

T D M

TRAVAUX ET DOCUMENTS
MICROFICHES

N° 116

F5

APPROCHES PHYSIQUE ET MORPHOLOGIQUE DE LA DYNAMIQUE STRUCTURALE DES SOLS

APPLICATION À L'ÉTUDE DE DEUX SÉQUENCES
PÉDOLOGIQUES TROPICALES

Hervé
COLLEUILLE

ORSTOM
Éditions

UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE
PARIS VI

THESE

présentée en vue de l'obtention
du Doctorat de l'Université Paris VI
mention : Sciences de la Terre
spécialité : Pédologie.

par
Hervé COLLEUILLE

**Approches physique et morphologique
de la dynamique structurale des sols
Application à l'étude de deux séquences
pédologiques tropicales**

Soutenue le 10 décembre 1993 devant le jury composé de :

G. PEDRO
G. de MARSILY
P. ROGNON
C. CHEVERRY
M. RIEU
M. GRIMALDI
P. BOIVIN

TDM 116



Editions de l'ORSTOM

L'INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

Collection :

Travaux et Documents Microédités

PARIS 1994

ISBN : 2-7099-1199-X

© ORSTOM

«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 des-
« tinées 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 ou 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.»

F 5

"Les grandes avancées scientifiques n'ont pas été dues à la découverte de nouveaux faits, mais sont apparues comme une nouvelle manière de penser et de formuler des faits connus. "

René THOM*

* mathématicien français contemporain

à Birgit,

à ma famille, à mes amis

ABSTRACT

Physical and morphological approaches to the structural behaviour of soils Application of the study of two tropical soils sequences

The present work gives an insight in soil structure, its characteristics and implication on soils differentiation and their physical behaviour.

We present an original method which allows to separate and analyse the structural elements (aggregate) corresponding to the primary soil structure. We combine a morphological approach (micromorphology, image analysis) to a physical approach (mercury porosimetry, shrinkage curve analysis) in order to apprehend directly or indirectly these aggregates and their arrangements (soil structure) at different scales and different water content.

This process is applied to soils widely found in inter-tropical areas : a sequence of ferrallitic and ferruginous soils of Basse-Casamance (Sénégal), and a sequence of saline-sodic vertisols of the middle valley of the Sénégal river.

We show that these two soil sequences, even though they appear to be extremely different, represent however some convergences in soil structural organization and functioning :

- the first convergence is the leading role of the clay fabric on the soil's structural properties. The characteristics of the micro-pores volumes (intra elementary aggregate*) and their shrink-swell capacity allow to characterize globally the clay fabric ;

- the second convergence is the existence in each soil of preferential arrangements which we name "elementary aggregates"* or "microaggregates". At each elementary aggregate we are able to associate chemical and physical properties and morphological characteristics at different scales, and a specific shrinkage behaviour. Further following the morphology and the abundance of structural discontinuity, the shrink-swell of the elementary aggregates pass on more or less at higher structural level.

Despite soil complexity and diversity, it seems possible to concentrate on two coupled structural levels - the elementary aggregate level and the aggregate's arrangement with the skeleton level - for the purpose of modeling the soils structural organization and behaviour, and in order to understand the main soil properties.

* There are relatively homogeneous and micrometric volumes (about 30 to 200 μm), constituted of small soil particles, without of coarse particles (quartz the size of coarse-silt to sand) and separated by distinct pedological features.

RESUME

Ce travail porte sur la structure du sol, sur sa caractérisation et son implication dans la différenciation des sols et leur comportement physique.

Nous présentons une méthode originale permettant de séparer et d'analyser les éléments structuraux (agrégats) correspondant aux premiers niveaux d'organisation du sol. Nous associons une approche morphologique (micromorphologie, analyse d'images) à une approche physique (porosimétrie au mercure, analyse de la courbe de retrait) afin d'appréhender directement ou indirectement ces agrégats et leur mode d'assemblage (structure du sol), à différentes échelles d'investigation et différents états hydriques.

Cette démarche est appliquée à des sols largement répandus en zone inter-tropicale : une séquence de sols ferrallitiques et ferrugineux de Basse-Casamance (Sénégal), et une séquence de vertisols salés de la moyenne vallée du fleuve Sénégal.

Nous montrons que ces deux séquences de sols apparemment fort différentes présentent pourtant certaines convergences d'organisation et de fonctionnement physique :

- la première convergence est le rôle prépondérant de la phase argileuse sur les propriétés physiques de ces sols. Les caractéristiques des volumes microporaux (intra-agrégats élémentaires*) et leur capacité de gonflement-retrait, permettent de caractériser globalement l'organisation de la phase argileuse du sol ;

- la deuxième convergence est l'existence pour chacun des sols d'arrangements préférentiels auxquels on a donné le nom d'agrégats élémentaires* ou micro-agrégats. A chaque type d'assemblage d'agrégats élémentaires on a pu associer des propriétés physico-chimiques, des caractéristiques morphologiques à différents niveaux d'organisation structurale, et un comportement au retrait spécifique. De plus, selon la morphologie et l'abondance des discontinuités structurales, le retrait-gonflement des agrégats élémentaires se transmet plus ou moins à un niveau d'organisation supérieur.

Malgré la complexité et la diversité des sols, il semble possible de se focaliser sur deux niveaux d'organisations emboîtées - celui des agrégats élémentaires constitués de particules argileuses, et l'assemblage de ces agrégats avec le squelette - pour modéliser l'organisation et la dynamique structurale du sol et pour comprendre ses principales propriétés physiques.

* Il s'agit de volumes relativement homogènes, micrométriques (d'environ 30 à 200 μm), constitués de l'assemblage de particules fines, indépendamment des particules grossières du squelette (quartz de la taille des limons grossiers aux sables), et séparés entre eux par des traits pédologiques particuliers.

SOMMAIRE

AVANT-PROPOS

INTRODUCTION GENERALE

Première partie :

CADRE DES RECHERCHES ET METHODES UTILISEES

- Chapitre I** : Les notions de structure et d'agrégat en science des sols
Chapitre II : Cadre pédologique de l'étude
Chapitre III : Méthodes d'étude de la structure à différentes échelles et différents états hydriques

Deuxième partie :

ETUDE DU FRACTIONNEMENT D'ECHANTILLONS DE SOL EN AGREGATS

- Chapitre IV** : Mise au point d'une méthode de fractionnement en agrégats

Troisième partie :

APPLICATION A UNE TOPOSEQUENCE DE SOLS FERRALLITIQUES ET FERRUGINEUX TROPICAUX DE BASSE-CASAMANCE (SENEGAL)

- Chapitre V** : Approches morphologique et physique
Chapitre VI : Le fractionnement en agrégats

Quatrième partie :

APPLICATION A UNE SEQUENCE DE VERTISOLS CUVETTE DE DIAWARA (MOYENNE VALLEE DU FLEUVE SENEGAL)

- Chapitre VII** : Etude des premiers niveaux d'organisation structurale des vertisols
Chapitre VIII : Relation entre organisation et propriétés chimiques et physiques des vertisols

Cinquième partie :

SYNTHESE ET DISCUSSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

AVANT-PROPOS

J'ai dû récolter cette graine, là bas, quelque part dans un de ces merveilleux sites archéologiques de Grèce ou de Turquie.

D'année en année, l'idée a germé, j'étais passé du simple besoin d'évasion à l'entêtement sauvage : il me fallait fouiller et partir. Où ? Comment ?

Je ne savais pas encore...

"De la préhistoire palestinienne aux temps bibliques", un article d'Archéologia de novembre 1984 et enfin un espoir sous forme d'une adresse : Centre de Recherche Français de Jérusalem.

Quelques mois, quelques échanges de courrier, un job en juillet, puis... passeport en poche, Besançon-Athènes en train, le Pirée-Rhodes-Limassol-Haifa en bateau ... et le rêve de gamin se concrétisait : un matin d'août 1985, serré au fond de la vieille Land Rover, s'ouvrait face à moi, au détour d'un virage, les grottes d'Hayonim.

Le charme oriental de St Jean d'Acre, les recherches et des rencontres diverses formeront la trilogie qui me poussera à revenir là bas, quatre fois de suite, quelque part en Galilée.

