation de volume en début de mesure correspond à un rééquilibrage lent de l'échantillon saturé, qui se déforme lorsqu'il est posé sur la balance. Nous interprétons l'augmentation de volume en fin de retrait comme étant l'expression de la relaxation des sables lorsqu'il y a rupture des ménisques d'eau entre les grains. Nous serons toutefois en mesure de mieux discuter cet aspect après examen des courbes de pression de l'eau.

Dans un premier temps, nous avons ajusté le modèle de Braudeau sur toutes ces courbes. Dans le cas des sols les plus sableux, nous n'avons conservé que la partie centrale de la courbe, après rééquilibrage de l'échantillon et avant la phase de relaxation. Ceci explique les faibles teneurs en eau qui apparaîtront sur les courbes des figures correspondant aux sols sableux dans la suite de ce chapitre, puisque une partie de la courbe correspondant aux plus fortes teneurs en eau a été supprimée. La validité de l'application du modèle à ce type de courbe sera discutée ci-après. La plupart des ajustements donnent une somme des carrés des écarts de l'ordre de 10^{-4} , les plus mauvais ajustements étant de l'ordre de $5 \cdot 10^{-3}$.

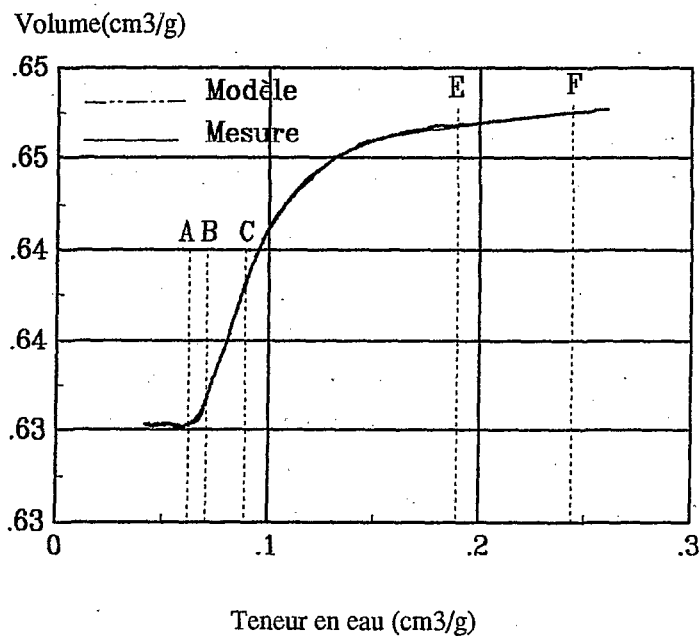


Figure 69 : Exemple de courbe de retrait sur laquelle le modèle de Braudeau (1988 a) s'ajuste bien. La somme des carrés des écarts entre modèle et courbe expérimentale est de l'ordre de 10^{-4} .

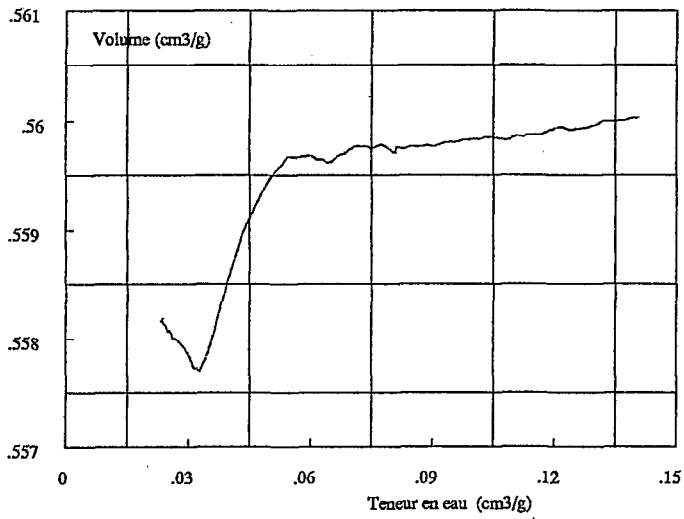


Figure 70 : deuxième type de courbe de retrait rencontrée.

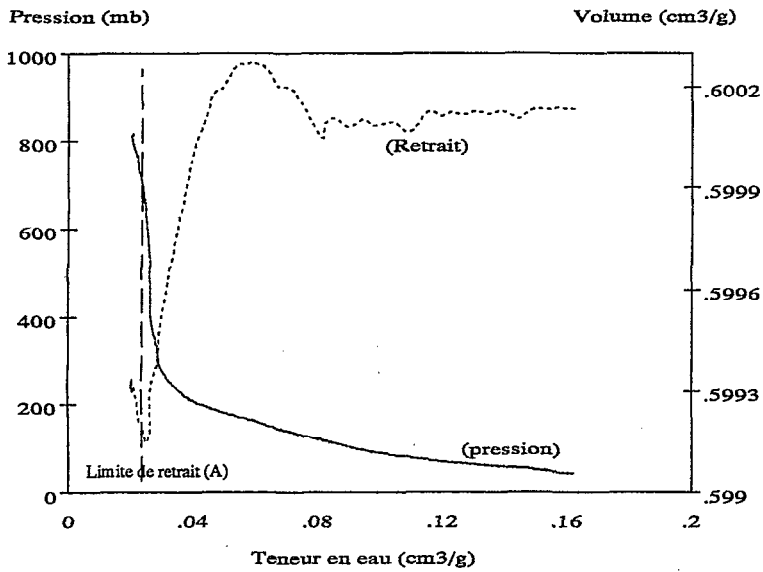


Figure 71 : Courbe de retrait et courbe de pression mesurées pour un échantillon sableux (84% de sables).

V-2-3 Confrontation entre courbes de retrait et courbes de pression de l'eau.

L'examen des mesures simultanées de retrait et de pression de l'eau permet de mieux évaluer la cohérence des résultats. Cette confrontation permet à nouveau de définir deux cas de figure :

*Les sols les plus sableux, manifestant une relaxation en fin de retrait, ont tous une courbe de pression telle que présentée en figure 71 : la mesure tensiométrique (exprimée en fonction de la teneur en eau par gramme de sol) augmente de façon rapide, en particulier en fin de phase de retrait, vers une asymptote verticale. Mais le tensiomètre n'est pas désamorçé au point B (point d'entrée d'air dans la phase microporale, cf. définitions du chapitre III), et quelquefois n'est pas désamorçé en fin d'expérimentation, alors que le poids de l'échantillon varie très peu. Ceci est en contradiction avec les hypothèses qui se trouvent à l'origine de la définition de la courbe de retrait. On suppose en effet que le point B correspond au point d'entrée d'air dans la phase microporale. Il est donc exclu que cette entrée d'air corresponde à des pressions mesurables au tensiomètre.

Nous considérons donc que la mesure de la pression de l'eau confirme notre première interprétation: au delà d'une certaine teneur en sables, le retrait de la phase microporale ne peut pas s'exprimer totalement, il est limité par des contacts existant entre les grains de squelette. Ces contacts correspondent à un assemblage de type chitonic à gefuric, effectivement décrit par Colleuille (1989) et qu'il est logique de rencontrer pour de telles teneurs en sables. Une relaxation progressive de l'échantillon a lieu à mesure que les ménisques disparaissent entre les grains de squelette (Chrétien et Tessier, 1988). Le tensiomètre peut ne pas être désamorçé à cet instant, cette caractéristique dépendant sans doute de la granulométrie des sables et de la répartition de la phase microporale au contact de la pointe céramique. Il n'est en tout cas pas désamorçé en début de relaxation.

En conséquence, le modèle de retrait ne peut pas s'appliquer totalement aux courbes obtenues dans ces conditions. En particulier, les points caractéristiques issus d'un ajustement numérique -toujours possible dans notre cas- perdent leur signification physique. Ceci est certain pour les points B (entrée d'air dans la phase microporale) et A (limite de retrait). Le point C (vidange de la macroporosité) est a priori surestimé et à confirmer, tandis que la constante K_r qui caractérise la phase B-C est probablement sous-estimée. Il n'est par contre pas exclu que le point E garde sa signification.

En tout état de cause, les exemples de courbes reproduits en figure 72 montrent que ces différents points se

situent à des teneurs en eau très faibles, les écarts entre eux étant également de l'ordre de 1%. Leur détermination et leurs variations n'offre donc que peu d'intérêt.

Sur la figure 73 ont été reproduites les granulométries des échantillons ayant un comportement «sableux» (relaxation, pas de désamorçage du tensiomètre avant le point B) et les granulométries des échantillons n'ayant pas ce comportement. Ce diagramme permet de fixer à 11% d'argile ou 16% argile + limon fin la teneur en particules fines qui sépare les échantillons pour lesquels le modèle de Braudeau semble conceptuellement adapté de ceux pour lesquels seule la formulation mathématique peut-être utilisée pour reproduire la courbe, les paramètres de calage n'ayant sans doute plus de signification physique.

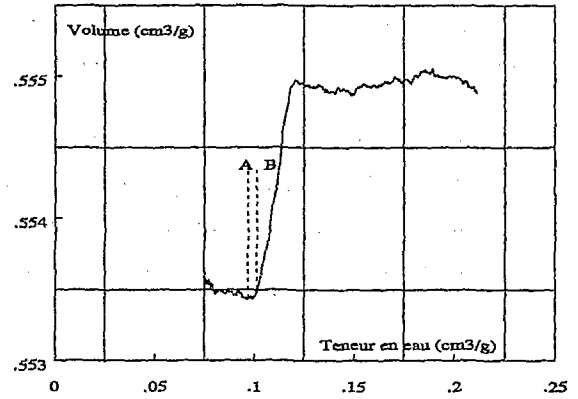
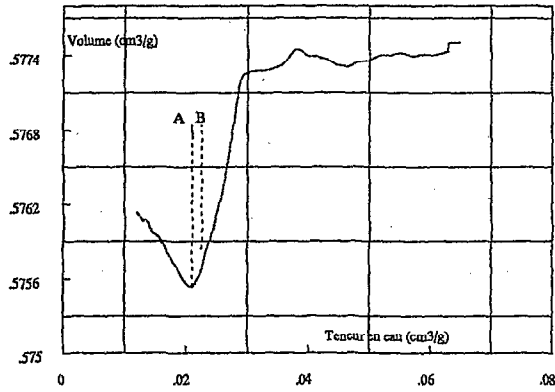
***Tous les échantillons ayant plus de 16% de particules fines ont un comportement semblable, qui peut se résumer de la façon suivante:**

-toutes les courbes de retrait s'ajustent parfaitement, sur l'ensemble de la courbe, avec une somme des carrés des écarts entre modèle et mesure de l'ordre de 10^{-4} ;

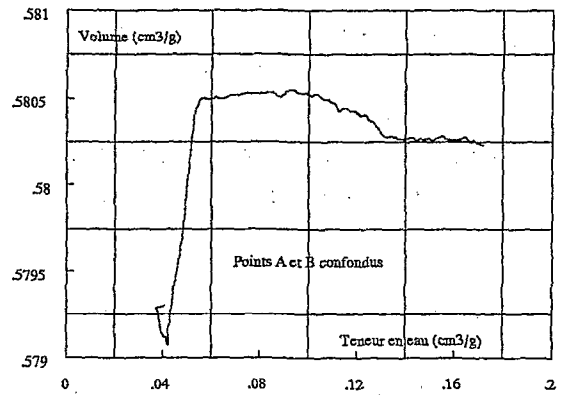
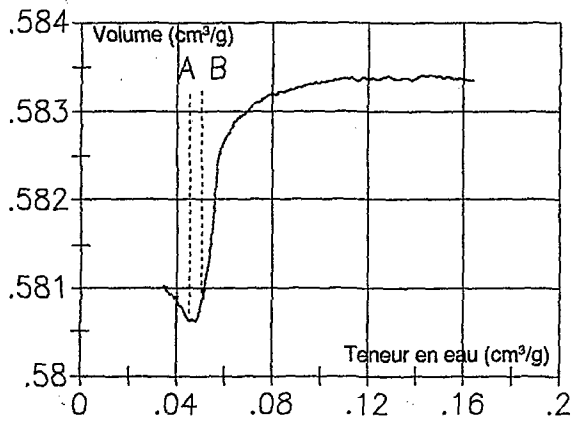
-toutes les courbes de pression ont un comportement identique, le tensiomètre se désamorçant précisément au point C de la courbe de retrait (exemples en figure 74). Ce phénomène ne se produit pas à une pression constante, la pression au moment où le tensiomètre se désamorce varie de 570 à 950mb selon les échantillons (figure 75). Mais elle correspond toujours à la teneur en eau au point C de la courbe de retrait. Précisons que ce point C est obtenu par ajustement du modèle de Braudeau indépendamment de la mesure de pression. Ces résultats sont constatés pour une gamme d'échantillons contenant de 11% à plus de 75% d'argile.

Des variantes et trois exceptions sont notées:

-le désamorçage du tensiomètre se produit parfois en deux temps (figure 76): la pression atteint un maximum, et stagne quelques temps avant de chuter. Ceci correspond en général à une difficulté de placement du point C. La dérivée de la courbe de retrait marque un palier peu net et le point C peut se trouver par ajustement en deux points de minimisation de la somme des carrés des écarts, qui correspondent l'un au désamorçage, l'autre à l'arrêt d'augmentation de la pression. A ce niveau, il est possible qu'il y ait une légère influence de la mesure tensiométrique sur l'expression du retrait, dans l'hypothèse ou des pertes d'eau se produiraient au moment du désamorçage;



Figures 72 a, b, c, d : Courbes de retrait obtenues sur échantillons sableux (plus de 75% de sables).



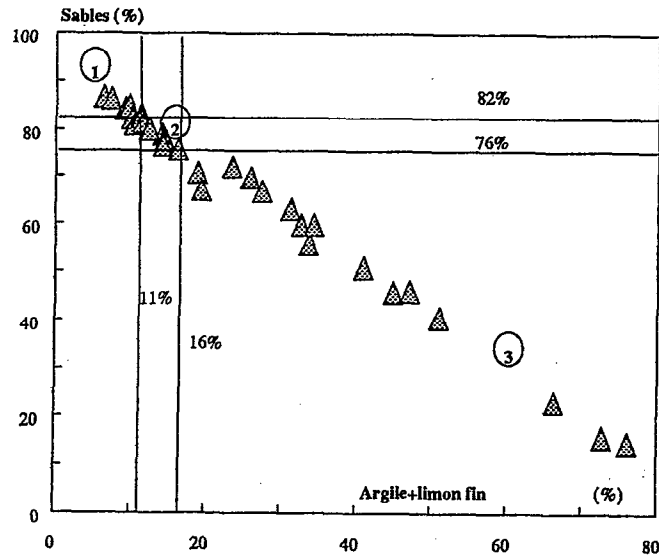


Figure 73 : répartition granulométrique des échantillons analysés (sélection).

1: zone où le modèle de retrait est toujours apparu comme inadapté.

2: zone d'incertitude

3: zone texturale où le modèle semble adapté (Argile + limon fin > 16%; Sables < 76%).