F.R. VALLA, chercheur au C.N.R.S. et spécialiste des premières populations semi-sédentaires du Proche-Orient : les Natoufiens (10.500 à 8.200 avant J.C.), m'a appris la rigueur scientifique, à observer, à décrire les "micro-couches" de sol, et à caractériser ce que je n'appelais pas encore les éléments structuraux du sol. Qu'il reçoive ici le témoignage de ma reconnaissance et de mon amitié.

C'était mon premier visa pour la recherche, concrétisé par un mémoire de maîtrise...

Après cette maîtrise de sédimentologie obtenue dans la capitale bourguignonne, c'est tout naturellement que je postule au DEA de pédologie de Paris VI dirigé par Mr G. PEDRO, directeur de recherche à l'I.N.R.A., correspondant de l'Académie des Sciences, membre de l'Académie de l'Agriculture de France. Je voudrais remercier ici Mr. G. PEDRO d'avoir accepté de diriger ce travail de thèse.

Mes premiers pas en Afrique furent au Sénégal et en Côte d'Ivoire en 1981, mais c'est en août 1988 que je découvre réellement l'Afrique, plus particulièrement le Niger, guidé par mon ami Zibo GARBA. J'en ai gardé des souvenirs impérissables, des amitiés et le palu !

J'y ai réalisé également ma première initiation aux problèmes de dégradation des sols sous la conduite de Mr I. OUSSEINI professeur de géographie à l'Université de Niamey. Je tiens à le remercier, ainsi que Mr le professeur ROGNON, qui m'avait permis ce contact, et qui a bien voulu faire partie de mon jury de thèse.

1989 sera l'année de mon deuxième visa pour la recherche et de bien autres choses...

J'adresse mes amitiés à Laurent EISENLOHR qui partage avec moi le souvenir inaltérable de la Cité Internationale de Paris et de sa Maison de Norvège, de la Basse-Casamance (Sénégal) et de ses sols sulfatés acides (et également de ses plages du Cap Skirring !). Ma première collaboration avec l'ORSTOM, mon travail de DEA a consisté en une analyse critique des résultats d'une étude du bilan hydrique "in situ" de ses sols. Huit semaines de terrain où j'ai pu tisser des liens d'amitiés et des collaborations que je retrouvais plus tard au cours de mon travail de thèse.

Je tiens à témoigner ici de ma profonde reconnaissance et de mon amitié à deux personnes sans qui ce travail n'aurait certainement jamais vu le jour :

- P. BOIVIN qui m'a encadré et guidé dès mon DEA et tout au long de ma thèse, depuis le travail de terrain à la rédaction. Il a mis à ma disposition tous les moyens dont j'avais besoin, et s'est toujours rendu disponible à mon égard. Son optimisme, son dynamisme, son organisation et sa passion ont été des facteurs déterminants sur le bon déroulement de ce travail, et je le remercie enfin d'avoir accepté de faire le voyage de Dakar pour participer à mon jury de thèse.

- E. BRAUDEAU initiateur de la "rétractométrie", mais aussi de la méthode de fractionnement en agrégats qui a été perfectionnée au cours de ce travail. Je lui dois de nombreuses idées et un autre regard sur la dynamique structurale du sol et sur la pédologie en générale.

Mes remerciements vont également à toute l'équipe du Laboratoire de Pédologie du Centre ORSTOM de Dakar, chercheurs, ingénieurs et techniciens à qui j'adresse également mes amitiés :

J'exprime toute ma gratitude à Mme C. GASCUEL-ODOUX, pour ses conseils et ses critiques lors de la réalisation de la première partie de ce travail. Je la remercie également de m'avoir accueilli plusieurs fois au Laboratoire de Science du Sol du Centre INRA de Rennes, et m'avoir permis ainsi de bâtir des collaborations.

Ainsi j'ai pu travailler avec Mr V. HALLAIRE sur l'analyse morphologique des agrégats par analyse d'images et confronter, avec lui, mes travaux sur le comportement structural des sols.

Mr le professeur C. CHEVERRY, directeur de recherche à l'INRA, s'est intéressé à mes recherches et a accepté, malgré ses lourdes tâches, de participer au jury de cette thèse en qualité de rapporteur.

Qu'ils en soient tous deux remerciés.

Je tiens aussi à témoigner ma gratitude et de mon amitié à Mr J. TOUMA pour son appui efficace et sa fidélité quotidienne à mon frigo.

Pour leur encouragement et leur coup de main, je suis reconnaissant à Messieurs D. BRUNET et P. ZANTE, qu'ils recoivent ici toute ma sympathie.

Je ne peux oublier M. BADIANE, A. DIEME, D. FAYE, B. TRAORE, qui ont participé à la réalisation de ce travail par des tâches souvent ingrates sur le terrain et en laboratoire.

Je suis également reconnaissant à plusieurs chercheurs du centre ORSTOM de Dakar, pour leurs encouragements et aides matériels : je pense à Messieurs J. ALBERGEL, L. SEGUIS et A. BERNARD en hydrologie, Mr. G. NIZINSKI en écologie, et Mr. J.L. DUPREY responsable du laboratoire d'analyse.

J'associe dans mes remerciements Messieurs S. PERREIRA BARRETO et B. KALOGA qui m'ont fait partager leur expérience sur les sols ferrallitiques et ferrugineux. Le premier m'a présenté sur le terrain la toposéquence de YABONE, le second, depuis son bureau du Centre ORSTOM BONDY m'a fait découvrir avec passion ces sols, leur complexité, leur histoire et m'a aidé à interpréter mes résultats en les confrontant à ses propres travaux.

Je remercie Mr. G. BELLIER pour sa grande disponibilité : il m'a été d'une grande aide pour de nombreuses tracasseries matériels et administratives, mais également scientifiques.

Je remercie également Mr J.F. TURENNE, directeur du centre, d'avoir facilité mon séjour à l'ORSTOM BONDY.

Je dois une mention particulière pour Mesdames C. HELLGOUARCH, M.J. POUGET, D. RAILLOT, à Messieurs J.C. BRION, B. DENIS, F.X. HUMBEL, J.P. LEFEBVRE, J. LARVY DELARIVIERE, J.P. MONTEROI pour leurs aides techniques, scientifiques, et/ou leurs encouragements.

Mr. F. BARTOLI m'a accueilli plusieurs fois au Centre de Pédologie Biologique du CNRS de Nancy et m'a permis de réaliser plusieurs analyses sur la physico-chimie des agrégats. Il a également pris sur son temps pour relire, critiquer et me conseiller sur les parties de ma thèse traitant de ces analyses. Je tiens à lui exprimer toute ma reconnaissance ainsi qu'à Mr G. BURTIN qui a réalisé les analyses microgranulométriques et m'a initié aux différentes techniques utilisées.

Mr. L.M. BRESSON m'a accueilli également au Laboratoire de l'INRA de GRIGNON, dès le début de cette thèse, avant et après son séjour en Australie, m'a initié à l'analyse d'images et m'a apporté son appui dans la recherche et l'analyse bibliographique sur la notion de structure et d'agrégat en science des sols. Pour ses encouragements, ses critiques et ses conseils, qu'il trouve ici toute ma gratitude. Je remercie également Mr. P. GUILLORE pour la réalisation rapide et parfaite des lames minces de sol.

Je remercie aussi vivement Mr M. SARAZIN qui a réalisé, très rapidement, de nombreuses mesures en porosimétrie au mercure au Laboratoire de Pédologie du Centre ORSTOM de CAYENNE (GUYANE française).

Mr. M. GRIMALDI a pris en quelque sorte le relais de P. BOIVIN lors de mon retour en France en mai 1993. Je lui dois énormément pour la version finale de ce travail, aussi bien sur la forme que sur le fond. Il a sacrifié beaucoup de son temps et de son énergie pour rendre ce mémoire lisible, et contribué de façon décisive à la synthèse de ce travail. Il a accepté de participer au jury de cette thèse en qualité de rapporteur. Je lui exprime toute ma gratitude et mon amical remerciement.

Je remercie également Mr. M. RIEU, directeur de recherche à l'ORSTOM, pour ses remarques pertinentes et sa participation au jury.

Enfin, je suis très reconnaissant à Mr. G. de MARSILY, professeur à Paris VI, qui malgré ses nombreuses occupations, me fait l'honneur de participer au jury de thèse.