-trois échantillons voient leur tensiomètre décrocher à des pressions élevées postérieurement au point C. Il s'agit de deux sols contenant plus de 10% de limons grossiers (les seuls dans ce cas) et d'un sol salé (figure 75). Notons que ces deux cas correspondent à des situations où les différences entre macroporosité et microporosité sont plus difficiles à définir : soit en raison de la taille des particules (limons), soit en raison d'une éventuelle dispersion des argiles (sol salé).

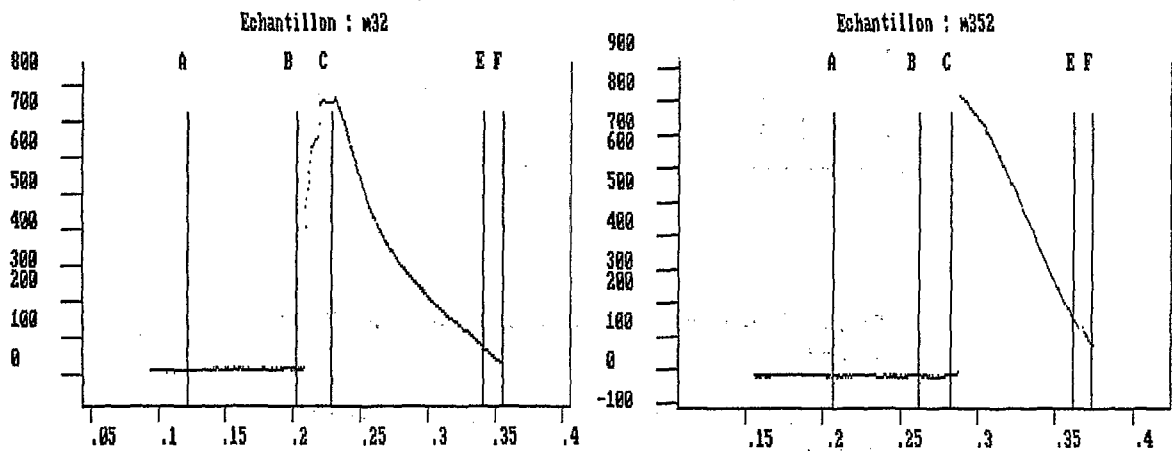


Figure 74 : Exemple de courbes de lecture tensiométrique, où les points caractéristiques de la courbe de retrait ont été replacés, et montrant la correspondance entre le point C (vidange de la phase macroporale) et le décrochage du tensiomètre.

En abscisses : teneur en eau en cm³/g

En ordonnées : pression de l'eau en millibars.

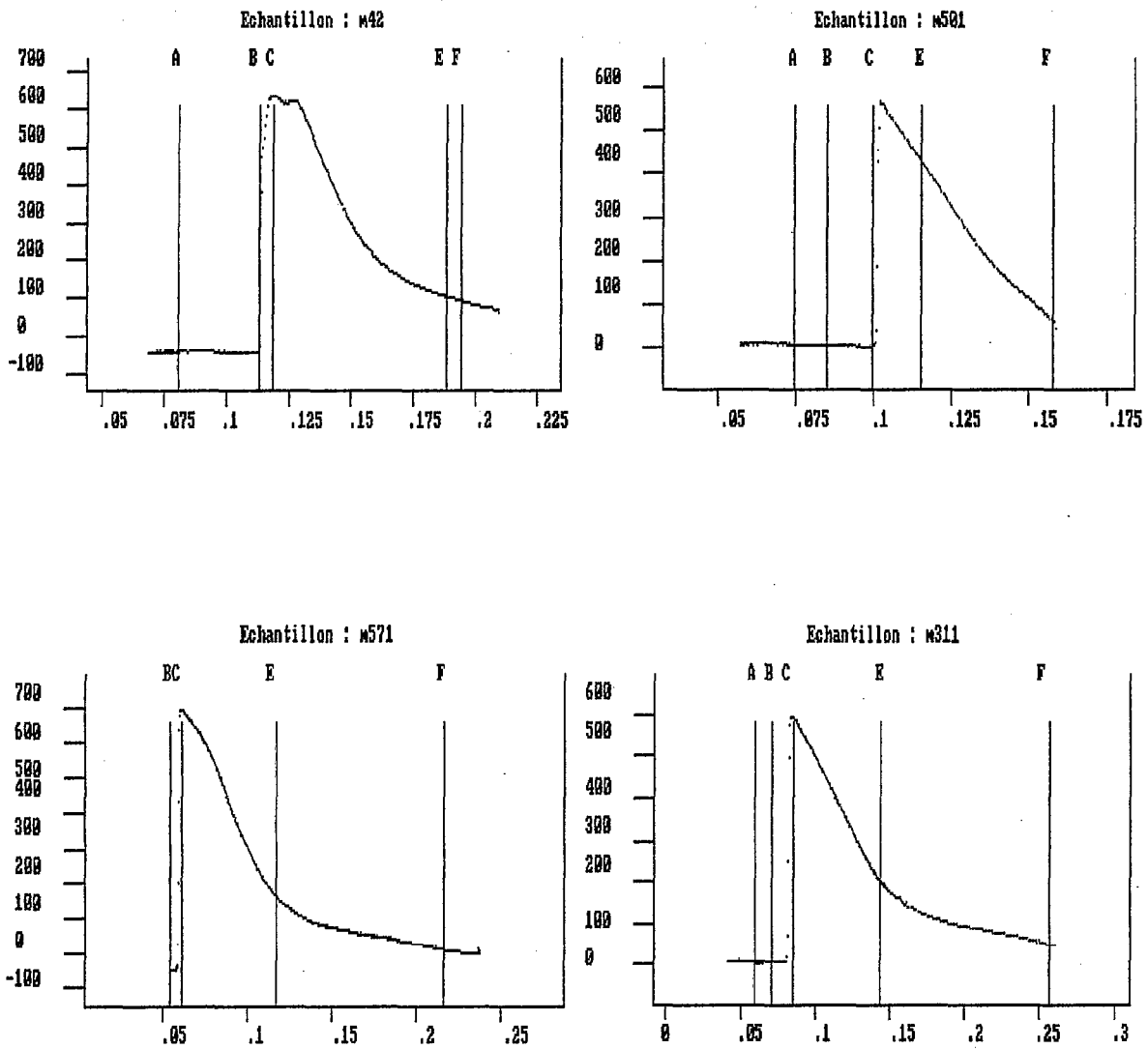


Figure 74 (suite): Exemple de courbes de lecture tensiométrique, où les points caractéristiques de la courbe de retrait ont été replacés, et montrant la correspondance entre le point C (vidange de la phase macroporale) et le décrochage du tensiomètre.

En abscisses : teneur en eau en cm^3/g

En ordonnées : pression de l'eau en millibars.

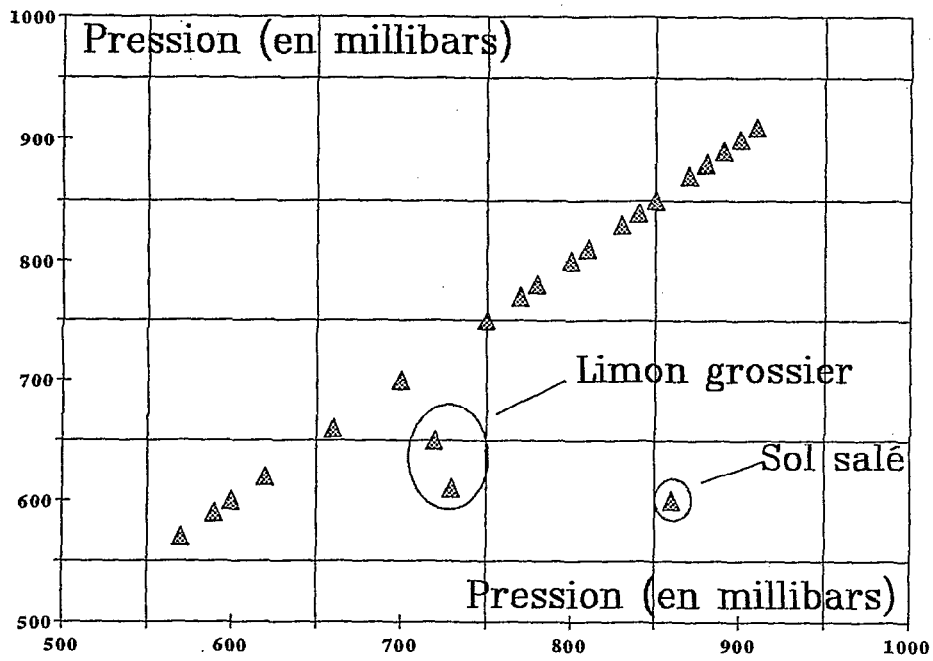


Figure 75 : Relation entre pression maximale lue au tensiomètre (en abscisses) et pression au point C (en ordonnée), échantillons contenant plus de 16% de particules fines (sélection).

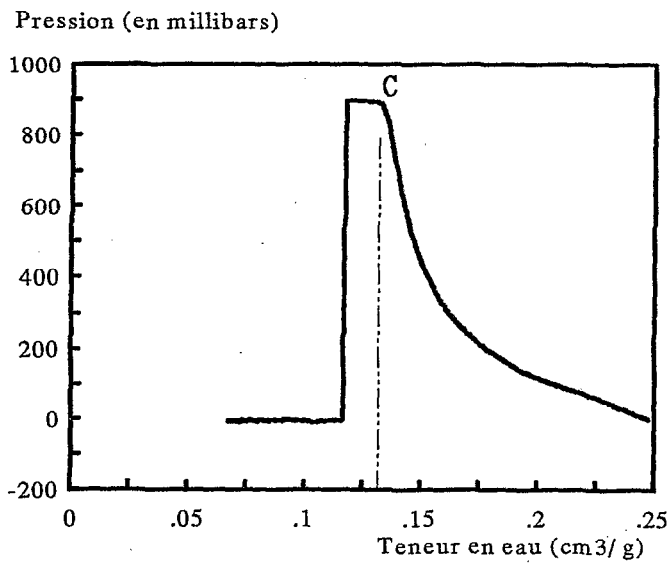


Figure 76 : Exemple de courbe de lecture tensiométrique où la pression marque un palier avant le décrochage du tensiomètre, et point C correspondant.

V-2-4 Discussion : aspects méthodologiques et métrologiques

A ce stade, plusieurs points sont à souligner.

*En premier lieu, le modèle de retrait proposé par Braudeau (1988a) est appliqué à des sols non ferrallitiques et le domaine d'application est précisé en fonction de la granulométrie de l'échantillon. Rappelons toutefois que l'on s'adresse toujours à des argiles de type kaolinite pour des sols dont la structuration paraît simple. Le champ d'application du modèle s'en trouve tout de même considérablement élargi.

*Le désamorçage du tensiomètre au point C, s'il admet de rares exceptions, paraît tout de même être une règle. Nous noterons tout d'abord que ce fait coïncide parfaitement avec l'interprétation conceptuelle du retrait donnée par Braudeau (1988a et b). Le point C correspond en effet au moment où l'eau ne se trouve que dans la phase microporale (ou dans les agrégats), et non dans la phase macroporale ou autour des agrégats. Dans ce cadre de définition, le contact tensiomètre-sol est de type macroporal, au même titre que le contact squelette-squelette. Il est donc logique que le tensiomètre décroche au point C.

*Le fait que la relation pression tensiométrique maximale-pression en C (figure 75) s'apparente plus à une règle qu'à une relation statistique vient renforcer la cohérence de cet ensemble d'interprétations. Le fait de disposer d'une relation s'apparentant plus à une loi qu'à une relation statistique est en lui-même particulièrement intéressant.

*L'acceptation de ce cadre conceptuel (formalisme du retrait) et des interprétations que nous en faisons fait du décrochage du tensiomètre (dans un échantillon) un point caractéristique de l'échantillon de sol, et non une limite technique caractéristique de la céramique. Notons ici que les pointes tensiométriques dont nous disposions permettaient théoriquement de dépasser 1000 millibars, pression qui ne fut jamais atteinte lors de nos mesures.

*L'existence d'exceptions nous incite à la prudence et fixe d'emblée les limites de ces conclusions, en attirant notre attention sur le cas des sols limoneux ou en posant le problème des sols à argile fortement gonflante.

En conclusion, l'application du modèle de retrait est élargie à une gamme de sols dont la texture varie de 11% à 80% d'argile, pour une argile peu gonflante de type kaolinite. La confrontation entre courbe de retrait et courbe de pression de l'eau produit alors un résultat particulièrement cohérent sur le plan conceptuel.

V-2-5 Les paramètres pédo-hydriques.

a) Variations et relations

Nous nous sommes intéressés aux variations des paramètres K_r , W_A , W_B , W_C , W_E et au pourcentage de retrait de l'échantillon. Selon Braudeau (1988 b et c), K_r est une grandeur qui dépend de la structure de l'échantillon, c'est à dire de l'arrangement des agrégats entre eux. W_A correspond à la teneur en eau résiduelle, W_B correspond à la teneur en eau au point d'entrée d'air dans la phase microporale, W_C correspond au point de friabilité, et à la limite entre sol humide et sol frais. W_E représente la capacité au champ. Ces dernières grandeurs sont exprimées en cm^3 / g .

Le tableau 6 présente la matrice des corrélations entre ces diverses variables et la teneur en argile de l'échantillon. On constate que la teneur en argile est fortement corrélée à toutes les variables, en particulier au pourcentage de gonflement et à K_r . Il est cohérent de constater que, dans un même type de sol, les paramètres pédo-hydriques sont particulièrement sensibles aux variations du taux d'argile. Cette observation rejoint celle de Bruand (1990) et est en accord avec le modèle d'organisation et de fonctionnement du sol développé par Braudeau (1988a).

Le graphique 77 présente la relation entre les valeurs de K_r et la teneur en argile. On note que cette relation semble de type linéaire, mais qu'une variabilité se manifeste, plus particulièrement aux faibles teneurs en argile. Cette mauvaise qualité de la relation correspond au cas où le modèle de rétraction devient inadapté. Pour les plus fortes teneurs en argile, les valeurs indiquées pour chaque point de la figure 77 correspondent à la conductivité électrique de la solution du sol (extrait 1/5) en $\mu\text{S}/\text{cm}$. **On constate qu'à taux d'argile équivalent, les valeurs de K_r élevées correspondent aux échantillons salés, et les valeurs faibles aux échantillons non salés.** Deux valeurs de K_r supérieures à 1 sont même enregistrées (1,05 et 1,19 respectivement).

	Kr	WA	WB	WC	WE	Ret	Arg
Kr	1	.65	.73	.75	.77	.92	.88
WA		1	.95	.93	.86	.62	.71
WB			1	.98	.95	.75	.83
WC				1	.95	.77	.85
WE					1	.83	.89
Retrait						1	.91
Argile							1

Tableau 6 : Matrices des corrélations entre les paramètres pédo-hydriques et la teneur en argile des échantillons.