A tous mes camarades, de galère et de thèse, j'exprime mes amitiés et mes encouragements :

Patricia GARNIER, Blanche PANGO, Edith PERRIER, Catherine PLEUVRET, Yves COQUET, Farry DIOME, Philippe DUTARTRE, Landing MANE, Cyril TEPE KOKOU...

Je ne saurais terminer ces remerciements sans mentionner le soutien et l'intérêt de mes parents pour mon travail de recherche.

Pour ses innombrables voyages OSLO - PARIS - DAKAR, et son amour sans lequel je n'aurais pu réaliser ce travail : tusen takk til Birgit.

INTRODUCTION GENERALE

Ce travail a été défini et réalisé au sein du groupe "hydrophysique" des centres ORSTOM de Bondy et Dakar. Il porte sur la structure du sol, plus particulièrement sa caractérisation et son implication dans la différenciation des sols et de leur comportement physique.

La structure du sol est depuis longtemps au coeur des recherches des pédologues, comme des physiciens du sol ou hydrodynamiciens, qui abordent un même objet, le sol, avec des approches radicalement différentes.

* Les pédologues, avec une approche naturaliste, cherchent à comprendre la genèse des couvertures pédologiques et leurs transformations actuelles, par la description des caractères morphologiques du sol. Cette approche met bien en évidence l'organisation du sol à différentes échelles et précise les relations spatiales et génétiques entre les volumes pédologiques identifiés ; cependant, le fonctionnement du sol, en particulier les transferts hydriques, sont abordés d'une manière essentiellement qualitative.

* Les hydrodynamiciens cherchent au contraire à évaluer ou prévoir les transferts hydriques dans le sol, par des mesures physiques et avec des modèles. Le sol est considéré essentiellement comme un milieu poreux dont les spécificités (hétérogénéité, anisotropie, déformabilité) sont prises en compte progressivement par les modèles. Pour ne citer qu'un seul exemple récent, PERRIER (1992, 1993) simule l'évolution d'un milieu poreux en fonction de son état hydrique, et cherche à prévoir ses caractéristiques hydrodynamiques (rétention et transfert d'eau).

Notre étude se situe à la confluence de ces deux écoles. Elle s'inscrit dans la continuité des recherches de BRAUDEAU (1987, 1988 a et b). Cet auteur propose d'une part, une technique de mesure en continu du retrait d'échantillons à structure non remaniée (rétractométrie), et d'autre part, une modélisation de la courbe de retrait. Cette modélisation repose sur le concept d'"agrégats fonctionnels", dont le volume poral et la teneur en eau peuvent être calculés en tout point de la courbe de retrait. BRAUDEAU attribue à ces agrégats le rôle moteur du retrait.

Afin d'apprécier la validité de cette théorie, et de mieux cerner sa portée, notre étude a été réalisée avec un triple objectif :

- définir et identifier les agrégats ("fonctionnels" ou non), par leurs caractères morphologiques et analytiques ;
- confronter les observations, directes ou réalisées au microscope, aux mesures effectuées par rétractométrie, injection de mercure et analyse d'images ;
- contribuer à la connaissance de deux systèmes pédologiques tropicaux, très distincts par leur histoire, leur constitution minéralogique et leur organisation.

Ce mémoire se compose de cinq parties :

La **première partie** débute par une revue bibliographique sur les notions de structure et d'agrégats du sol. Nous rappelons brièvement les principes des nombreuses méthodes de caractérisation directe ou indirecte de la structure du sol, qui témoignent de la diversité des objectifs, mais aussi des approches, en science du sol.

Le cadre scientifique de nos recherches étant ainsi défini, nous présentons dans un second chapitre, les deux sites d'études retenus. Il s'agit de deux séquences de sols tropicaux : une séquence de sols ferrallitiques et ferrugineux de Basse-Casamance (YABONE), et une séquence de vertisols (cuvette de DIAWARA) de la région du fleuve Sénégal.

Un troisième chapitre est consacré aux différentes méthodes retenues pour caractériser ces sols, à différents niveaux d'organisation et selon des approches morphologiques, physiques et physico-chimiques.

Dans une **seconde partie**, nous proposons une méthode de fractionnement physique d'un volume de sol. Nous avons recherché en particulier les conditions opératoires les plus appropriées, notamment la teneur en eau initiale des échantillons, pour que le fractionnement conduise plus à une individualisation et une séparation d'agrégats préexistants, qu'une fragmentation arbitraire qui ne tiendrait compte ni du mode d'assemblage des constituants, ni de l'état hydrique de l'échantillon de sol.

La **troisième partie** concerne la toposéquence de sols ferrallitiques et ferrugineux de YABONE. Nous exposons tout d'abord les résultats obtenus, par des mesures physiques et des observations microscopiques, sur des échantillons à structure non remaniée, prélevés dans cette toposéquence (chapitre V). Nous analysons ensuite la morphologie et la constitution des agrégats obtenus par fractionnement des mêmes échantillons (chapitre VI). Nous cherchons ainsi à établir

les relations entre les transformations structurales et physico-chimiques au sein de la couverture pédologique, tout en montrant la cohérence entre les différentes approches.

La **quatrième partie** concerne les vertisols de DIAWARA. Nous caractérisons en premier lieu la structure des sols vertiques , à différentes échelles (chapitre VII), puis nous essayons de mettre en évidence les relations entre structure et caractéristiques physico-chimiques et physico-hydriques des différents sols (chapitre VIII).

Enfin, dans une **cinquième partie**, nous présentons une synthèse des principaux résultats de cette étude, ce qui nous amène à discuter, en particulier, du concept d'"agrégats fonctionnels" introduit par BRAUDEAU et de l'influence des niveaux successifs d'organisation des constituants sur le comportement au retrait du sol.

Première partie

CADRE DES RECHERCHES ET METHODES UTILISEES

Dans cette première partie, nous ferons tout d'abord le point, sur les notions de structure et d'agrégat en science des sols (chapitre I), avant de présenter le cadre pédologique des recherches (chapitre II), puis les méthodes utilisées pour caractériser la structure du sol (chapitre III).

Chapitre I :

Les notions de structure et d'agrégat en science des sols

A partir d'une revue bibliographique, nous cherchons à faire le point sur les notions de structure et d'agrégat en science des sols.

1 INTRODUCTION

Les notions de structure et d'agrégat du sol sont apparues dans de très nombreux travaux, dès le début du siècle et notamment à partir des années trente avec les recherches de ZAKHAROV (1927), TIULIN (1928), BAVER et RHOADES (1932), YODER (1936) et HENIN (1938), pour n'en citer que quelques-unes. Ce thème a connu depuis un intérêt toujours grandissant, constituant un des pôles de recherche de la science des sols. Ces recherches ont été entreprises pour répondre notamment aux problèmes de valorisation ou de dégradation des terres arables, et pour accéder à la compréhension de la dynamique des sols et à leur classification.

Les deux notions de structure et d'agrégat du sol sont difficilement dissociables, tant elles ont été liées, voire confondues. Il existe de nombreuses incertitudes et ambiguïtés dans la définition et le mode de description de la structure du sol. Les définitions de la structure et les notions d'agrégats diffèrent selon les disciplines, le centre d'intérêt des chercheurs, les techniques de mesure et les échelles d'investigation employées.

La diversité des noms pour caractériser une même unité structurale (agrégat, ped, granule, morphème, pseudo-sable, etc...) reflète l'existence d'un problème de terminologie. Le même terme peut être défini de différentes façons et différents termes par le même concept. On assiste alors à une véritable "guerre sémantique", au développement d'un vocabulaire de plus en plus ésotérique (e.g. BREWER, 1964 ; KORNBLIUM, 1975 ; BEAUDOU, 1988), et on a recours à la polysémie et la néologie. On peut se demander, en définitive, si ces tentatives d'affinement des concepts ne les éloignent pas de plus en plus de leur signification courante.

Trois disciplines ou domaines scientifiques se sont plus particulièrement intéressés à ces notions de structure et d'agrégat du sol. Ce sont la pédologie, la mécanique des sols et l'hydrodynamique (milieux non saturés).

1.1 La structure du sol en pédologie

Les pédologues, décrivant les sols et analysant les processus pédogénétiques, ont été conduits à distinguer trois niveaux d'organisation :

- le premier est celui de la micro-organisation des sols. C'est le domaine des micromorphologistes et "ultra-micromorphologistes" (spécialistes de l'organisation des argiles) ;
- le deuxième correspond aux éléments structuraux visibles à l'oeil (agrégats, mottes, prismes...) ;
- le troisième niveau est celui de l'organisation des horizons de sols et systèmes de sol.