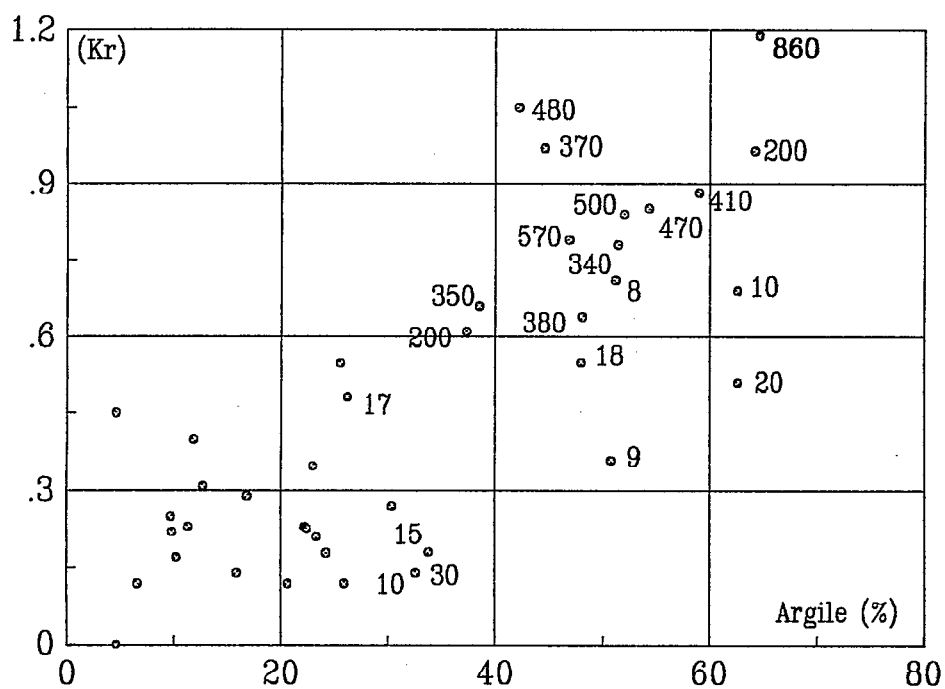


Figure 77 : relation entre teneur en argile (en abscisses) et Kr. Les valeurs indiquées sur les points sont les conductivités électriques mesurées sur extrait de sol, en $\mu\text{S/cm}$.

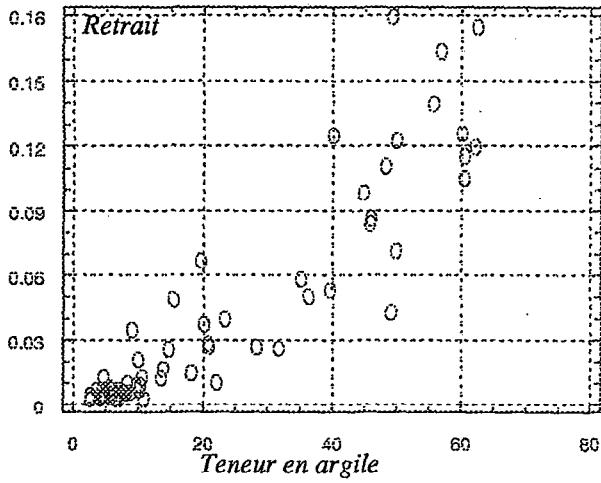


Figure 78 : Relation entre teneur en argile (en abscisses) et pourcentage de retrait de l'échantillon.

	WA	WB	WC	WE	pF2.0	pF3.0	pF4.2
WA	1	.96	.94	.87	.68	.71	.73
WB		1	.99	.95	.81	.84	.85
WC			1	.96	.84	.86	.88
WE				1	.88	.91	.91
pF2.0					1	.98	.98
pF3.0						1	.99
pF4.2							1

Tableau 7 : tableau des corrélations entre teneurs en eau caractéristiques identifiées sur la courbe de retrait et mesures des pF sur plaque poreuse.

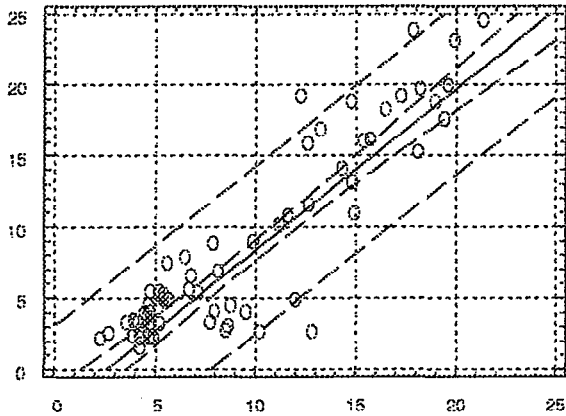


Figure 79 : Relation entre W_B (abscisses) et $pF4.2$, tous échantillons.

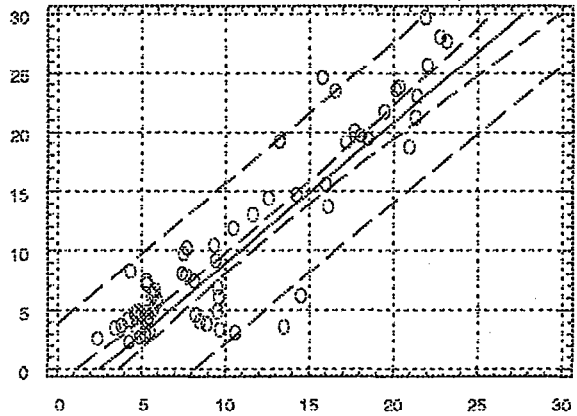


Figure 80 : Relation entre W_C (en abscisses) et $pF3.0$, tous échantillons.

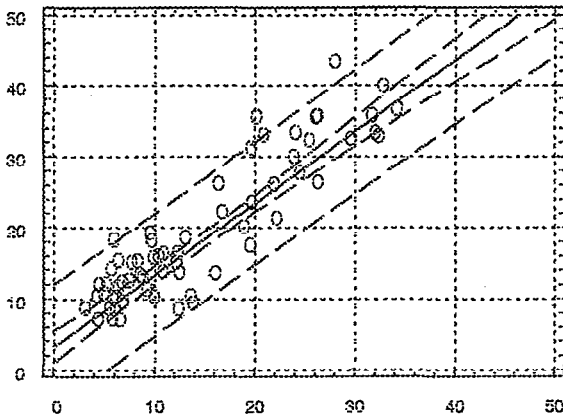


Figure 81 : Relation entre W_E (en abscisses) et $pF2.0$, tous échantillons.

Ces valeurs signifient que la diminution de volume du sol est supérieure au volume d'eau perdu au cours de l'évaporation : la structure ayant tendance à s'affaisser, il y a prise en masse.

La figure 78 présente la relation entre pourcentage de retrait et taux d'argile. Si ces deux grandeurs sont fortement corrélées ($R=0.91$), il n'est en revanche pas certain que leur relation soit linéaire.

Le tableau 7 présente les corrélations entre les grandeurs W_A , W_B , W_C et W_E et les pF 2.0, 3.0 et 4.2 mesurés sur presse à membrane. On note que ces valeurs sont toutes fortement corrélées. Les relations statistiques entre W_B et pF4.2, W_C et pF 3.0 et W_E et pF2.0 sont toutes de type linéaire, comme l'illustrent les figures 79, 80 et 81 respectivement. La pente des droites ajustées est proche de 1. Une dégradation de la qualité de la relation apparaît pour les plus faibles teneurs en argile dans le cas de W_B et W_C , illustrant à nouveau les cas où le modèle de retrait est en limite de validité. L'excellente relation entre pF2.0 et W_E correspond sans doute à la bonne fiabilité de cette dernière valeur, quelle que soit la granulométrie de l'échantillon.

b) Discussion

Le rôle déterminant de la teneur en argile et la relation linéaire identifiée entre teneur en argile et teneurs en eau aux points caractéristiques confirment les résultats de Bruand (1990) et justifient sa proposition de normer les teneurs en eau aux points caractéristiques par le taux d'argile. La relation statistique linéaire de pente 1 entre les mesures presse à membrane et les paramètres pédo-hydriques correspondants confirme l'interprétation qu'en donne Braudeau (1988 b, 1988 c). Dans le cas de W_C , il est remarquable de constater la bonne relation avec la mesure de pF3.0, alors qu'il est montré par mesure tensiométrique que le potentiel est en fait variable et inférieur à 1000 mb au point C. La mesure de pF3.0 est donc sensible à ce point caractéristique et surestime de ce fait la teneur en eau à 1000mb.

Le paramètre K_r s'avère intéressant, dans la mesure où cette quantification de la structure serait sensible aux effets d'une variation de salure d'un échantillon. La relation entre structure du sol et salure est bien connue (e.g. Cheverry, 1976), mais le fait de pouvoir la quantifier pour des variations même faibles serait fort utile. Ce résultat est indicatif, faute d'un matériel expérimental suffisant. Il suggère que des expérimentations systématiques de laboratoire soient entreprises dans ce sens.

La limite de validité du modèle de retrait est confirmée aux environs de 15% de particules fines. Il se confirme également que les paramètres pédo-hydriques varient alors très peu et que l'estimation que l'on en fait peut être suffisante dans certains cas. Dans notre cas, la valeur la plus fiable reste W_B , les déterminations de K_r et W_c restant satisfaisantes sur la majeure partie de la gamme.

Malgré la bonne corrélation entre teneur en argile et K_r , cette dernière grandeur est aléatoirement distribuée dans l'espace. Cette caractéristique est due au trop grand nombre de valeurs déterminées en limite d'application du modèle. Les valeurs déterminées sur des échantillons ayant plus de 15% de particules fines sont trop peu nombreuses par niveau de profondeur pour calculer de façon significative un semi-variogramme. Ajoutons qu'à ce niveau, un effet de la salure semble se manifester, tandis que Colleuille (1989) trouve une relation entre retrait de l'échantillon et teneur en fer total de ce dernier au sein d'un même profil.

Cet effet est limité dans notre cas, étant donné la gamme de texture testée, mais aussi en raison du prélèvement, toujours réalisé en essayant de réunir l'ensemble des traits pédologiques apparents, c'est à dire les plages ferrifiées et blanchies d'un même horizon. Malgré ces restrictions, il est clair que la répartition des oxy-hydroxydes de fer au sein du profil peut favoriser une structure spatiale aléatoire de la variable K_r .

La bonne relation entre teneurs en eau caractéristiques et teneur en argile permet en revanche d'affirmer que leurs structures spatiales et leurs cartographies respectives seront proches. Cette étude ne peut pas être développée ici, en raison du nombre trop faible de déterminations fiables par horizon ou niveau de profondeur.

V-3 MODELISATION DES COURBES DE POTENTIEL

Les échantillons dont nous disposons sont peu gonflants : les plus forts taux de retrait sont inférieurs à 18% (figure 78). Dans la plupart des cas, le gonflement macroscopique n'est pas évident et en l'absence des résultats obtenus par l'étude des courbes de retrait, ce sont des sols pour lesquels l'hypothèse de milieu rigide ne serait pas discutée.

Dans ces conditions, il est raisonnable d'examiner l'utilisation des modèles classiques de comportement du potentiel de l'eau. Des approches prenant en compte le gonflement dans l'écriture des transferts ont été récemment définies (Angulo et al, 1990a) et expérimentées (Angulo et al, 1990b). Mais il s'agissait de bentonite au gonflement très important, très différent de notre milieu. Dans ce cas, Angulo et al utilisent un terme de correction correspondant au gonflement du sol, pour écrire le potentiel de l'eau à partir de la mesure tensiométrique. Ce terme est égal à $\rho \cdot V_w \cdot z$, où ρ est la masse volumique du sol surmontant le tensiomètre et V_w est le volume spécifique de l'eau du sol, égal à la pente de la courbe de gonflement. Or ce terme est de l'ordre de 5 millibars au maximum dans leur cas, nettement inférieur dans le nôtre. Nous pensons donc pouvoir assimiler lecture tensiométrique et potentiel de l'eau en première approximation et compte tenu de l'étendue des valeurs obtenues (de 0 à 560 millibars au minimum, 950 au maximum).

Nous avons défini dans le chapitre III le modèle de Van Genuchten (1980) (noté V.G.) et justifié notre choix. Rappelons principalement que ce modèle à quatre paramètres est à la fois très employé et souple numériquement. Pour ces raisons, nous pensons qu'il représente bien l'ensemble des autres modèles utilisés. Rappelons enfin que la modélisation de la courbe de potentiel de l'eau, si critiquée soit-elle, est au même titre que l'estimation de K_s indispensable au fonctionnement de tout modèle de simulation des écoulements dans le sol.

Rappelons enfin qu'une double méthode d'ajustement a été employée : un premier ajustement graphique, selon la méthode proposée par Van Genuchten (1980), fournissant une première évaluation des quatre paramètres α , n , θ_s et θ_r . Ces paramètres sont ensuite précisés par ajustement non linéaire à l'aide du logiciel OPTIM (Touma et Chevillotte, 1987), par la méthode du Simplex ou celle des choix de Marquardt. La méthode du Simplex s'est généralement avérée la plus efficace.

Note: tous les graphiques représentant la courbe de pression de l'eau ou du potentiel de l'eau qui sont présentés dans la suite de cette partie sont tracés avec l'humidité volumique en abscisses, tandis que les graphiques de la première partie du chapitre utilisaient la teneur en eau par gramme de sol. Le passage de la teneur en eau pondérale à l'humidité volumique ne se fait pas par multiplication par une constante, mais par correction «continue» à partir de la courbe de densité, connue grâce à la courbe de retrait.

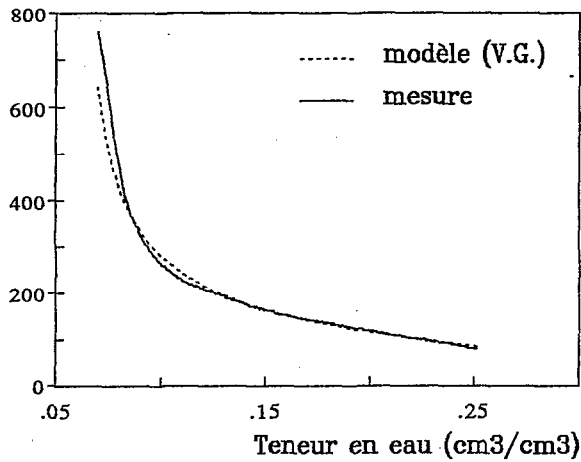
V-3-1 Cas des échantillons «sableux»

Ce sont les échantillons contenant moins de 11% d'argile, ou moins de 16% d'argile plus limon fin. Leur retrait global est inférieur à 1%. Dans ce cas, l'ajustement du modèle de Van Genuchten donne des résultats satisfaisants (somme des carrés des écarts de l'ordre de 10^{-2} , bonne reproduction de l'ensemble de la courbe), comme l'illustrent les exemples reproduits en figure 82. Le tableau 8 donne la gamme des valeurs rencontrées pour les quatre paramètres ajustés. On constate que les résultats obtenus "in situ" par Montoroi et al (1989) sont du même ordre de grandeur, mais correspondent en un seul profil à 50% de la variabilité trouvée sur les 8 hectares pour chaque paramètre.