Ainsi l'espace pédologique peut être caractérisé et représenté par un emboîtement de volumes structuraux et une organisation à différentes échelles. L'aspect organisé du sol en plusieurs niveaux hiérarchisés est reconnu (BULLOCK et al., 1985 ; OADES et WATERS, 1991). D'une façon générale, la structure est ici envisagée comme un assemblage d'éléments structuraux de relative homogénéité auxquels on a donné le nom d'agrégats.

Pour chaque échelle, les chercheurs ont élaboré, à partir d'une approche essentiellement naturaliste et analytique, des typologies de structure du sol (e.g. BREWER, 1964 ; GLOSSAIRE DE PEDOLOGIE (FRANCE), 1969 ; SOIL TAXONOMY (Soil Survey Staff), 1975) et développé l'analyse structurale des couvertures de sol, celle-ci étant apparue comme un excellent outil cartographique (e.g. BOULAINÉ et al., 1982 ; HUMBEL, 1984). Soulignons que dans la suite de ce chapitre nous ne traiterons pas des travaux réalisés à cette dernière échelle (celle des cartographes).

1.2 La structure du sol en mécanique du sol

Le sol est analysé par les mécaniciens, comme un milieu composé d'unités plus ou moins stables (agrégats) caractérisées par leur résistance face à des contraintes énergétiques diverses (mécaniques, hydriques...). La structure est ici considérée sous l'angle de la cohérence relative d'un assemblage.

Les agronomes ont besoin de mesurer l'impact des pratiques culturales sur la dégradation des sols, et d'établir des critères de jugement leur permettant de faire des choix stratégiques nécessaires pour assurer la valorisation et l'optimisation des aménagements hydro-agricoles. Les

ingénieurs du génie-civil s'intéressent plus particulièrement au comportement et à la résistance des ouvrages "d'art" (route, barrage..) par rapport aux contraintes qu'ils peuvent subir (climatiques, mécaniques..).

1.3 La structure du sol en physique des géo-matériaux

Le sol peut être considéré, également, comme un milieu fragmentaire et poreux. L'espace pédologique est alors décrit comme l'imbrication d'éléments de toutes tailles, séparés par un réseau complexe de vides ou pores. Ce troisième domaine ne s'adresse plus à l'observation du matériau pédologique en tant que tel, mais essentiellement aux vides ménagés au sein du matériau, c'est-à-dire à son espace poral et à l'ensemble des phénomènes physico-hydriques associés (circulation des fluides, gonflement-retrait). La structure est alors considérée dans la mesure où elle détermine ou résulte des caractéristiques dynamiques du matériau.

C'est le domaine privilégié par les physiciens du sol, et plus particulièrement celui des hydrodynamiciens qui ont cherché à évaluer les propriétés hydriques du sol et à prévoir les transferts hydriques à travers le sol.

L'objectif de ce chapitre est de faire la revue bibliographique des différentes définitions de la structure du sol et des agrégats, et des méthodes développées pour les caractériser. On cherchera à préciser l'état des connaissances dans ces domaines, et à dégager les acquis, mais aussi les carences existantes.

2 LES DIFFERENTES DEFINITIONS DE STRUCTURE ET D'AGREGAT DU SOL

La notion de structure est utilisée dans de nombreuses disciplines, avec des significations souvent différentes et parfois contradictoires. Il est donc utile de définir au préalable ce que l'on entend par structure du sol et agrégat de sol.

Au sens primaire du mot (du latin "structura" et de "struere" : assembler), la structure représente la manière dont un édifice est construit. Au sens le plus large, la structure représente "l'ensemble des relations existant entre les éléments d'un ensemble" (théorie des ensembles). Tandis que l'agrégat (du latin "aggregatum" : rassembler) correspond à une substance formée d'éléments primitivement distincts, unis intimement et solidement entre eux.

De ceci il ressort immédiatement que la structure désigne un ensemble de relations entre objets et non un objet. Elle sera donc plus facilement qualifiée que quantifiée. De fait, dans toutes les disciplines scientifiques qui se préoccupent du sol, la structure évoque toujours l'organisation, "l'architecture" en quelque sorte du matériau. LETEY (1991) estime ainsi que la mesure de la structure du sol doit être considérée plutôt comme un art que comme une science.

Tandis que l'agrégat est une entité, un élément structural. On cherchera donc à isoler ce dernier, pour être en mesure de lui attribuer des caractéristiques qualitatives et quantitatives. Notons également que dès lors qu'il est identifié, l'agrégat dispose d'une dimension, et son étude se réalise à une échelle précise.

Dans la littérature scientifique, les notions de structure et d'agrégat du sol semblent être abordées de quatre manières différentes.

Une partie des chercheurs décrit la structure du sol de manière qualitative. Certains auteurs se focalisent sur la stabilité structurale du sol. D'autres auteurs accordent davantage d'importance à l'espace poral du sol, ou aux caractéristiques (hydro)dynamiques qui en dépendent.

2.1 Définitions relatives à la morphologie

BOUYOUCOS (1929) (in HENIN, 1938) est l'un des premiers à définir le terme d'agrégat. Ce sont, dit-il, "des flocculats colloïdaux ayant inclus des éléments sableux, doués d'une grande stabilité et représentant les ultimes particules". BAVER et RHOADES (1932) définissent la structure comme "étant faite de particules et d'éléments structuraux... formés par l'agrégation de particules plus petites". Citons encore NIKIFOROFF (1941) pour qui l'agrégat correspond à un premier niveau d'assemblage des particules élémentaires "réunies par des liaisons plus fortes que celles qui lient les agrégats entre eux". La structure peut être également définie comme le mode d'arrangement des particules de sol (BAVER, 1948), comprenant les particules primaires (argiles, limons, sables) et secondaires (les agrégats). Enfin, citons HENIN et SANTAMARIA (1975) pour qui les agrégats sont les plus petits volumes de terre où l'assemblage des particules pourrait être considéré comme continu.

En résumé, deux critères semblent être retenus pour définir la notion d'agrégat du sol. Un critère de taille : l'agrégat est le premier niveau d'organisation visible à l'oeil ; un critère de stabilité : l'agrégat correspond à une organisation cohérente et stable. La structure est quant à elle perçue comme le mode d'assemblage des éléments structuraux ou agrégats.

2.2 Définitions relatives à la stabilité structurale

Les définitions de la structure du sol sont liées à l'évaluation indirecte de la structure par la stabilité et la résistance mécanique des terres, et sont à l'origine du concept de "weakest link". Les agrégats sont alors considérés comme étant séparés les uns des autres par des forces de moindre résistance (e.g. NIKIFOROFF, 1941 ; USDA, 1951 ; TRI, 1968 ; EMERSON, 1959 ; BRAUNACK et al., 1979).

L'agrégat est encore défini comme, "des groupes de particules où les forces qui tiennent les particules sont plus fortes que les forces entre les particules" (MARTIN et al., 1955), ou comme "un assemblage de particules primaires liées entre elles d'une manière plus tenace qu'avec les particules qui les entourent" (KEMPER et CHEPTIL, 1966).

Les agrégats sont alors définis par rapport au traitement qui permet de les obtenir, la stabilité à l'eau étant un des critères les plus couramment utilisés pour déterminer l'existence de ces particules (TRI et MONNIER, 1973 a et b).

2.3 Définitions relatives à l'espace poral

Au niveau microscopique, BREWER (1964), définit le concept de "fabric of soil" par l'arrangement spatial des éléments solides et des vides qui leur sont associés. Il définit le concept de "soil structure" comme exprimant la taille, la forme et l'arrangement des particules solides, et des vides incluant à la fois les particules primaires et les particules secondaires. Plus nettement, pour RUSSEL (1971) : "le terme structure du sol doit être utilisé pour couvrir un groupe de propriétés largement déterminées par la distribution de l'espace poral dans le sol". Citons enfin THOMASSON (1978) pour qui la structure du sol se définit "par l'assemblage des agrégats (peds) et des vides (espace poral), incluant les vides entre et dans les agrégats".