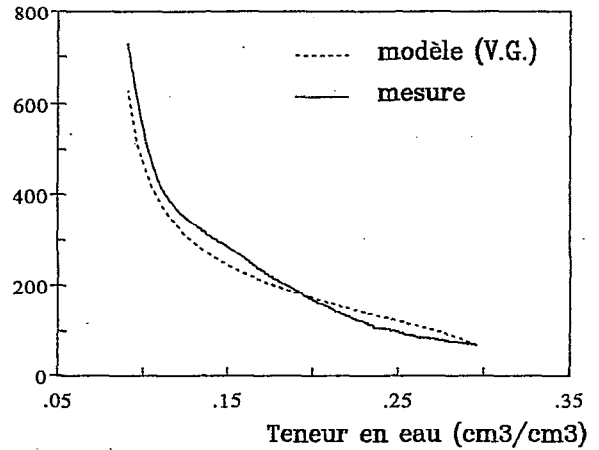
θ_r	θ_s	N	Alpha
0	24	1.46	0.0047
2.4	26	1.58	0.0082
3.8	26.5	1.68	0.0086
3.8	27	1.8	0.009
6.8	30	1.83	0.0115
7	33	2.06	0.0121
7.6	36	2.24	0.014
7.8	37	2.41	0.0148
8.4	38	2.44	0.0155
9.2	41	2.49	0.0178
9.5	44	2.55	0.0215
9.8	44.5	3.19	0.024
10	45	3.41	0.0358
10	56.7	5.2	0.0416

Tableau 8 : valeurs des paramètres du modèle de Van Genuchten calculés par ajustement aux courbes obtenues sur échantillons contenant moins de 10% d'argile : gamme des valeurs (classées par ordre croissant pour chaque paramètre).

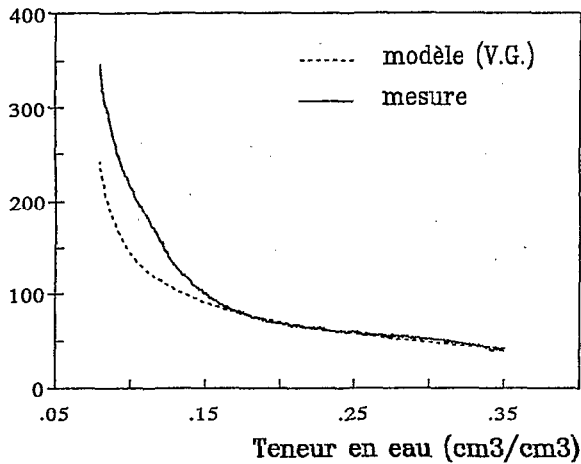
Pression (mb)



Pression (mb)



Pression (mb)



Pression (mb)

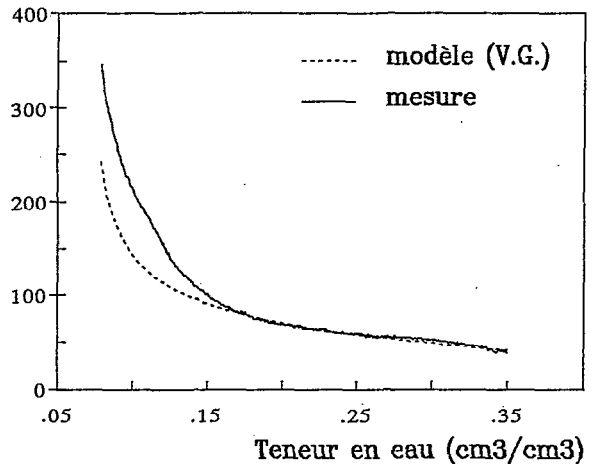


Figure 82 a : Courbes de potentiel mesurées sur échantillons sableux (en traits pleins) contenant moins de 10% d'argile, et modèle ajusté en traits pointillés (modèle de Van Genuchten, 1980). L'ajustement des modèles a été optimisé par la méthode du Simplex.

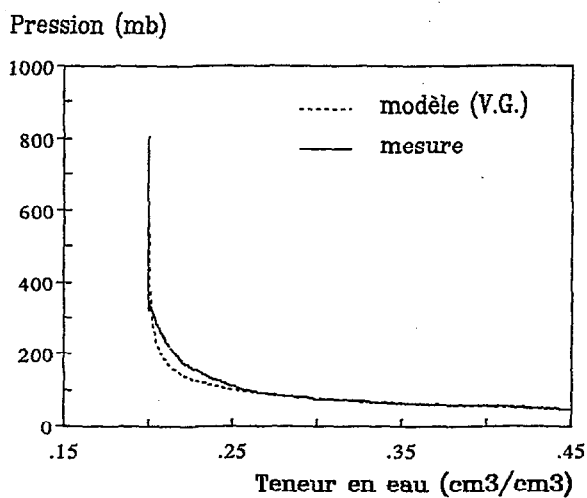
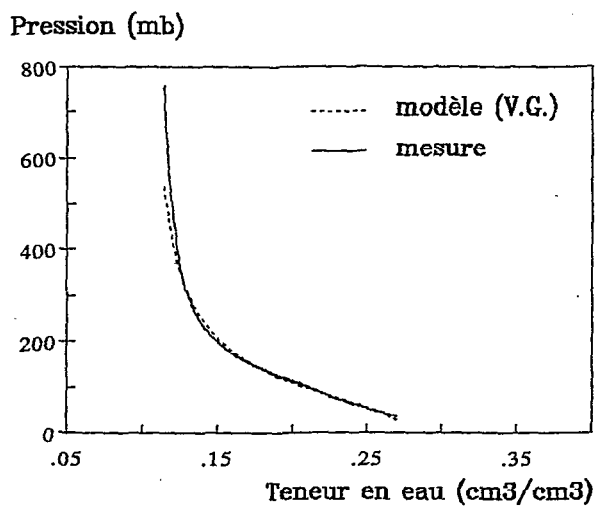


Figure 82 b : Courbes de potentiel mesurées sur échantillons sableux (en traits pleins) contenant moins de 10% d'argile, et modèle ajusté en traits pointillés (modèle de Van Genuchten, 1980). L'ajustement des modèles a été optimisé par la méthode du Simplex.

V-3-2 Autres échantillons.

a) Ajustement

Le modèle de V.G. ne s'ajuste correctement à aucune des courbes de succion des échantillons dont la courbe de retrait présente une expression complète. Le problème rencontré est le suivant : toutes les courbes de potentiel présentent, à partir d'un potentiel de l'ordre de 150 millibars, une partie rectiligne, ou quelquefois à dérivée seconde négative, lorsque la teneur en eau diminue (exemples en figure 83). Or le modèle V.G., comme les autres modèles proposés, présente une asymptote verticale (vers la valeurs θ_r) qui s'exprime dès les potentiels faibles. Vouloir ajuster V.G. sur nos courbes devient impossible, puisqu'il y a une incompatibilité entre la formulation mathématique de la courbe et nos résultats. Les ajustements forcés posent alors les problèmes suivants :

- l'ajustement est de très mauvaise qualité ; les courbes expérimentales et ajustées se croisent et des erreurs du simple au double sont possibles dans la gamme de potentiel mesurée;
- des valeurs de θ_r de -30% peuvent être obtenues à la suite de l'ajustement;
- aux potentiels élevés, l'écart entre modèle et mesure est croissant et exclu toute extrapolation de la courbe à des fins de simulation des transferts.

A ce stade, nous notons donc une complète incompatibilité entre modèle et données (figure 83).

b) Discussion

Le fait d'accepter le cadre conceptuel de fonctionnement de l'échantillon de sol défini par Braudeau (1988a et b) permet de discuter ce résultat. On note en effet que le modèle de retrait définit un échange entre une phase microporale et le milieu inter-agrégats dans la partie E-C de la courbe de retrait : à partir du point E, le volume microporal se rétracte. Tout en restant saturé, il fournit donc de l'eau au volume macroporal, puisque ce dernier inclut l'eau se trouvant autour des agrégats. Cette contribution au dessèchement est d'autant plus importante, par rapport à la variation de teneur en eau de la phase

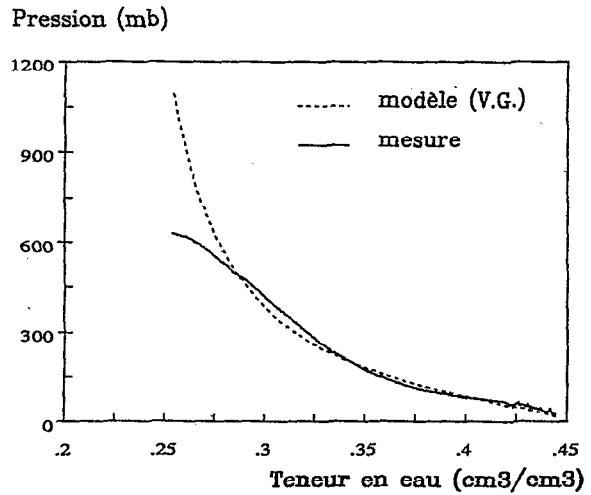
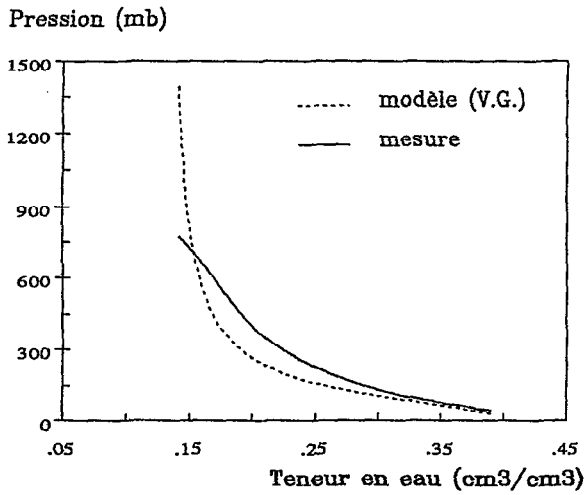
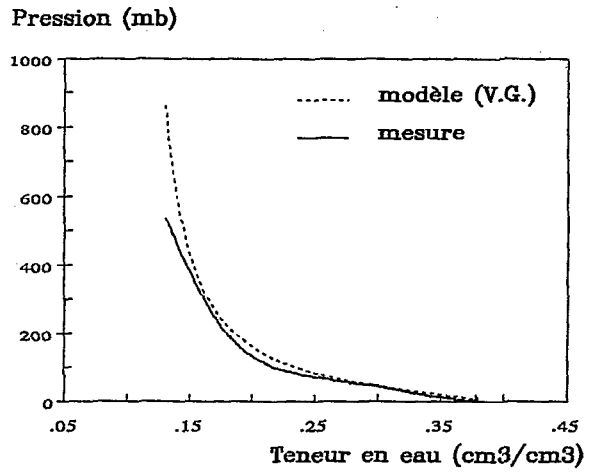
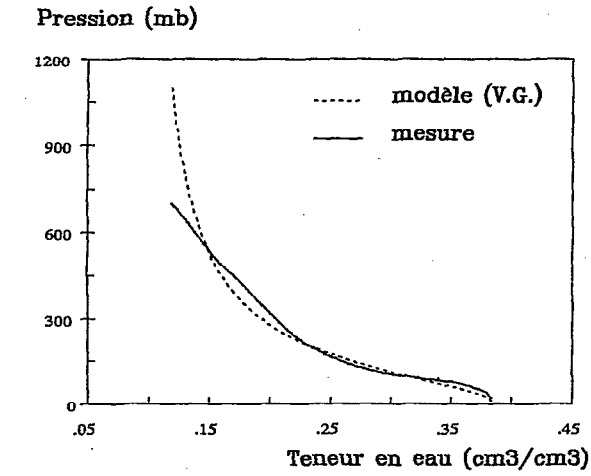


Figure 83 a : Exemples de courbes de potentiel (trait plein) et modèle ajusté (pointillé, Van Genuchten, 1980). Les ajustements ont été optimisés par la méthode du Simplex.

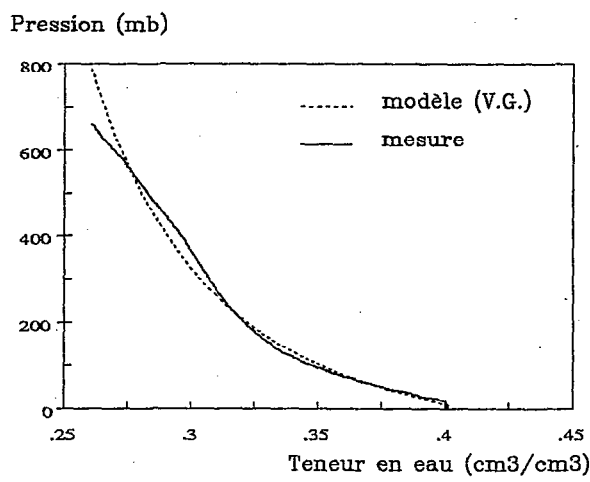
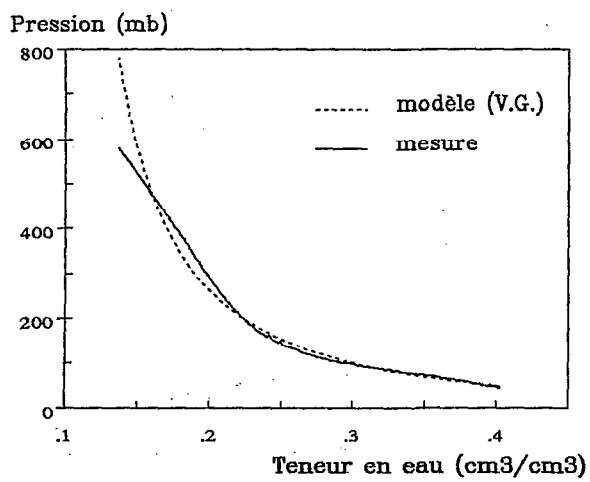


Figure 83 b : Exemples de courbes de potentiel (trait plein) et modèle ajusté (pointillé, Van Genuchten, 1980). Les ajustements ont été optimisés par la méthode du Simplex.

macroporale, que l'on se rapproche du point C, où le volume macroporal ne contient plus d'eau.

Dans ces conditions, il existe bien une cinétique d'échange entre volume microporal et volume macroporal au cours de la perte d'humidité de l'échantillon. On peut donc supposer que le terme d'échange entre phases microporale et macroporale joue un rôle prépondérant. On peut aussi affirmer que le tensiomètre, dans la gamme de potentiels mesurés, ne serait sensible qu'au potentiel de l'eau se trouvant dans la macroporosité, ce que confirme le désamorçage enregistré au point C.

Nous avons donc présenté différemment les courbes de potentiel. Le modèle de retrait permet en effet de calculer à toute teneur en eau de l'échantillon, dans la phase E-C, la quantité d'eau se trouvant dans le volume microporal, et celle se trouvant dans le volume macroporal. Rappelons que ces grandeurs varient de façon continue : elles sont représentées par des courbes et non des constantes.

En présentant les courbes du potentiel exprimé en fonction de la teneur en eau dans la phase macroporale, on obtient de nouvelles courbes, principalement modifiées pour les potentiels les plus élevés : la teneur en eau dans la macroporosité devient très faible et varie peu, les variations de teneur en eau étant essentiellement dues à la perte d'eau de la phase microporale. Nous avons reproduit en figure 84 les courbes modifiées à partir de celles présentées en figure 83. La correction effectuée restitue bien la partie asymptotique au plus forts potentiels, et le modèle de V.G. s'ajuste alors correctement, la somme des carrés des écarts étant de l'ordre de 10^{-3} à 10^{-4} .

Note: La teneur en eau de la phase macroporale est nulle au point C, mais sur les courbes de la figure 84, la teneur en eau au point C a été ajoutée à la teneur en eau dans la phase macroporale, de façon à conserver en abscisse des teneurs en eau proches de celles présentées en figure 83. La correction par rapport aux courbes initiales (figure 83) porte généralement sur quelques pour-cent de teneur en eau, mais s'applique principalement aux forts potentiels et modifie donc totalement la forme des courbes.

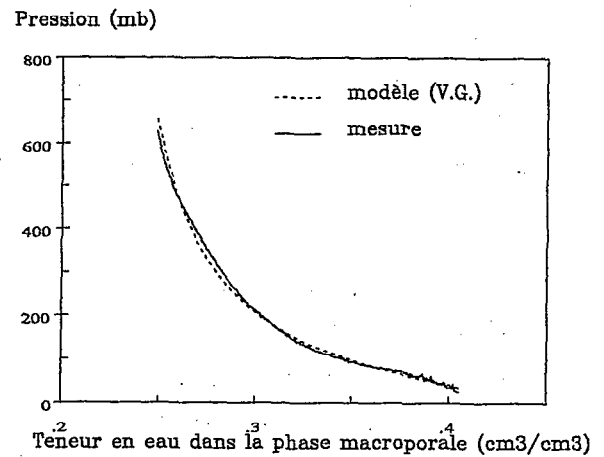
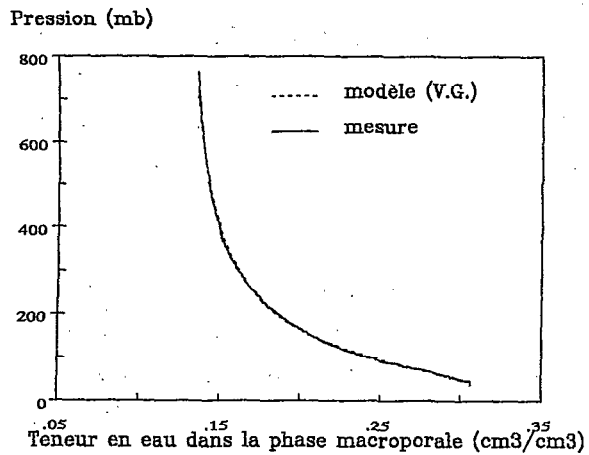
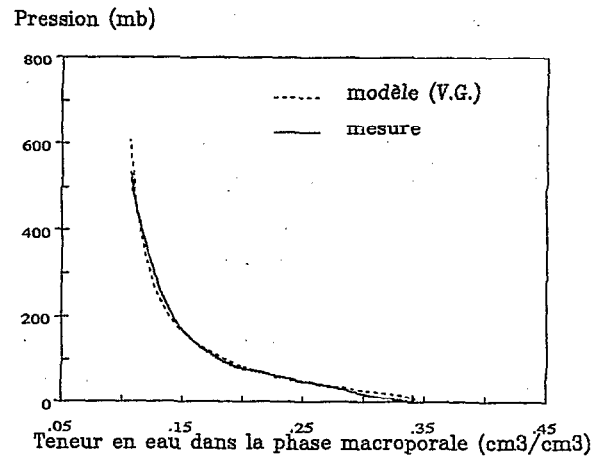
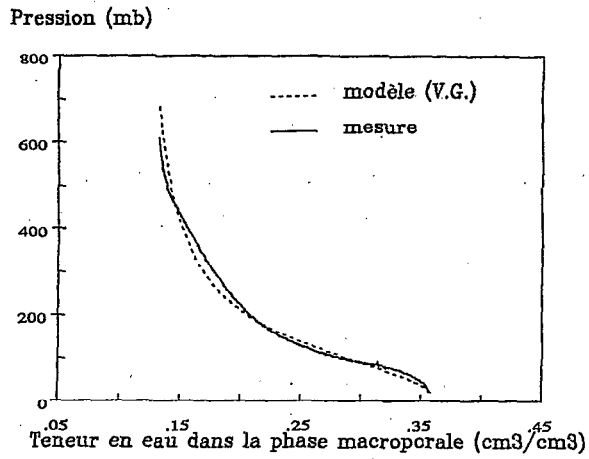
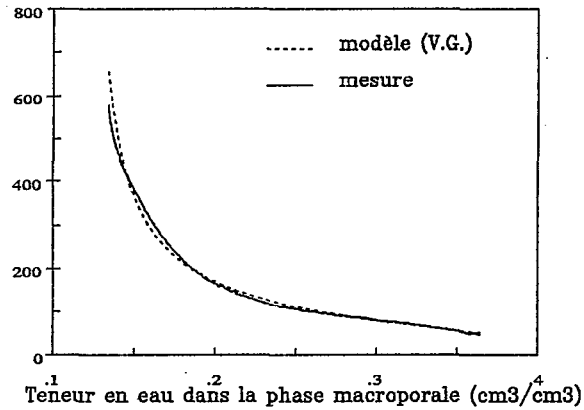


Figure 84 a : Mêmes courbes de potentiel qu'en figure 83, mais en abscisses figure la teneur en eau dans la phase macroporale calculée d'après le modèle de retrait (Braudeau, 1988a).

En trait plein : données expérimentales.

En pointillés : modèle ajusté (Van Genuchten, 1980). L'ajustement a été optimisé par la méthode du Simplex.

Pression (mb)



Pression (mb)

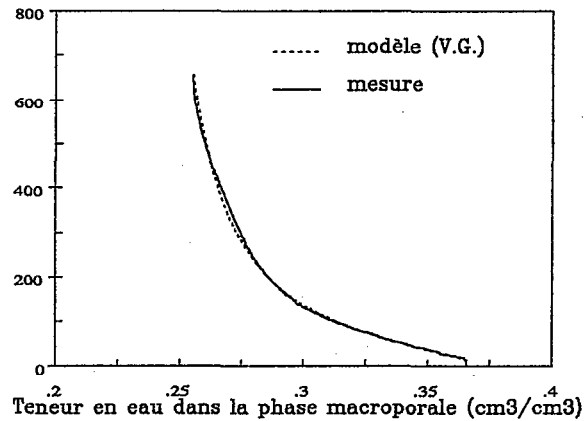


Figure 84 b : Mêmes courbes de potentiel qu'en figure 83, mais en abscisses figure la teneur en eau dans la phase macroporale calculée d'après le modèle de retrait (Braudeau, 1988a).

En trait plein : données expérimentales.

En pointillés : modèle ajusté (Van Genuchten, 1980). L'ajustement a été optimisé par la méthode du Simplex.

c) Conclusion

Nous nous trouvons donc confrontés à un problème métrologique, pour lequel le modèle de fonctionnement d'un échantillon de sol en retrait semble posséder une bonne valeur explicative.

Le problème métrologique s'exprime dès que le sol - pourtant très peu gonflant- possède une courbe de retrait nettement identifiée. Les retraits en cours de dessiccation sont alors de l'ordre de 1 à 2% du volume total. Or dès cet instant, le modèle de V.G. semble incompatible avec les données obtenues. Notons que cette conclusion n'est accessible que dans la mesure où nous disposons d'une mesure continue du potentiel, et d'une large gamme de sols. Notons enfin que le modèle de V.G. semble adapté dès lors que l'on se situe dans un milieu très sableux.

Ce milieu est alors proche des conditions de formulation du modèle de Mualem (1976) pour lequel le modèle de Van Genuchten a été développé : milieu rigide et continu où le potentiel de l'eau évolue en fonction d'un rayon de pore équivalent. Ce sont les conditions de travail retenues pour la plupart des développements en hydrodynamique du sol. Dans la terminologie proposée par Braudeau (1988a et b), ce sont des sols où la phase microporale et ses échanges avec la phase macroporale sont négligeables, (et/ou) où le milieu est sans discontinuité particulière au sein des classes porales, ce qui s'apparente à une absence d'organisation.

Le modèle de retrait montre une bonne cohérence des résultats qu'il propose et un bon pouvoir explicatif des phénomènes observés. Il permet notamment de recalculer une courbe de potentiel théoriquement et pratiquement en accord avec les modèles proposés. Ces résultats sont à confirmer en élargissant la gamme de sols testés, notamment par rapport au type d'argile et à la présence de limons, susceptibles de développer un comportement intermédiaire entre phases microporale et macroporale. Le problème de la modélisation du potentiel de l'eau est néanmoins posé à plusieurs niveaux :

-les incompatibilités entre données expérimentales et modèle engendrent des écarts pouvant atteindre 50% dans certaines plages de potentiels qui correspondent aux sols humides ou frais : une erreur du même ordre sera inévitablement engendrée pour tout transfert simulé numériquement dans cette situation;

-l'incompatibilité entre les données obtenues et la structure numérique des modèles de description de

la courbe de succion, la cohérence des résultats obtenus par application du modèle de retrait, suggèrent un mode de fonctionnement du sol faisant intervenir une organisation en agrégats constituant la phase microporale compressible et un terme d'échange entre phases microporale et macroporale (ou milieu inter-agrégat), plutôt qu'un continuum rigide où interviennent des pressions correspondant à des tensions superficielles pour des «rayons de pores équivalents». Si l'on accepte ce cadre de description -qui possède en outre l'avantage d'intégrer structure et gonflement-, le terme d'échange entre phases microporale et macroporale devient un point essentiel à la compréhension des transferts. Nous développerons ce raisonnement en troisième partie à l'occasion de la synthèse de ce travail.

V-4 COMPORTEMENT DES PARAMETRES IDENTIFIES

Les paramètres du modèle de V.G. obtenus ont été confrontés aux caractéristiques analytiques des échantillons. Nous avons conservé les valeurs obtenues par ajustement de la relation potentiel-teneur en eau dans le volume macroporal pour les échantillons dont la teneur en argile est supérieure à 11%. Le tableau 9 illustre les gammes de valeurs obtenues par ajustement pour les quatre paramètres du modèle de V.G.

La grandeur θ_s (humidité volumique à saturation) n'est corrélée avec aucune caractéristique de l'échantillon (paramètres analytiques et paramètres pédohydriques). Il en est de même pour a et n . Seul q_r est corrélé ($R > 0,6$) aux teneurs en argile et aux paramètres pédo-hydriques. q_r n'a cependant, selon V.G. (1980), aucune signification physique : les quatre paramètres du modèle doivent être uniquement considérés comme des paramètres de calage.

Les relations étroites qui apparaissent entre courbes de retrait et courbe de succion suggèrent fortement qu'un modèle conceptuel de la courbe de succion basé sur la reconnaissance des volumes fonctionnels et de l'organisation du sol puisse être développé.

\varnothing_r	\varnothing_s	N	Alpha
0	24	1.27	0.0023
0	24	1.2965	0.0034
0	25	1.31	0.0047
2.4	26	1.31	0.0082
2.7	26.5	1.32	0.0085
2.9	27	1.35	0.0085
3.4	28	1.45	0.0086
3.8	28	1.45	0.0088
3.8	30	1.46	0.0089
4.7	32	1.47	0.009
6.8	33	1.58	0.0091
7	33	1.584	0.0097
7.6	33.8	1.68	0.0099
7.8	35	1.68	0.0103
8.4	35	1.691	0.0103
9	36	1.698	0.0115
9.1	36	1.73	0.012
9.2	36.7	1.73	0.0121
9.5	37	1.8	0.0122
9.7	37	1.83	0.0122
9.8	37	1.85	0.0125
10	37.3	2.013	0.014

\varnothing_r	\varnothing_s	N	Alpha
10	38	2.04	0.0148
11.5	39	2.06	0.015
11.55	40.2	2.06	0.0155
11.7	40.7	2.16	0.016
12	41	2.21	0.0166
12.2	41	2.24	0.017
15.3	42	2.257	0.0178
16	42	2.29	0.0193
19.5	43	2.34	0.0212
19.7	44	2.4	0.0213
20	44	2.41	0.0215
20.3	44	2.44	0.0237
20.4	44.5	2.47	0.024
20.8	45	2.49	0.0248
22	45	2.55	0.0252
23	46	3.19	0.0263
24	46	3.39	0.0319
26.6	51	3.41	0.0322
28.6	52.5	3.52	0.0358
29.4	56.7	3.95	0.0416
32	57	4.72	0.046
34.7	68	5.2	0.0508

Tableau 9 : Tableau général de la gamme des valeurs des quatre paramètres obtenus par ajustement du modèle de V.G., tous échantillons confondus. Les valeurs sont classées par ordre croissant et ont été calculées en référence à la teneur en eau dans la phase macroporale pour les échantillons ayant plus de 11% d'argile.

V-5 CONCLUSION

Nous disposons de peu de références dans le domaine du fonctionnement suivi en continu de monolithes non perturbés, et de l'étude simultanée des caractéristiques du retrait. Aussi l'emploi de ces méthodes nous amène-t-il à réaliser de nombreuses remarques d'ordre méthodologique avant de réfléchir aux conséquences des caractérisations effectuées vis à vis de notre problème initial : comment définir le sol en tant que support physique des transferts, quelles conséquences peut avoir la connaissance de ces caractéristiques physiques sur la gestion de l'eau.

V-5-1 Aspects méthodologiques

Sous ce dénominateur commun se côtoient des réflexions d'ordre métrologique, méthodologique et conceptuel.

La gamme de sols pour lesquels le modèle de retrait défini par Braudeau semble conceptuellement et techniquement opérationnel est élargie : après les sols ferrallitiques, nous l'employons ici pour des sols à kaolinite dominante ayant de 11% à 76% de teneur en argile. Il se confirme également que pour des sols considérés comme non gonflants (12% d'argile, 1% de retrait global par exemple) la courbe de retrait est mesurable et obéit toujours à la même loi.

Les paramètres qui en sont extraits ont une signification physique : points caractéristiques de teneur en eau, mesure de la structuration de l'échantillon. Les points caractéristiques de teneur en eau peuvent être comparés aux mesures de pF. Le paramètre de structure est sensible à la teneur en argile de l'échantillon, mais il semble aussi capable d'exprimer les conséquences de faibles variations de la salinité. La mesure tensiométrique de la pression de l'eau est liée aux caractéristiques pédo-hydriques : point de désamoçage du tensiomètre, forme de la courbe. L'ensemble de ces mesures constitue donc un tout cohérent.

D'une façon plus générale, ces résultats militent en faveur de l'emploi du modèle de retrait et des concepts qui sont à sa base. On retiendra notamment l'idée de distinguer deux phases porales et d'attribuer à leur cinétique d'échange un rôle déterminant pour les équilibres hydriques: ce modèle de fonctionnement et d'organisation du sol apparaît tout à fait adapté aux types de sols que nous avons étudiés.

Ces résultats posent en revanche le problème de la modélisation du potentiel de l'eau, et donc de la modélisation des transferts, dans les sols non rigides (pour lesquels la limite se situerait aux environs de 11% d'argile). Sous réserve de confirmation avec d'autres types de sol, une nouvelle génération de modèles devrait être envisagée, privilégiant les relations entre phases microporale et macroporale.

Le problème des sols limoneux est évoqué. Il semble que leur comportement de gonflement-retrait soit mal expliqué par le modèle de Braudeau (Braudeau, communication orale). Enfin, le cas des sols à argile gonflante n'est pas abordé.