Enfin, de nombreux auteurs caractérisent la structure non seulement par les caractéristiques de l'espace poral mais aussi par ses propriétés de fonctionnement hydrique (rétention, infiltration..).

Dans les essais de modélisation de la dynamique structurale des sols et des transferts hydriques, le sol est souvent considéré comme un milieu fragmentaire (composé d'agrégats), poreux et disposant de certaines caractéristiques dynamiques.

Les caractéristiques (hydro)dynamiques des sols ont été exploitées de différentes façons en relation avec la notion de structure : caractérisation de la structure des sols par la géométrie fractale (e.g. RIEU et SPOSITO, 1991 a et b), simulation de la dynamique de cette structure (e.g. PERRIER et al., 1992, 1993), caractérisation physique et structurale des sols déformables

sur la base d'une modélisation de la courbe de retrait (e.g. SPOSITO et GIRALDEZ, 1976 ; BRAUDEAU, 1987, 1988 a et b ; BRAUDEAU et BOIVIN, 1991).

En résumé, il est à noter que ces auteurs ont essentiellement traité de la morphologie et du comportement des éléments structuraux.

Ainsi, MANICHON (1982) remarque que les chercheurs qui ont défini les différents termes de structure ont mis l'accent selon les cas sur les éléments structuraux eux-mêmes (sur leur morphologie, arrangement, origine ...), ou sur les conséquences qui en découlent, réduisant de fait la notion de structure à son expression au niveau des agrégats. C'est le plus souvent l'expression des relations entre les éléments structuraux qui est décrite : ceci est flagrant quand certains considèrent le terme même d'agrégat comme synonyme de structure du sol (e.g. NIKIFOROFF, 1941; MARTIN et al., 1955), ou comme synonyme d'agrégation. Cette confusion entre les termes de structure du sol et d'agrégation est donc fréquente. Cependant, TRI (1968) rappelle que l'agrégation est le processus dynamique conduisant à la formation d'agrégats, et n'est donc qu'un aspect de la formation de la structure du sol.

De même, dès 1938, HENIN privilégie à la fois l'étude de la forme et des dimensions des particules (c'est-à-dire la morphologie), et les conséquences des divers assemblages de particules : la porosité et l'ameublement (c'est-à-dire la morphologie et le comportement).

A travers ces définitions, nous pouvons donc distinguer deux approches différentes du sol :

- la première correspond à une approche descriptive et analytique ;
- la seconde est une approche essentiellement physique correspondant à une volonté de modéliser les propriétés des sols.

3. CARACTERISATION DE LA STRUCTURE DU SOL ET DES AGREGATS

3.1 Approche morphologique

Une première famille de démarches, d'inspiration naturaliste, obéit au besoin de décrire l'objet d'étude. Ces démarches sont basées sur la caractérisation de la forme, de la dimension, et du degré de netteté des agrégats du sol. Elles fournissent donc une information essentiellement qualitative et ont été employées à des fins taxonomiques et génétiques.

La description des agrégats suppose leur identification. A cette fin, certains auteurs proposent des méthodes de séparation physique des agrégats du sol (e.g. HENIN et SANTAMARIA, 1975 ; BRAUDEAU, 1982). Plus fréquemment, des limites visuelles considérées comme "naturelles" sont reconnues par la plupart des auteurs (e.g. MARTIN et al., 1955 ; DABIN, 1963 ; KEMPER, 1965 ; DEMOLON, 1966 ; HENIN, 1976). Citons le GLOSSAIRE DE PEDOLOGIE (1969) qui définit l'agrégat "comme une unité naturelle tridimensionnelle représentant un assemblage cohérent", et la SOIL TAXONOMY (SOIL SURVEY STAFF) (1975) qui différencie la notion "de ped" correspondant à un agrégat naturel de sol de celle de "clod" qui doit son origine à une perturbation (labours).

Cette conception qualitative a donné lieu à des essais de classification morphologique. Ces travaux où les chercheurs réalisent l'inventaire des éléments structuraux et établissent des systèmes de classification et de dénomination correspondent à une étape dite "taxonomique" (CHATELIN, 1979). Des typologies ont été proposées dès le début du siècle en vue de caractériser la structure du sol :

ZAKHAROV (1927) s'intéresse essentiellement à la taille et la forme des éléments structuraux. Il distingue trois types majeurs de structure (cubique, prismatique, lamellaire).

NIKIFOROFF (1941) précise ce système de classification. La structure est alors déterminée par la forme des agrégats et correspond à différents groupes taxonomiques ("medium platy soil structure, prismatic soil structure, blocky structure, granular structure"). Pour cet auteur, il n'y a structure que si l'on est capable (visuellement et tactilement) de séparer et de décrire des éléments structuraux. MANICHON (1982) remarque que les conceptions de NIKIFOROFF semblent avoir eu une importance considérable dans l'élaboration des classifications successives qui vont être proposées par la suite (e.g. SOIL SURVEY MANUAL (USDA), 1951 ; GLOSSAIRE DE PEDOLOGIE (FRANCE), 1969 ; HOGSON, 1976).

Plus récemment CHATELIN et MARTIN (1972), TRAPNELL et WEBSTER (1986), et BEAUDOU (1988) s'attachent à la description de la microorganisation de sols tropicaux et proposent un ensemble de terminologies typologiques de ces sols. MANICHON (1982) s'intéresse à la description des états structuraux de la couche labourée du sol, étudie l'influence des systèmes de culture sur le profil cultural (concept défini par HENIN et al. (1969)) et élabore une méthode de diagnostic basée sur l'observation morphologique.

Dans la suite des travaux de BUOL et HOLE (1959) et de GROSSMAN et al. (1964), KANE et MOTT (1983) développent des méthodes pour séparer les traits pédologiques (cutanes, traits d'origine biologique, minéralogique ..) et pour les caractériser morphologiquement.

A l'échelle microscopique, les méthodes de la micromorphologie ont permis de caractériser l'organisation des matériaux de sol à des niveaux inférieurs à celui de l'horizon, grâce à l'élaboration d'une terminologie précise. On peut noter les classifications micromorphologiques de KUBIENA (1938), BREWER (1964), celles de STOOPS et JONGERIUS

(1975) , JONGERIUS et RUTHERFORD (1979), BULLOCK et al. (1985), et de BREWER et SLEEMAN (1988). Soulignons que la description de lames minces de sols a permis de lever certaines ambiguïtés quant à la définition des agrégats. BREWER (1964) remarque que les agrégats du sol peuvent être identifiés par la présence de cutanes, c'est-à-dire par l'existence d'une modification de la texture ou d'une différenciation plasmique entre les agrégats.

L'étape "taxonomique" est souvent associée à une étape dite "génétique" où l'on étudie les processus et mécanismes physico-bio-chimiques mis en jeu. Pour DUCHAUFOR (1965) " la structure est un élément de classification génétique des sols, puisqu'elle résulte de processus d'évolution mettant en jeu les interactions matériau-climat - racines. Cet auteur propose alors une classification génétique des structures fragmentaires, elles se divisent en trois grands types suivant leur mode de fabrication : structures mécaniques (phénomènes de nature physique), structures construites (phénomènes biologiques), et structures "précipitées" (phénomènes physico-chimiques).

3.2 Approche énergétique

Une caractérisation (semi-)quantitative a par ailleurs été envisagée en considérant la composante énergétique.

Cette conception naquit, semble-t-il, avec la mise en évidence "in situ" de la désagrégation de la structure du sol et de ses conséquences agronomiques. Elle regroupe un ensemble de travaux ayant tenté de caractériser la structure du sol à travers la stabilité de l'assemblage des agrégats. Dans ce domaine, HENIN (1938), tout en conservant une approche morphologique, fut un des précurseurs en proposant une théorie rendant compte des différents processus de désagrégation possible, par l'étude, en laboratoire, de la stabilité structurale du sol.

Dans ce concept, qui correspond à une approche analytique et quantitative, le terme d'agrégat est utilisé pour désigner des particules provenant de la dislocation de fragments plus grossiers sous l'influence d'un traitement spécifique. La structure est évaluée en termes de stabilité et de comportement face à un apport d'énergie : immersion dans des liquides de nature différente, traitements mécaniques (tamisage, sonique, compactage).

Nous distinguerons trois grandes tendances :

* La première tendance, basée sur le concept de stabilité, correspond à l'analyse du comportement d'échantillons de sol ou d'agrégats, mis en présence d'eau ou d'un autre liquide.

Les chercheurs anglo-saxons, sous l'impulsion des travaux de TIULIN (1928), BAVER et RHOADES (1932) et de YODER (1936) ont essentiellement utilisé des méthodes de tamisage à l'eau (ALDERFER, 1946 ; VAN BAVEL, 1949 ; HAGIN, 1952 ; AFFLECK, 1953 ; EMERSON, 1954, 1959, 1967, 1978 ; SCHALLER et STOCKINGER, 1953 ; GAREY, 1954 ; KEMPER, 1965 ; WILLIAMS et al., 1966 ; HAMBLIN et GREENLAND, 1977 ; UTOMO et DEXTER, 1981 ; KEMPER et ROSENAU, 1984 ; MATKIN et SMART, 1987 ; KAY et DEXTER, 1990).

En France, à partir des travaux de HENIN (1938) diverses méthodes ont été proposées pour apprécier la stabilité de la structure. HENIN dégage les facteurs prépondérants vis à vis des phénomènes d'éclatement des agrégats de sol. Il montre l'influence de la texture et notamment de la teneur et de la nature des argiles, de l'état hydrique des agrégats au moment de l'apport d'eau, ainsi que l'influence des caractéristiques et conditions de cet apport d'eau. Les autres facteurs importants sont ceux qui peuvent entraîner une modification de la mouillabilité des agrégats (matières organiques). A la suite de ces travaux, la caractérisation de la structure du sol sera basée essentiellement sur le concept de stabilité structurale du sol et évaluée à l'aide de tests pratiqués en laboratoire. Ces travaux tenteront d'améliorer les méthodes et de préciser les facteurs de désagrégation et d'agrégation des sols. (HENIN et MONNIER, 1956 ; CONCARET, 1967 ; TRI, 1968 ; MONNIER et TRI, 1971 ; TRI et MONNIER, 1973 a et b ; HENIN et SANTAMARIA, 1975 ; MONNIER, 1984 ; LE BISSONNAIS, 1988 a et b ; LE SOUDER, 1990 ; PHILIPPY et al., 1991).

De nombreuses méthodes originales dans la procédure et le mode d'expression des résultats ont été proposées. Certains auteurs préconisent notamment l'utilisation de liquides organiques spécifiques : benzène (e.g. TIULIN, 1928 ; HENIN et MONNIER, 1956), éthanol (e.g. CONCARET, 1967 ; MONNIER et TRI, 1971). Les résultats de ces tests sont représentés soit par un indice d'instabilité structurale (e.g. HENIN et MONNIER, 1956) ou indice d'agrégation pour les anglo-saxons (e.g. VAN BAVEL, 1949 ; SCHALLER et STOCKINGER, 1953 ; BRYAN, 1971 ; SHOUSE et al., 1990), ou encore, sont représentés par la distribution pondérale des agrégats par classes de taille (e.g. EVANS, 1934 ; ALLISON, 1956 ; GARDNER, 1956 ; TRI et MONNIER, 1973).

* La deuxième tendance, toujours basée sur le concept de stabilité, correspond à l'analyse de matériaux de sol par des critères de comportement face à des contraintes mécaniques.

L'étude de la désagrégation mécanique est un paramètre important qui permet notamment d'évaluer le travail dépensé au cours des techniques culturales, et aussi d'estimer le comportement du sol vis à vis des phénomènes d'érosion.

Plusieurs procédures ont été utilisées pour évaluer la stabilité d'agrégats secs :

- la stabilité est considérée comme une fonction de l'énergie dépensée pour désagréger un échantillon (CHEPTIL, 1951 ; TOOGOOD, 1978). MARSHALL et QUIRK (1950), GROSSMAN et al. (1959), FARRELL et al. (1967), cités par SKIDMORE et POWERS (1982), utilisent la méthode du "drop shatter", c'est-à-dire qu'ils mesurent le degré de fragmentation d'un échantillon de sol en fonction de la hauteur depuis laquelle il est lâché, l'énergie d'impact étant proportionnelle à cette hauteur. On peut citer, également, une variante méthodologique : "le drop test" où un poids chute depuis une certaine hauteur sur des particules (e.g. KROGH, 1980) ;

- la stabilité structurale est estimée par la quantification du transfert d'énergie lors de l'écrasement d'agrégats, par exemple entre deux plateaux parallèles (e.g. ROGOWSKI et al., 1968 ; SKIDMORE et POWERS, 1982 ; AYLMOORE et SILLS, 1982 ; BOYD et al., 1983) ;

- la stabilité structurale est évaluée en terme de résistance au compactage (e.g. FAURE et FIES, 1972 ; DAVIS et al., 1973 ; BRAUNACK et DEXTER, 1978 ; BRAUNACK et al., 1979 ; GUERIF, 1982, 1988 a,b et c). GUERIF (1988 a) présente une revue bibliographique des méthodes employées pour déterminer directement ou indirectement la résistance en traction. Parmi ces méthodes, notons les travaux originaux de SNYDER et MILLER (1985) qui mettent au point une méthode pneumatique de mesure de la force de rupture ("tensile strength") d'un échantillon de sol non saturé fondée sur la combinaison d'une théorie capillaire de la cohésion et d'une théorie de la rupture dans les milieux élastiques fissurés.

D'autre part il faut noter l'utilisation de techniques soniques qui s'est répandue à partir des années soixante. La stabilité structurale des agrégats est estimée par le temps qu'ils mettent pour se fragmenter, et ceci en fonction de l'énergie impartie et de la technique de sonification employée (EDWARDS et BREMNER, 1967a et b ; BONFILS et DUPUIS, 1969 ; GENRICH et BREMNER, 1972, 1974 ; WATSON et PARSON, 1974 ; NORTH, 1976 ; IMESON et VIS, 1984 ; PINI et GUIDI, 1989).

* La troisième tendance se fonde au départ sur des observations et des mesures "in situ" de la désagrégation du sol sous pluies naturelles, puis artificielles.

Elle a pour but essentiel de décrire les déterminismes et les mécanismes de la formation des croûtes de sol sous l'impact des gouttes de pluies, et de les relier aux processus d'érosion (LOW, 1954 ; ASSELINE et VALENTIN, 1978 ; FARRES, 1980 ; VALENTIN, 1981 ; CASENAVE et al., 1982 ; BOIFFIN, 1984 ; ROOSE, 1984 ; WUSTAMIDIN et DOUGLAS, 1985 ; BOIFFIN et al., 1988 ; FARRES, 1987 ; GLANVILLE et SMITH, 1988).

La plupart des études ont été menées à l'aide de deux types d'appareil, le simulateur de pluies et l'infiltromètre à aspersion dont les principales différences résident dans les surfaces exploitées et les modes de réglage de l'intensité et de l'angle de la pluie simulée (COLLINET et VALENTIN, 1979).

LE BISSONNAIS (1988 a et b, 1989), synthétisant les travaux de ses prédécesseurs, souligne que les pluies peuvent correspondre à l'application de deux types de force de rupture: les unes liées à l'énergie cinétique des gouttes (masse et vitesse de chute des gouttes), les autres liées à la seule mise en contact de la terre avec de l'eau libre (dépendant du potentiel hydrique de la surface du sol). Pour ces auteurs, l'agressivité d'une pluie résulte à la fois de certaines caractéristiques de la pluie ou des gouttes qui la constituent, de l'état initial des agrégats et de certains paramètres de constitution du matériau.

Certains auteurs privilégient l'étude à plus grande échelle, en réalisant des simulateurs de pluie à une seule goutte (utilisation d'un "goutteur"), plus adaptés au contrôle de la teneur en eau initiale et des caractéristiques de la goutte de pluie (cinétique, volume, fréquence d'impact) (FARRES, 1980 ; AL DURRAH et BRADFORD, 1981, 1982 a et b ; COUSEN et FARRES, 1984 ; FARRES et COUSEN, 1985 ; GHADIRI et PAYNE, 1986 ; FARRES, 1987 ; LE BISSONNAIS, 1988).

3.3 Tests de stabilité structurale et méthodes de fractionnement. Différence et intérêt

L'ensemble des auteurs s'accorde à décrire les agrégats de sol comme des édifices naturels, qui peuvent être caractérisés par des critères morphologiques et ou, des critères de comportement.