V-5-2 Aspects pratiques.

Le rôle discriminant de la teneur en argile sur les caractéristiques physico-chimiques du sol est clair. Une cartographie du sol devra donc pouvoir rendre compte avec précision de cette variable. Mais à teneur en argile égale, la salinité apparaît comme un nouveau facteur discriminant. Il se confirme donc que ce paramètre doit être étudié avec précision.

La bonne corrélation entre teneur en argile et teneurs en eau caractéristiques permet de penser que ces grandeurs peuvent être cartographiées avec précision. Dans ce cas, le transfert d'échelle serait donc possible, de l'échantillon à la parcelle. Ce résultat est à confirmer pour le paramètre K_r et la courbe $h(\theta)$.

Le problème des variables dynamiques et de leur cartographie reste donc posé. La mesure sur échantillon de la courbe de potentiel pourrait cependant s'avérer interpolable, dans la mesure où nous avons montré la relation existant entre courbe de potentiel et courbe de retrait, et la bonne relation générale entre paramètres pédo-hydriques et teneur en argile. Ce résultat est donc un progrès par rapport aux problèmes expérimentaux rencontrés par Montoroi et al (1989).

D'une façon générale, nous obtenons par l'étude de la courbe de retrait sur échantillons non perturbés des résultats cohérents, qui offrent l'avantage de synthétiser des caractéristiques physiques, pédologiques et agronomiques. Les paramètres pédo-hydriques qui définissent les caractéristiques physiques et de comportement de l'échantillon sont des grandeurs liées aux propriétés de mise en place du matériau (texture) et à sa pédogénèse (salinité). Ces paramètres répondent donc à des critères de spatialisation simples et relativement bien résumés par une description et quelques analyses "in situ". L'emploi de ce type de détermination doit donc être testé plus largement, en envisageant une reformulation éventuelle des courbes de potentiel de l'eau sur cette base.

TROISIEME PARTIE
SYNTHESE ET CONCLUSION
GENERALE

INTRODUCTION

Après avoir présenté l'ensemble des résultats recueillis au cours de notre travail, nous pouvons maintenant récapituler notre démarche et tenter d'en dégager les acquis.

Nous avons essayé de définir d'une façon aussi systématique que possible la couverture pédologique. Pratiquement, nous avons examiné les variations spatiales d'un certain nombre de paramètres morphologiques et analytiques et en avons déduit des critères d'organisation et de variabilité des sols.

Une démarche parallèle avait pour but de définir les critères d'organisation et de variabilité des caractéristiques hydrodynamiques des sols, évaluées "in situ". Notre effort expérimental s'est limité à la détermination de la conductivité hydraulique à saturation, tandis que nous disposions de résultats obtenus par nos collaborateurs concernant l'évaluation de la courbe de succion.

Un échantillonnage systématique des profils étudiés nous a ensuite conduit à discuter de la même façon les caractéristiques hydrodynamiques identifiées au niveau de petits monolithes non perturbés. A cette occasion, l'introduction d'une méthodologie nouvelle basée sur l'étude de la courbe de retrait de ces monolithes nous a permis de discuter de la validité des hypothèses de rigidité et d'uniformité du milieu généralement formulées par les hydrodynamiciens.

La confrontation de l'ensemble de nos résultats et cette recherche méthodologique nous autorisent à dresser un bilan où se côtoient des réflexions et des perspectives méthodologiques, théoriques et pratiques.

1) CARACTERISTIQUES DE LA COUVERTURE PEDOLOGIQUE.

Il apparaît que les sols que nous avons étudiés sont organisés selon deux déterminismes principaux indépendants :

- **la mise en place des matériaux** définit la répartition des classes texturales. Des lentilles argileuses se sont déposées dans de légères dépressions d'un matériau sableux homogène. La transition verticale entre argile et sable est brutale, tandis que des remaniements superficiels ont mélangé ces deux matériaux latéralement : les transitions latérales sont alors progressives. L'argile contenue dans les horizons sableux superficiels a été entraînée en profondeur, si bien que les horizons sableux profonds correspondants sont légèrement plus riches en argile que lorsqu'ils se trouvent sous des horizons argileux.

- **la pédogénèse** définit des gradients chimiques perpendiculaires au cours du marigot et indépendants des caractéristiques texturales. Les deux facteurs principaux sont l'acidité, qui correspond au développement d'une pédogénèse sulfatée acide très évoluée, et la salinité, qui provient des eaux salées du marigot et transite par les nappes superficielles. Ces deux facteurs sont fortement liés dans l'espace. Ceci se comprend dans la mesure où ils dépendent tous deux de la dynamique de la nappe superficielle, et dans la mesure où les deux phénomènes interagissent géochimiquement (Le Brusq et al, 1987).

Sur le plan méthodologique, **il faut souligner que ces résultats ne sont accessibles, dans ce milieu apparemment indifférencié, que par une étude de variabilité spatiale.** Ainsi, c'est par une démarche géostatistique que l'on a pu distinguer les relations entre dépressions de l'horizon sableux et dépôt d'argile, entre répartition des lentilles argileuses et migration de l'argile dans les horizons sableux.

Le même raisonnement a permis de valider certains résultats en distinguant la part de variabilité due à l'erreur de mesure de celle correspondant à de réelles variations du milieu organisé. C'est par exemple le cas des mesures de densité apparente au cylindre. A cette occasion, on a pu vérifier que le schéma d'échantillonnage minimal retenu s'est avéré suffisant pour répondre aux questions que l'on s'était posées concernant la variabilité des mesures.

Enfin, le choix du site supposait que l'on se place à l'intérieur d'une unité «homogène», c'est à dire sans

limite structurale, en retenant une parcelle suffisamment grande pour permettre de différencier des structures (au sens géostatistique) et des gradients. Notre choix était basé sur des observations de la géomorphologie, de la végétation et une reconnaissance sommaire des sols. Il s'est avéré positif. **Les informations analytiques que nous avons recueillies sur la parcelle sont en accord avec les informations morphologiques issues de la description du milieu.**

2) CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE "IN SITU".

· **L'évaluation de la conductivité hydraulique à saturation** par la méthode du double anneau est une méthode expérimentale lourde, dont les résultats sont délicats à exploiter en raison des restrictions théoriques à l'application des modèles d'infiltration de l'eau. La géostatistique, l'expérimentation et la simulation numérique ont dû être employées successivement pour s'assurer de la signification physique des résultats de l'expérimentation.

De cette étude, il ressort que l'on obtient une grandeur assimilable à une conductivité hydraulique équivalente de l'ensemble du profil de sol. Ce paramètre est d'une estimation locale précise et reproductible, et ses caractéristiques de variabilité montrent que l'on peut envisager une interpolation et un changement d'échelle.

Si la structure spatiale de cette grandeur est semblable à celle des paramètres caractérisant la couverture pédologique, en revanche une carte de la conductivité hydraulique à saturation de la parcelle est discordante avec les cartes de ces mêmes caractéristiques pédologiques. Ceci est particulièrement difficile à admettre dans le cas de la répartition superficielle de l'argile. Ce fait hypothèque également les possibilités d'extrapolation d'une carte de conductivité hydraulique basée sur une étude cartographique des sols.

· **L'essai de caractérisation des courbes $h(\theta)$ "in situ"** réalisé par Montoroi et al (1989) et l'étude critique du site due à Colleuille (1989) montrent que cette méthode expérimentale lourde à mettre en place aboutit ici à des résultats délicats à interpréter. De forts contrastes apparaissent entre des tensiomètres espacés de quelques centimètres dans le sol, alors que les caractéristiques texturales et de densité n'ont pas varié. Colleuille (1989) attribue ces contrastes aux modifications des propriétés de gonflement-retrait de la phase argileuse de ces sols en fonction de leur degré d'imprégnation en oxy-hydroxydes de fer.

Il se trouve que la variabilité des paramètres de calage du modèle de description de la courbe de succion sur les huit hectares étudiés est représentée à 50% sur un unique profil de sol. Dans la mesure où cette variabilité est due à des variations d'intensité dans la répartition des taches d'oxydo-réduction de taille décimétrique et dans la mesure où ces taches n'ont montré aucun caractère d'organisation dans l'espace, les courbes caractéristiques $h(q)$ ainsi modélisées ne peuvent pas faire l'objet d'un transfert d'échelle ou d'une interpolation.

En conclusion, les diverses déterminations des caractéristiques hydrodynamiques réalisées "in situ" correspondent toutes à des démarches trop lourdes pour être envisagées de façon systématique. Le résultat de ces expérimentations est soit d'une signification physique incertaine, soit non interpolable, et semble toujours indépendant des critères d'organisation principaux de la couverture pédologique, ce qui interdit à priori d'envisager une extrapolation.

3) CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE ET PEDO-HYDRIQUE DE PETITS MONOLITHES NON PERTURBES.

Rappelons qu'à l'occasion de ce travail, nous avons introduit une démarche méthodologique basée sur la mesure de la courbe de retrait des monolithes en cours de dessiccation. **Ce complément expérimental nous a permis de discuter les hypothèses de rigidité et d'homogénéité du milieu sur la base de données quantifiées.**

Les courbes de succion obtenues expérimentalement sont incompatibles avec les modèles classiquement employés pour les reproduire. Toutes les courbes obtenues sur les échantillons ayant plus de 10% d'argile ont en effet une dérivée seconde négative ou nulle à partir d'environ 150 millibars et vers les potentiels croissants.

La forme des courbes de succion est fortement liée aux caractéristiques pédo-hydriques déterminées sur la courbe de retrait. Le désamorçage du tensiomètre (fin de la courbe) ne se produit pas à une pression

constante, mais au point C de la courbe de retrait, défini comme étant le point de vidange de la macroporosité ou porosité inter-agrégats. Le fait de présenter la courbe de potentiel en fonction de la teneur en eau dans cette macroporosité permet de retrouver un type de courbe sur lequel les modèles de potentiel classiques peuvent s'ajuster. Tout se passe comme si le tensiomètre n'était sensible qu'à l'eau se trouvant dans cette phase macroporale.

L'étude des courbes de retrait nous permet d'étendre et de préciser les limites des conditions de leur modélisation au moyen du modèle de Braudeau (1988a). Ce modèle est en effet appliqué à des sols autres que ferrallitiques, à argile peu gonflante. Le modèle est bien adapté aux courbes mesurées pour des échantillons comportant plus de 10% d'argile. Cette limite de 10% d'argile semble être une limite importante vis à vis du comportement physique du sol.

Les paramètres pédo-hydriques obtenus par ajustement du modèle de retrait sur les données expérimentales sont fortement corrélés à la teneur en argile. Ceci confirme le rôle prépondérant de cette fraction texturale vis à vis des propriétés physiques et hydriques du sol.

En second lieu, certains paramètres comme la constante de retrait semblent très sensibles aux variations de salinité de l'échantillon. **Au total, les paramètres pédo-hydriques rendent donc bien compte des deux déterminismes principaux de la différenciation des sols de notre site.**

La signification agronomique des teneurs en eau aux points caractéristiques (B : point de flétrissement, C: capacité de rétention) proposée par Braudeau (1988b) est confirmée par la forte corrélation entre ces grandeurs et les pF 4.2 et 3.0 respectivement, déterminés à la presse à membrane. La mesure du potentiel de l'eau "in situ" montre alors qu'un artefact expérimental se produit lors de la mesure de pF 3.0, puisque la pression "in situ" correspondant à la teneur en eau ainsi déterminée est comprise entre 550 et 950 millibars selon les échantillons.

Les paramètres pédo-hydriques et les courbes de potentiel ainsi déterminés forment donc un tout cohérent synthétisant le comportement physique et hydrodynamique de l'échantillon. Le fait que ces grandeurs soient liées aux propriétés de mise en place et de pédogenèse du matériau permet de penser qu'une interpolation et un changement d'échelle seront réalisables dans de bonnes conditions pour ces grandeurs.

Les points que nous venons de récapituler attirent notre attention sur l'étude de monolithes non perturbés par la modélisation de leur courbe de retrait. Mais ces résultats posent aussi problème, lorsqu'on les compare aux aspects théoriques et expérimentaux d'une caractérisation hydrodynamique.

D'une part ils affirment la non rigidité du sol, dès la teneur de 10% d'argile, et surtout l'impact de ce phénomène sur les courbes $h(q)$, d'autre part ils sont basés sur une reconnaissance de l'organisation du sol en agrégats fonctionnels, ce qui est contradictoire avec une hypothèse d'homogénéité du milieu.

Enfin, les caractéristiques hydrodynamiques obtenues avec les modèles et le cadre scientifique définis en début de chapitre III se révèlent non corrélables aux grands facteurs de différenciation du sol, tandis que les modèles de courbe de succion sont inadaptés aux résultats expérimentaux.

Toutes ces constatations suggèrent que le cadre conceptuel de définition de la courbe de retrait est ici celui qui permet de rendre compte de la façon la plus satisfaisante du comportement de l'échantillon à toute teneur en eau.

La matrice argileuse est donc considérée comme l'élément déterminant le fonctionnement hydrodynamique de l'échantillon.

L'acceptation de ce cadre de définition -et nos résultats expérimentaux- suggèrent qu'une nouvelle formulation des modèles des courbes $h(\theta)$ et $K(\theta)$ soit envisagée. On peut penser que ce travail de modélisation devrait se faire à partir des caractéristiques pédo-hydriques, puisque les relations conceptuelles et expérimentales entre courbe de retrait et courbe de potentiel sont claires.

Cette approche n'est donc qu'une ébauche dont les applications pratiques dépendent des développements que nous venons de suggérer. Son intérêt est multiple :

-sur le plan de la mesure, elle repose sur une instrumentation simple, précise et rustique (capteurs de déplacement);

-l'information issue de l'établissement de la courbe de retrait est très complète : elle revêt une signification physique (description des états hydriques), agronomique (évaluation des teneurs en eau caractéristiques,

des réserves en eau) et pédologique (quantification des états structuraux et du comportement structural);
-le cadre conceptuel se rapproche de celui des pédologues et de la réalité expérimentale;
-si, comme c'est le cas pour notre site, il se vérifie que les variations des caractéristiques ainsi définies sont bien corrélées aux facteurs principaux d'organisation de la couverture pédologique, le transfert d'échelle des résultats en serait facilité.

Outre l'étude d'un nouveau formalisme des courbes caractéristiques, l'évaluation des caractéristiques de retrait "in situ", déjà pratiquée dans certains sols vertiques (Voltz et Cabidoche, 1987) doit être considérée de façon plus systématique et mise en relation avec la détermination au laboratoire. Le rôle de la pression du sol est l'une des principales inconnues, qui devrait s'exprimer principalement sur la constante K_0 et le début de la courbe de retrait.