Nous avons, à plusieurs reprises, souligné l'existence de confusions entre les notions d'état structural et de stabilité structurale. On constate, en effet, une certaine polémique entre ce qui est "test de stabilité structurale" et "méthode de fractionnement physique du sol".

Par exemple, HENIN et SANTAMARIA (1975) estiment que l'utilisation sous vide d'éthanol permet d'individualiser des agrégats de sol sans qu'il s'agisse pour autant d'un test de stabilité, car ils considèrent que l'action du solvant utilisé est beaucoup moins agressive que celle de l'eau. De plus le traitement préconisé est perçu comme un moyen de caractériser les constituants de la structure à un moment donné et non comme un moyen de mesurer la désagrégation d'un échantillon de sol. Par contre d'autres auteurs (e.g. MONNIER et TRI, 1971) considèrent que malgré le caractère assez bien défini de l'action de l'éthanol, "il ne peut s'agir que d'un test, et non d'une méthode d'analyse, en raison de ce qu'il subsiste de conventionnel dans le choix du niveau de discrimination".

Il semblerait que dans un test de stabilité structurale, la structure soit évaluée en terme de stabilité et de comportement face à divers traitements énergétiques, tandis que dans un fractionnement physique, c'est la caractérisation de l'état structural (des éléments structuraux eux-mêmes à un moment et état donné) qui est recherchée. Ce dernier objectif repose sur des méthodes de séparation où les actions sont suffisamment ménagées pour ne pas dénaturer les éléments structuraux naturels du sol.

Les tests de stabilité structurale deviennent des outils de prédilection pour les chercheurs, car ils permettent l'obtention de données quantitatives qui sont utilisées dans une démarche diagnostique et pronostique sur le comportement du sol et les relations climat - pratique culturale - plante - sol. Ces recherches ont permis de proposer des critères d'appréciation de la gestion des sols, mais surtout de montrer l'importance de l'ensemble des facteurs intrinsèques et extrinsèques du sol sur son comportement structural.

Les tests de stabilité dépendent de la composition chimique de l'eau utilisée pour faire les mesures, du degré de pré-humidité, de la taille des tamis et du temps d'agitation etc... Ces méthodes ont peu de choses à voir avec la structure telle qu'elle est définie (LETEY, 1991), les résultats de ces tests ne sont généralement pas comparables entre eux et sont difficilement interprétables lors du passage au champ. Une alternative pour les chercheurs est alors de se focaliser sur les vides.

3.4 Approches hydrodynamique et hydrophysique

Après une approche qualitative puis semi-quantitative, considérant respectivement l'aspect morphologique puis énergétique des relations structurales entre les agrégats, une troisième démarche semi-quantitative a été envisagée en examinant, plus particulièrement, les espaces inter- et intra-agrégat, et leurs dynamiques.

3.4.1 Descriptions physico-hydriques de la structure du sol

Ces recherches prennent en compte la relation entre l'espace poral, les paramètres de constitution et l'état hydrique du sol. "L'étude de la porosité du sol est largement justifiée parce qu'elle est au coeur de la compréhension des propriétés du sol et de leur prévision" (FIES et STENGEL, 1984).

De nombreux auteurs privilégient l'étude des propriétés de l'espace poral comme la perméabilité (e.g. RUSSEL, 1971 ; THOMASSON, 1978 ; HUMBEL, 1976), la capacité de rétention (e.g. CRONEY et COLEMAN, 1954), la conductivité (e.g. McKEAGUE et al., 1982 ; WANG et al., 1985 ; McKENZIE et al., 1991).

Pour d'autres auteurs, la structure du sol sera conventionnellement décrite en terme de distribution spatiale et morphologique de vide et de solide à l'échelle macroscopique et microscopique (SEQUI, 1978 ; NEWMAN et THOMASSON, 1978 ; FAURE, 1981 ; HAMBLIN, 1982 ; FIES, 1984 ; VAN OORT, 1984 ; CHRETIEN, 1986 ; BRESSON, 1987 ; CURMI, 1988 ; SHEIN et al., 1988). L'utilisation de techniques à la fois qualitatives et

quantitatives d'analyses d'images s'est avérée riche d'enseignements (JONGERIUS et al., 1972 ; ISMAIL, 1975 ; DEXTER, 1976 ; BOUMA et al., 1977 ; MURPHY et al., 1977 ; MURPHY et BANFIELD, 1978 ; TIPPKÖTTER, 1983 ; DEXTER et al., 1983 ; RINGROSE-VOASE et BULLOCK, 1984 ; SARTORI et al., 1985 ; MACKIE et al., 1988 ; SHIEL et al., 1988 a et b).

Notons aussi l'utilisation de nouvelles techniques empruntées à la médecine (système de tomographie assistée par ordinateur) qui permet la mesure directe de la distribution des macropores et le contrôle des transformations provoquées par les cycles d'humectation-dessiccation, et ceci de façon non destructive (PETROVIC et al., 1982 ; HAINSWORTH et AYLMORE, 1983, 1988 ; PHOGAT et AYLMORE, 1989 ; WARNER et al., 1989).

Quelques études sur les relations entre caractéristiques de la porosité et comportement physique du sol sont tentées en associant les techniques d'analyse d'images, de porosimétrie au mercure, de caractérisation hydrodynamique des sols (e.g. BULLOCK et THOMASSON, 1979 ; BOUMA et al., 1979 ; GRIMALDI et BOULET, 1990 ; FIES et BRUAND, 1990 ; BRAUDEAU et BRUAND, 1993).

En parallèle à ces choix analytiques et empiriques se développent des tentatives de modélisation mathématique et physique de la structure du sol.

Des descriptions numériques de la distribution de la taille des particules et des vides sont proposées et associées à des modèles (CLAPP et HORNBERGER, 1978 ; GUPTA et LARSON, 1979 ; BEREZIN et al., 1983, 1985 ; WU et al., 1990).

ARYA et PARIS (1981) construisent un modèle physique de la porosité du sol, basé sur la distribution de la taille des particules et des pores. La relation obtenue entre le rayon des particules et le rayon des pores sera interprétée par HAVERKAMP et PARLANGE (1986), ainsi que par TYLER et WHEATCRAFT (1989, 1992) comme un concept fractal. Le concept fractal ou de géométrie fractale a été introduit par MANDELBROT, dans les années 1970, afin de faire face aux lacunes de la géométrie Euclidienne qui n'est plus applicable pour décrire un volume ou une surface irrégulière. La géométrie fractale est étroitement liée aux propriétés d'invariance par changement d'échelle : "une structure fractale apparaît semblable à elle-même de près comme de loin, c'est-à-dire quelle que soit l'échelle" (GOUYET, 1992).

De nombreux travaux sont alors tentés pour relier l'organisation des pores ou des agrégats à une structure fractale (e.g. FRIESEN et MIKULA, 1987 ; BARTOLI et al., 1991 b ; YOUNG et CRAWFORD, 1991 ; RIEU et SPOSITO, 1991a et b ; PERFECT et KAY, 1991 ; RASIAH et al., 1992 ; DUTARTRE, 1993).

Si la géométrie fractale apparaît très appropriée pour décrire et modéliser la distribution, voire la dynamique (e.g. PERRIER et al., 1992, 1993) des pores et des agrégats dans le sol, tous les travaux actuellement entrepris sont essentiellement descriptifs, et les raisons de la fractalité sont encore loin d'être comprises.

3.4.2 Modélisations de la dynamique structurale du sol

Par ailleurs, une grande part des progrès de la physique du sol dépend des perfectionnements apportés aux méthodes de mesures et d'observation. Ainsi l'utilisation de la microscopie électronique a, par exemple, permis la description de la microorganisation plasmique du sol à des états hydriques définis (e.g. TESSIER et QUIRK, 1979 ; TESSIER et BERRIER, 1979 ; VAN OORT, 1984 ; TESSIER, 1984 ; BRUAND, 1985, 1986 ; TESSIER, 1987 ; BRUAND et TESSIER, 1987 ; PONS et al., 1987 ; PEDRO, 1987 ; BRESSON, 1987 ; BARTOLI et al., 1987). Les données structurales à l'échelle atomique et les descriptions des systèmes argileux à leurs différents niveaux d'organisation ont permis d'établir un lien entre la nature des constituants, le milieu bio-physico-chimique, les contraintes d'ordre climatique et le comportement macroscopique du sol.