La relation entre caractéristiques pédologiques et caractéristiques morpho-pédologiques doit être détaillée de façon précise sur des séquences de transformations mieux différenciées que les nôtres. Cette relation serait une clé d'exploitation des documents cartographiques existants. Ce type de recherche permettra simultanément de tester la méthode de caractérisation sur des types de sols variés, et devra s'accompagner d'une normalisation du protocole expérimental. Il manque à ce niveau quelques études fondamentales concernant l'influence de la dimension du monolithe ou l'évaluation d'éventuels phénomènes d'hystérésis.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AFES-INRA**, 1988, Référentiel Pédologique Français, Association Française pour l'Etude des Sols, publié avec le concours de l'INRA.
- AHUJA, L.R., NANEY, J.W. & WILLIAMS, R.D.**, 1985, Estimating soil water characteristics from simpler properties or limited data, *Soil Sci. Soc. of Am. J.*, 49:1100- 1105.
- ALBARET, J.J.**, 1986, Etat des peuplements ichtyologiques en Casamance, ISRA, actes du séminaire sur la Casamance, Ziguinchor, Juin 1986.
- ANGULO R.**, 1989, Caractérisation hydrodynamique de sols déformables partiellement saturés. Etude expérimentale à l'aide de la spectrométrie gamma double-sources. Thèse de Doctorat de l'Institut National Polytechnique de Grenoble, 209 pages.
- ANGULO R. GAUDET J.P. THONY J.L. et VAUCLIN M.** 1990a Conductivité hydraulique d'un milieu poreux partiellement saturé déformable. I Principes de détermination. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris Série II* 1990, 161-164.
- ANGULO R. GAUDET J.P. THONY J.L. et VAUCLIN M.** 1990b Conductivité hydraulique d'un milieu poreux partiellement saturé déformable. II Résultats expérimentaux. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris Série II* 1990, 341-345.
- ARYA, L.M. & PARIS, J.F.**, 1981, A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data, *Soil Sci. Soc. of Am. J.*, 45: 1023-1030.
- ASSELIN, J. ET VALENTIN, C.**, 1978, Construction et mise au point d'un infiltromètre à aspersion. *Cah. ORSTOM Ser. Hydrol.*, XV (4), 321-345.
- BARRY, B., FALL, A., POSNER, J.L., LO, M., DIOUF, M.B. ET BDIANE, S.**, 1986 a, Résultats du suivi des petits barrages anti-sel, Multig. ISRA, 60 pages.

- BARRY, B., POSNER, J.L., LERESTE, L. ET BADIANE, S., 1986 b,** Synthèse de trois années de suivi du barrage-écluse de Guidel (basse Casamance), Multig. ISRA Djibelor, 51 pages.
- BEVEN K., P. GERMANN, 1981.-** Water flow in soil macropores. II. A combined flow model. *J. Soil Sci.*, 32 : 15-29.
- BOELS, D., VAN GILS, J.B.H.M., VEERMAN, G.J. and WIT, K.E., 1978.** Theory and system of automatic determination of soil moisture characteristics and unsaturated hydraulic conductivities. *Soil Sci.* 126:191-199.
- BOIVIN, P., 1984,** Etude pédologique de la vallée de Koubalan (Kalounayes, basse Casamance). Etude de la variabilité spatiale du pH et de la conductivité d'un sol de tanne, Mémoire d'élève, Multig. ORSTOM Dakar, 74 pages et 2 cartes.
- BOIVIN, P., 1988,** Programmes conversationnels de calcul géostatistique pour micro-ordinateur, GEOSTAT-PC, Bull. GFHN, Juin 1988, p 77-92.
- BOIVIN, P. ET BRUNET, D., 1990,** Bilan de quatre années de suivi de la salure d'une vallée aménagée anti-sel par conductivimétrie électromagnétique et krigeage. Multigr. ORSTOM Bondy, 14 pages.
- BOIVIN, P., BRUNET D. ET JOB, J.O., 1988,** Conductivimétrie électromagnétique et cartographie automatique des sols salés : une méthode rapide et fiable. *Cah. Orstom Ser.Pedol.*, vol. XXIV, 39-48.
- BOIVIN, P., HACHICHA, M., JOB, J.O. ET LOYER, J.Y., 1989,** Electromagnetic conductivity and kriging : a tool for cartography of soils salinity, *Science du sol*, vol 27, n°3, pp 69-73.
- BOIVIN, P., LOYER, J.Y., MOUGENOT, B. et ZANTE, P., 1986,** Sécheresse et évolution des sédiments fluvio-marins au Sénégal, INQUA, Symposium Dakar 1986, pp 49-53.
- BOIVIN, P., et TOUMA, J., 1988,** Mesure de l'infiltrabilité des sols par la méthode du double anneau. III Variabilité spatiale, *Cahiers de Pédologie Orstom*, 88-III.

- BOIVIN P., TOUMA, J., ZANTE, P., 1988.-** Mesure de l'infiltrabilité du sol par la méthode du double anneau. I. Résultats expérimentaux. Cahiers ORSTOM, Série Pédologie, 88-I.
- BOULET, R., CHAUVEL, A., HUMBEL, F.X. ET LUCAS, Y., 1982,** Analyse structurale et cartographie en Pédologie, Cah. Orstom Sér. Pédologie, 19 (4), 309-341.
- BOUMA J., C.F.M. BELMANS, L.W. DEKKER, 1982.-** Water infiltration and redistribution in a silt loam subsoil with vertical worm channels. Soil Sci. Soc. Am. J., 46 : 917-921.
- BOUMA, J., 1983,** Use of soil survey data to select measurement techniques for hydraulic conductivity. Agr. Water Man., 6 (2/3), 177-190.
- BOUMA, J., BELMANS, C., DEKKER, L.W. and JEURISSEN W.I.M., 1983.** Assessing the suitability of soils with macropores for subsurface liquid waste disposal. J. Environ. Qual, 12:305-311.
- BRABANT, P., 1989,** La connaissance de l'organisation des sols dans le paysage: un préalable à la cartographie et à l'évaluation des terres, actes du premier séminaire Franco-Africain de Pédologie tropicale SOLTROP 89, Ed. ORSTOM collection colloques et séminaires, p 65-87.
- BRAUDEAU, E., 1987,** Mesure automatique de la rétraction d'échantillons de sol non remaniés. Science du sol, 25:85-93.
- BRAUDEAU, E., 1988a,** Equation généralisée des courbes de retrait d'échantillons de sol structurés, C.R. Acad. Sci. Paris, t.307, Série II, p.1731-1734.
- BRAUDEAU, E., 1988b,** Essai de caractérisation quantitative de l'état structural d'un sol basé sur l'étude de la courbe de retrait. C.R.Acad. Sci. Paris, Série II.
- BRAUDEAU, E., 1989,** Méthode de caractérisation pedo-hydrigue des sols basée sur l'analyse de la courbe de retrait, Cah. ORSTOM ser. Pedol., vol. XXIV, n°3 : 179-189.

- BRAUDEAU, E., BOIVIN, P. ET PERRIER, E., 1990, SOLHYD : logiciel de traitement des courbes de retrait. Multigr. ORSTOM Bondy, à paraître.**
- BRESLER, E., 1989, Estimation of statistical moments of spatial field averages for soil properties and crop yields., Soil Sci. Soc. Am. J. 53:1645-1653.**
- BREWER R. 1979 Relationships between particle size fabric and other factors in some Australian soils Aust. J. Soil Res. 1979 17 29-41**
- BRIGAUD F., 1965, Le climat du Sénégal - Climat, sols et végétation, Et. Sénégal., n°9, Connaissance du Sénégal, centre Rech. Doc. Sénégal., Saint Louis, Fasc. 3, p. 3-109.**
- BRUAND A. 1990 Water retention properties of clayey soils: significance of soil fabric for a pedological stratification. A paraître dans J. Soil Science**
- BRUCKLER, R., 1983, Analyse théorique des erreurs de mesure de teneur en eau et de masse volumique par atténuation gamma. Bull. G.F.H.N., 13:7-34.**
- BRUNET-MORET, 1970, Etudes hydrologiques en Casamance, rapport définitif sur les campagnes 1967/1968 et 1968/1969, Multigr. ORSTOM Dakar.**
- BUCKINGHAM, E., 1907, Studies on the movement of soil moisture. U.S. Dept. of Agro. Bur. of Soils, Bull. 38.**
- BURDINE, N.T., 1953, Relative permeability calculation from size distribution data. Trans. AIME, 198, p 71-78.**
- BURGESS, T.M. AND WEBSTER, R., 1980a, Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. I The semi variogram and punctual kriging. Journal of Soil Science, 31, 315-331.**
- BURGESS, T.M. AND WEBSTER, R., 1980b, Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. II Bloc kriging. Journal of Soil Science, 31, 333-341.**

- BURROUGH, P.A.**, 1983 a, Multiscale sources of spatial variation in soils. I. The application of fractal concepts to nested levels of soil variation, *J. of Soil Sci.*, 34:577-598.
- BURROUGH, P.A.**, 1983 b, Multiscale sources of spatial variation in soils. II. A non brownian fractal model and its application in soil survey, *J. of Soil Sci.*, 34:599-620.
- BURROUGH, P.A.**, 1983 c, Problems of superimposed effects in statistical study of the spatial variation in soil. *Agric. Water Manageme.*, 6 (2/3), 123-143.
- CEE-ORSTOM**, 1988, Mise en valeur des mangroves au Sénégal, rapport de synthèse, contrat CEE TSD-A-104 (MR), 64 pages.
- CHEVERRY, C.**, 1974, Contribution à l'étude pédologique des polders du lac Tchad. Dynamique des sels en milieu continental subaride, dans des sédiments argileux et organiques. Thèse de Docteur ès Sciences de l'Université Louis Pasteur de Strasbourg. 273 pages.
- CHILDS, E.C. and COLLIS-GEORGE, N.**, 1950, The permeability of porous materials. *Proc. Roy. Soc., Ser. A*, 201, p 392-405.
- CHILES, J.P.**, 1977, Géostatistique des phénomènes non stationnaires, Thèse université Nancy 1.
- CHRETIEN, J. ET TESSIER, D.**, 1988, Influence du squelette sur les propriétés physiques des sols : hydratation, gonflement et aération. *Science du Sol*, Vol. 26/4, pp. 255-268
- CLOTHIER, B.E. AND WHITE, I.**, 1981, Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in the field. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45 : 241-245.
- COLLEUILLE, H.**, 1989, Relations entre le comportement hydrodynamique d'un sol et sa morphologie. Mémoire de DEA, Université Paris VI.
- CORMIER-SALEM, M.C.**, 1986, La filière des huîtres en Casamance, ISRA, actes du séminaire sur la Casamance, Ziguinchor, Juin 1986.

- DAVIDSON M.R.**, 1985.- Numerical calculation of saturated- unsaturated infiltration in a cracked soil. *Water Resour. Res.*, 21 : 709-714.
- DELHOMME, J.P.**, 1978, Application de la théorie des variables aléatoires régionalisées dans les sciences de l'eau, *Bull. BRGM*, III, N°4, pp.341-375.
- DIAW, C.**, 1986, Sociologie contemporaine de la pêche et rapports pêche-agriculture en Casamance, ISRA, actes du séminaire sur la Casamance, Ziguinchor, Juin 1986.
- DOWD, P.**, 1984, Lognormal geostatistic, *Sciences de la terre, série Informatique Géologique*, 18, 49-68.
- EDWARDS W.M., R.R. VAN DER PLOEG, W. EHLERS**, 1979.- A numerical study of the effects of noncapillary-sized pores upon infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43 : 851-856.
- EISENLOHR, L.**, 1989, Influence de la géométrie d'un dispositif Muntz sur la mesure d'infiltrabilité et sa variabilité, Mémoire de DEA, Université Paris VI.
- EMBERGER L., GAUSSEN, H., KASSAS, P., DE PHILLIPIS, BAGNOULS, F.**, 1962, Carte bioclimatique de la zone méditerranéenne. *Recherches sur les zones arides*, UNESCO, Paris, t.21, 1 carte au 1/500 000e (2 feuilles), notice explicative, 82 p., 4 cartes en pochette.
- FALL, A., BARRY, B., FALL, M., DIAME, F., DEMAY, G., SYLLA, M. ET BADIANE, S.**, 1987, Résultats du suivi des petits barrages anti-sel, hivernage 1986, *Multig. ISRA Djibelor*, 45 pages.
- GAJEM, Y.M., WARRICK, A.W. AND MYERS, D.E.**, 1981, Spatial dependance of physical properties of a typic torifluent soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45 : 709-715.
- GARDNER, W.R.**, 1958, Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.* 85:228-233.
- GASCUEL-ODOUX, C.**, 1984, Application de la géostatistique à l'étude de la variabilité spatiale des propriétés hydriques du sol, Thèse de Doc.Ing. ENSMP Fontainebleau, 235 pp.

- GASCUEL-ODOUX, C.**, 1987, Variabilité spatiale des propriétés hydriques du sol, cas d'une seule variable: revue bibliographique, *Agronomie*, 7 (1), 61-71.
- GAVAUD, M.**, 1989, La pratique des études de paysages pédologiques. Application à deux exemples de la zone tropicale (Vénézuéla et Sénégal), actes du premier séminaire Franco-Africain de Pédologie tropicale SOL-TROP 89, Ed. ORSTOM collection Colloques et Séminaires, p 35-65.
- GERMANN P., K. BEVEN**, 1981.- Water flow in soil macropores. I. An experimental approach. *J. Soil Sci.*, 32 : 1-13.
- GLASS R.J. PARLANGE J.Y. & STEENHUIS T.S.** 1989 Wetting front instability : 1. Theoretical Discussion and Dimensional Analysis *Water Resources Research* Vol.25 N°6 pp 1187-1194
- GLASS R.J. STEENHUIS T.S. & PARLANGE J.Y.** 1989 Wetting front instability : 2. Experimental Determination of Relationships Between System Parameters and Two- Dimensional Unstable Flow Field Behavior in Initially Dry Porous Media *Water Resources Research* Vol.25 N°6 pp 1195-1207
- GOULARD M., VOLTZ M., MONESTIEZ P.**, 1987, Comparaison d'approches multivariées pour l'étude de la variabilité spatiale des sols, *Agronomie*, 7 (9), 657-665
- GREEN W.H., G.A. AMPT**, 1911.- Studies in soil physics. 1 : The flow of water and air through soils. *J. Agric. Sci.*, 4 : 1-24.
- HAVERKAMP, R.**, 1983, Résolution de l'équation de l'infiltration de l'eau dans le sol. Approches analytiques et numériques, Thèse de Doctorat, Université Scientifique et Médicale et Institut National Polytechnique de Grenoble, 250 pages.
- HAVERKAMP, R. AND PARLANGE, J.Y.**, 1986, Predicting the water-retention curve from particle-size distribution : 1. Sandy soils without organic matter. *Soil Science*, Vol. 142 n°6, p 325-339.
- HENIN, S.**, 1976, Cours de physique du sol. Vol. I et II. ORSTOM éditions.

- HILLEL, D.**, 1980, Fundamentals of soil physics. Acad. Press. New York.
- JOURNEL, A.G.**, 1977, Géostatistique minière, Multig. ENSMP, Centre de géostatistique, 2 tomes, 733p.
- JOURNEL, A.G. ET HUIJBREGJT, C.J.**, 1978, Mining Geostatistics. Academic Press, London (600p.).
- KALK, Y.**, 1978, Evolution des zones à mangroves du Sénégal au quaternaire récent. Etudes géologiques et géochimiques. Thèse de Géologie. Université Louis Pasteur. 112 pages.
- LE BORGNE, J.**, 1988, La pluviométrie au Sénégal et en Gambie. Univ. Cheikh Anta Diop (Dakar), Lab. de Climatologie, 94 p.
- LE BRUSQ, J.Y., LOYER, J.Y., MOUGENOT, B., CARN, M.**, 1987, Nouvelles paragenèses à sulfates d'aluminium, de magnésium et de fer, et leur distribution dans les sols sulfatés acides du Sénégal, Science du sol, 1987, 3, Vol. 5, pp 173-184.
- LE PRIOLLE**, 1983, Synthèse hydro-géologique de la Basse Casamance. Ministère de l'hydraulique, Dakar.
- LE RESTE, L.**, 1986, Contribution à l'étude des variations quantitatives et qualitatives de la production de crevettes en fonction de la salinité dans l'estuaire de la Casamance, ISRA, actes du séminaire sur la Casamance, Ziguinchor, Juin 1986.
- LE VAN CAN**, 1981, Rock phosphate in rice production on acid sulfate soils in Vietnam, proceedings of the Bangkok symposium on acid sulfate soils, ILRI publication n°31.
- LINDEN D.R., R.M. DIXON, J.C. GUITJENS**, 1977.- Soil air pressure under successive border irrigations and simulated rain. Soil Sci., 124 : 135-139.
- LOYER, J.Y., BOIVIN, P., LE BRUSQ, J.Y. ET ZANTE, P.**, 1986, Les sols du domaine fluvio-marin de Casamance, évolution récente et réévaluation des contraintes majeures pour leur mise en valeur, actes du IIIe symposium AISS sur les sols sulfatés acides, Dakar, 1986, pages 16-24.

- LOYER, J.Y.**, 1990, Les sols salics. Deuxième proposition, Association Internationale de la Science du Sol, Commission V, International Reference Base for Soil Classification., Multig., 7 pages.
- MARIUS, C.**, 1980, Les mangroves du Sénégal : écologie, pédologie et utilisation. Ed. ORSTOM Paris.
- MATHERON, G.**, 1965, Les variables régionalisées et leur estimation, Editions MASSON, Paris.
- MICHEL, P.**, 1971, Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie, étude géomorphologique, thèse à la faculté des lettres de Strasbourg, 1169 pages.
- MILLER E.E. AND MILLER R.D.**, 1955, Theory of capillary flow : I. Practical implications. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 19:267-271.
- MILLER E.E. AND MILLER R.D.**, 1956, Physical theory for capillary flow phenomena. J. Appl. Phys., 27, p 324-332.
- MILLINGTON, R.J. and QUIRK, J.P.**, 1961, Permeability of porous solids, Trans. Faraday Soc., 57, p 1200-1206.
- MONTOROI, J.P., et ZANTE, P.**, 1989, Etalonnage d'une sonde neutronique en milieu chloruré, Multig. Orstom Dakar, 25 pages.
- MONTOROI, J.P., TOUMA, J. et ZANTE, P.**, 1989, Caractérisation hydrodynamique «in situ» d'un sol sableux de la vallée de Katoure, multig. ORSTOM Dakar, 19 pages + figures.
- MUALEM Y.** 1976 A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media Water Resources Research Vol.12 N°3 pp 513-523
- MUNTZ, A., FAURE, L. ET LAINE, E.**, 1905, Ann. Dir. des Eaux et du Génie Rural, Fasc. 64, Paris.
- NIELSEN, D.R., BIGGAR, J.W., ERB, K.T.**, 1973, Spatial variability of field-measured soil water properties, Hilgardia, vol.42, n°7.

- PAGES, J., BADIANE, S., DEBENAY, J.P., DIOUF, P.S. ET LEBOUTEILLER, C., 1986, Les mécanismes de production dans l'estuaire de la Casamance, ISRA, Département de recherche sur les productions halieutiques et l'océanographie, Multig. 22 pages.**
- PARLANGE J.Y., 1975, A note on the Green and Ampt equation. Soil Sci., 119 : 466-467.**
- PELISSIER, P., 1966, Les paysans du Sénégal, Imprimerie Fabrègne, St Yrieux.**
- PERROUX, K.M. AND WHITE, I., 1988, designs for disc permeameters. Soil Sci. Soc. Am. J., 52 : 1205 - 1215.**
- PHILIP J.R., 1957.- The theory of infiltration. 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. Soil Sci., 84 : 257-264.**
- PHILIP, J. R., 1974, Field heterogeneity - some basic issues. *Geoderma* , 12, 265-280.**
- PHILLIPS, R.E., QUISENBERRY, V.L., ZELEZNIK, J.M. AND DUNN, G.H., 1989, Mechanism of water entry into simulated macropores, Soil Sci. Soc. Am. J. 53:1629-1635.**
- PRADE, K., 1987, Einfluß der nästoffversorgung auf die eizentoxizität bei naßreis (*Oryza sativa_L.*) in der Basse Casamance / Sénégal. Hochschulsammlung Wirtschaftswissenschaft Band 3.**
- RICHARDS, L.A., 1931, Capillary conduction of liquids through porous medium. *Physics*, 1:318-333.**
- RICHARDS, L.A., 1941, A pressure-membrane extraction apparatus for soil solution. *Soil Sci.*51:377-386.**
- RODIER, J., 1964 Régime hydrologique de l'Afrique Noire à l'Ouest du Congo. Mémoires Orstom, 139 pages.**
- RUSSO, D. ET BRESLER, E., 1981, Soil hydraulic properties as stochastic processes. I. An analysis of field spatial variability. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45 (4), 682-687.**

- SCOTTER, D.R., CLOTHIER, B.E. AND HARPER, E.R.**, 1983, Measuring saturated hydraulic conductivity and sorptivity using twin rings. *Aust. J. Soil Res.* 20 : 295-304.
- SISSON, J.B. & WIERENGA, P.J.**, 1981, Spatial Variability of Steady-State Infiltration Rates as a Stochastic Process, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45: 699-704.
- SLICHTER, C.S.**, 1899. *U.S. Geol. Sur. Ann. Rep.*, 19:295-384.
- SMETTEM K.R.J.**, 1986.- Analysis of water flow from cylindrical macropores. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50 : 1139-1142.
- SMILES D.E., J.H. KNIGHT**, 1976.- A note on the use of the Philip infiltration equation. *Austr. J. Soil Res.*, 14 : 103-108.
- STACKMAN, W.P., VALK, G.A. AND VAN DER HARST, G.**, 1969, Determination of soil moisture, retention curves. Sand Box apparatus. Range pF 0 to pF 2.7. Ed. Eijkelkamp. Giesbeek : 20 pages.
- TOUMA J.**, 1984.- Etude critique de la caractérisation hydrodynamique des sols non saturés: rôle de l'air, influence de l'écoulement multidimensionnel de l'eau. Thèse de Docteur ès Sciences Physiques. Université de Grenoble.
- TOUMA J.**, 1987.- TEST : modèle pour tester la représentativité des caractéristiques hydrodynamiques d'un sol non saturé déterminées in-situ. ORSTOM, Dakar.
- TOUMA, J. et BOIVIN, P.**, 1988, Mesure de l'infiltrabilité des sols par la méthode du double anneau. II Simulation numérique, à paraître dans *Cahiers de Pédologie Orstom*, 88-I.
- TOUMA, J. ET CHEVILLOTTE, H.**, 1987, OPTIM : logiciel d'optimisation de paramètres non linéaires. Multig. ORSTOM Dakar, 18 pages
- TOUMA J., M. VAUCLIN, M.**, 1986.- Experimental and numerical analysis of two phase flow in a partially saturated soil. *Transport in porous media*, 1 : 27-55.

- TOWNER, G.D.**, 1989, The application of classical physics transport theory to water movement in soil : development and deficiencies., *Journal of Soil Science*, 40, 251-260.
- VACHAUD G., J.P. GAUDET, V. KURAZ**, 1974.- Air and water flow during ponded infiltration in a vertical bounded column of soil. *J. Hydrol.*, 22 : 89-108.
- VACHAUD, G., DANCETTE, C., SONKO, S. ET THONY, J.L.**, 1978, Méthodes de caractérisation hydrodynamique in situ d'un sol non saturé. Application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique. *Ann. Agron.*, 29 (1), p.1-36.
- VANDEN BERGHEN, C.**, 1984, Observations sur la végétation du massif forestier des Kalounayes (Casamance, Sénégal méridional), première partie, *Bull. de la Société Royale de Botanique de Belgique*, 117-(2) : 359-381.
- VAN GENUCHTEN, T.M.**, 1980, A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44 : 982-898
- VAUCLIN, M.**, 1982, Méthodes d'étude de la variabilité spatiale des propriétés d'un sol, Colloque S.H.F.-I.N.R.A., Avignon, Juin 1982, pp 9-45.
- VAUCLIN, M., VIEIRA, S.R., VACHAUD, G. and NIELSEN, D.R.**, 1983, The use of cokriging with limited field soil observations, *Soil Sci. Soc. of Am. J.* 47:175-184.
- VIELLEFON, J.**, 1974, Les sols de mangrove et de tannes de basse Casamance, mémoire ORSTOM, Paris.
- VOLTZ, M.**, 1986, Variabilité spatiale des propriétés physique du sol en milieu alluvial, essai de cartographie des paramètres hydrodynamiques, Thèse de Docteur-Ingénieur, ENSAM, 198 pages.
- VOLTZ, M. ET CABIDOCHÉ, Y.M.P.**, 1987, Sur le retrait macroscopique d'un sol argileux gonflant. Modèle de relation entre le retrait vertical et les variations de teneur en eau. Vérification expérimentale du modèle. *C.R. Acad. Paris t.305, série II*, p.511-516.

WATSON K.W., R.J. LUXMOORE, 1986.- Estimating macroporosity in a forest watershed by use of a tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50 : 578-582.

WEBSTER, R. AND BURGESS, T.M., 1980c, Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. III Changing drift and universal kriging. *Journal of Soil Science*, 31, 505-524.

WYLLIE, M.R.J. and GARDNER, G.H.F., 1958, The generalized Kozeny-Carman equation, *World Oil*, 146, p 210-228.

ZANTE, P., 1988, Un dispositif de type Muntz adapté à la détermination des caractéristiques hydrodynamiques du sol. *Multig. ORSTOM Dakar*, 20 pages.

**CARACTERISATION PHYSIQUE DES SOLS SULFATES ACIDES DE LA
VALLEE DE KATOURE (BASSE CASAMANCE)
ETUDE DE LA VARIABILITE SPATIALE
ET DES RELATIONS AVEC LES CARACTERISQUES
PEDOLOGIQUES.**

Table des matières

Introduction générale	p10
A-Cadre scientifique	p11
B- Démarche suivie	p13
Première partie : la couverture Pédologique	p15
Chapitre I : Cadre de l'étude . Le milieu naturel, généralités et choix du site.	p17
I-1 Caractéristiques régionales, contexte général	p18
I-1-1 Mise en place du bassin sédimentaire	p18
I-1-2 Caractéristiques climatiques actuelles	p20
I-1-3 Présentation générale du milieu fluvio-marin .	p22

I-2 Evolution récente de la basse Casamance	p27
I-2-1 Pluviométrie	p27
I-2-2 Eaux de surface	p27
I-2-3 Nappes superficielles	p27
I-2-4 Sols	p28
I-2-5 Faune et flore	p29
I-2-6 Spéculations humaines	p29
I-3 Présentation du site retenu	p31
I-3-1 Présentation générale	p31
I-3-2 Choix de la parcelle étudiée	p31
I-3-3 Evolution récente et itinéraire cultural	p35
Conclusion	p36

Chapitre II : Etude de la couverture pédologique	p37
II-1 Protocole d'étude	p39
II-1-1 Localisation des observations	p39
II-1-2 Informations recueillies	p39
II-1-3 Traitement statistique des données	p41
II-2 Résultats	p48
II-2-1 Aspects morphologiques	p48
II-2-2 Caractérisation analytique	p54
II-2-3 Variabilité spatiale des informations recueillies	p66
Conclusion	p93

Deuxième partie : Caractérisation hydrodynamique des sols p95

Chapitre III : Présentation des méthodes et discussion p96

III-1 Quelques rappels théoriques sur l'étude et la modélisation des transferts d'eau dans les sols	p97
III-1-1 Hypothèses de travail	p97
III-1-2 Equations de base	p98
III-1-3 Mise en oeuvre : paramètres indispensables	p99
III-2 Méthodes de caractérisation hydrodynamique d'un sol	p100
III-2-1 Méthodes de terrain	p100
III-2-2 Caractérisation hydrodynamique au laboratoire	p108
III-2-3 Etude des courbes de retrait et de succion de monolithes non perturbés	p109
III-2-4 Analyse des résultats : modélisation des courbes $K(\theta)$ et $h(\theta)$	p119
Conclusion	p121
Note : logiciels utilisés.	p123

Chapitre IV : Etude expérimentale de l'infiltrabilité des sols du site par la méthode du double-anneau p125

IV-1 Conditions expérimentales	p127
IV-1-1 Etat initial du sol	p127
IV-1-2 Préparation du sol	p132
IV-2 Dépouillement des données : problèmes méthodologiques	p134
IV-3 Résultats	p143

IV-3-1 Ajustement des modèles	p143
IV-3-2 Loi de distribution de Ks	p143
IV-3-3 Variabilité spatiale	p144
IV-4 Discussion	p148
IV-4-1 Pertinence des corrections et hypothèses	p148
IV-4-2 Relations entre variabilité et mode expérimental	p148
IV-4-3 Conclusion	p150
IV-5 Influence de la dimension du dispositif	p152
IV-5-1 Protocole expérimental	p152
IV-5-2 Résultats	p153
IV-6 Relation avec les caractéristiques du profil	p158
IV-7 Conclusion générale du chapitre	p162

Chapite V : Caractérisation physique de petits monolithes non perturbés p167

V-1 Rappel sur les déterminations effectuées	p169
V-2 Courbes de retrait	p171
V-2-1 Rappel sur les caractéristiques des échantillons	p171
V-2-2 Courbes de retrait : caractéristiques générales	p171
V-2-3 Confrontation entre courbes de retrait et courbes de pression de l'eau	p174
V-2-4 Discussion : aspects méthodologiques et métrologiques	p181
V-2-5 Les paramètres pédo-hydriques	p182
V-3 Modélisation des courbes de potentiel	p188
V-3-1 Cas des échantillons sableux	p189
V-3-2 Autres échantillons	p192
V-4 Comportement des paramètres identifiés	p199

V-5 Conclusion	p201
V-5-1 Aspects méthodologiques	p201
V-5-2 Aspects pratiques	p202

Troisième partie : Synthèse et Conclusion Générale **p205**

1) Caractéristiques de la couverture pédologique	p207
2) Caractérisation hydrodynamique "in situ"	p208
3) Caractérisation hydrodynamique et pédo-hydrrique de petits monolithes non perturbés	p209

Références bibliographiques **p213**

Note : Les données n'ont pas été reproduites en annexe en raison du volume qu'elles représentent. Elles peuvent être communiquées sur demande.

ORSTOM Editeur
Dépôt légal : juillet 1991
Micro-édition Impression
ORSTOM BONDY

ISSN : 0767-2888
ISBN : 2-7099-1032-2
Editions de l'ORSTOM
72, route d'Aulnay 93143 BONDY Cedex

Photo de couverture :
Djiginoum (Sénégal)
Cliché Didier Brunet