La description des phénomènes de gonflement-retrait des sols a été tentée par de nombreux auteurs, à différentes échelles. L'une des idées directrices est de considérer ces phénomènes comme dépendant à la fois des constituants du sol et de leur arrangement, leur étude permettant donc de caractériser les agrégats et/ou la structure.

A l'échelle des horizons jusqu'à celle de la parcelle de plusieurs hectares : notons les travaux de YAALON et KALMAR (1972) qui mettent au point un appareil de mesure des mouvements verticaux du sol et corrélient les résultats obtenus avec les cycles d'humidité et de température. VOLTZ et CABIDOCHÉ (1987) utilisent la relation existant entre le volume spécifique du sol et sa teneur en eau "in situ" pour tenter une modélisation du retrait vertical d'un sol gonflant. HALLAIRE (1987 a et b, 1988 a et b) étudie les conséquences structurales du retrait sur sol argileux et montre que le retrait s'opère en deux temps avec, tout d'abord, l'apparition d'une microfissuration correspondant à la fragmentation du matériau (réseau serré de fissures fines), et puis la prise en masse du matériau (réseau lâche de grosses fissures).

A plus grande échelle, c'est la courbe de retrait d'échantillons de sol qui est mesurée puis analysée. Une courbe de retrait correspond à la variation du volume massique d'un échantillon de sol en fonction de sa teneur en eau (e.g. HAINES, 1923 ; LAURITZEN, 1941 ; STIRK, 1954 ; REEVE et HALL, 1978 ; YULE et RITCHIE, 1980 ; CHAN, 1982 ; TESSIER, 1984 ;

BRUAND, 1986). McGARRY et DANIELLS (1987), McGARRY et MALAFANT (1987) et McGARRY et SMITH (1988) utilisent la courbe de retrait d'échantillons de sol pour l'analyse et le suivi des propriétés physiques du sol. La formulation mathématique de la courbe est tentée, mais elle n'est établie que partiellement et avec une précision insuffisante aux environs des points de transition des phases de retrait (SPOZITO et GIRALDEZ, 1976). Enfin, dans la recherche d'une méthode de mesure de la structure du sol et de son comportement, BRAUDEAU (1987) propose une méthode de mesure en continu du retrait d'un échantillon de sol cylindrique et une modélisation conceptuelle de ce retrait. Il est à noter que dans cette représentation conceptuelle, BRAUDEAU (1987, 1988 a et b) fait l'hypothèse que des agrégats, appelés "fonctionnels", et leur mode d'arrangement, seraient à la base du retrait-gonflement des échantillons de sol. Le modèle proposé par BRAUDEAU offre l'avantage d'évaluer des grandeurs liées à la structure du sol (stabilité, état) et aux agrégats (état de gonflement). Il pose problème dans la mesure où les agrégats ne sont identifiés que par un volume global à tout état de gonflement, sans qu'une relation avec l'une ou l'autre des démarches morphologiques ne soit établie, et dans la mesure où les grandeurs ainsi définies, ne sont pas actuellement exploitables dans le cadre d'une modélisation hydrodynamique.

3.4.3 Conclusions sur les approches hydrophysiques

Dans ces approches, l'analyse de l'espace poral est privilégiée par des mesures directes et indirectes de la porosité. Ces approches basées, entre autres, sur la notion de porosité structurale et texturale (e.g. NIKIFOROFF, 1941 ; MONNIER et al., 1973 ; HUMBEL, 1976 ; STENGEL, 1979) et prenant en compte la relation entre l'espace poral, les paramètres de constitution et l'état hydrique du sol, vont ouvrir la voie à des tentatives de modélisation et de description de la dynamique structurale du sol.

La perspective de la modélisation de cette dynamique structurale suppose de prendre en compte toute une série de paramètres :

- les premiers sont les caractères intrinsèques du volume de sol, à savoir : les caractéristiques minéralogiques et biogéochimiques de la phase solide, les caractéristiques physico-chimiques de la phase liquide, les caractéristiques de l'espace poral ;
- les secondes sont les caractéristiques extrinsèques du sol, c'est-à-dire l'ensemble des facteurs du milieu, représentés essentiellement par l'histoire des contraintes climatiques et culturelles subies par le volume de sol.

Il semble clair que toute recherche dans ce domaine doit prendre en compte la totalité de ces paramètres ; toute modification de un d'eux entraînant, temporellement et spatialement, une modification du système solide-liquide-gaz que forme le volume de sol considéré.

Dans cette approche déterministe, les auteurs ont considéré la porosité et sa dynamique comme les traits les plus caractéristiques de la structure du sol. La notion d'agrégat est en général peu abordée par les hydrodynamiciens et physiciens du sol, à l'exception de certains travaux qui exploitent la géométrie fractale de la structure du sol et la modélisation de la courbe de retrait.

4 CONCLUSIONS

Cette revue bibliographique a permis d'appréhender l'évolution des concepts de structure et d'agrégat du sol ; d'une façon très générale on retiendra l'existence :

- d'approches naturalistes se focalisant sur les aspects morphologiques. L'agrégat est l'objet d'étude privilégié. Le type d'agrégats et leur mode d'arrangement sont utilisés pour définir des états structuraux ;

- d'approches cherchant à quantifier les états structuraux, se basant sur les propriétés de stabilité de l'assemblage. L'état structural est alors caractérisé par la résistance de l'assemblage à un agent externe ;

- d'approches cherchant à relier les propriétés hydrodynamiques du sol à la structure de son espace poral. Ces recherches se sont essentiellement développées dans le cadre de l'hydrodynamique des milieux non saturés. Pour des raisons tant théoriques que pratiques, le sol est alors supposé rigide et uniforme (HILLEL, 1980). Bien que s'intéressant à un aspect de la dynamique actuelle du sol, ces travaux sont donc incompatibles avec les approches naturalistes ;

- d'approches cherchant à modéliser le fonctionnement physico-hydrique du sol sur la base d'une reconnaissance de son organisation en assemblage d'agrégats.

Le concept d'agrégat du sol a dans la plupart des cas été réduit à la perception qu'en donnait l'outil d'investigation retenu. Dans le même ordre d'idée, la caractérisation de la structure dépend fortement de l'objectif et de la technique mise en oeuvre. Les incompatibilités qui en résultent, limitent la portée de ces recherches. Etre en mesure de définir qualitativement et quantitativement structure et agrégats, et de développer une modélisation du fonctionnement et de l'organisation des sols en cohérence avec ces notions est sans doute un objectif vers lequel doivent tendre ces démarches.

Après avoir fait le point sur les notions de structure et d'agrégats en science des sols, nous allons présenter le cadre pédologique des recherches entreprises.

Chapitre II : Cadre pédologique de l'étude

Deux situations pédologiques tropicales très contrastées, tant sur le plan structural que minéralogique, sont retenues :

- une toposéquence de sols ferrallitiques - ferrugineux de Basse Casamance (Sénégal) ;
- une cuvette de sols alluviaux, structurés, à argiles gonflantes, de la moyenne vallée du fleuve Sénégal.

1 TOPOSEQUENCE DE SOLS FERRALLITIQUES-FERRUGINEUX DE BASSE-CASAMANCE

1.1 Microorganisations des sols ferrallitiques : rappel bibliographique

Les sols rouges ferrallitiques de type oxique (oxisols, SOIL SURVEY STAFF, 1975) occupent de très vastes surfaces dans les zones tropicales et inter-tropicales. Ces sols sont caractérisés par leur distribution ordonnée dans le paysage et marqués par l'existence de faibles variations latérales et verticales de la couleur et des propriétés physiques des matériaux (CHAUVEL, 1977). Les sols ferrallitiques sont généralement profonds et présentent des horizons B argileux, rouges, poreux, friables, une faible réactivité hydrique et érodabilité, une bonne stabilité et une structure fragmentaire caractéristique. Les horizons B correspondent à la définition du "structichron" donnée par CHATELIN et MARTIN (1972).

A l'échelle macromorphologique, la sur-structure est généralement polyédrique fine à grossière, à netteté variable (PIERI, 1969 ; MULLER, 1977 ; KALOGA , 1990). La structure est décrite comme une structure aliatique, c'est-à-dire composée d'agrégats millimétriques sub-arrondis à sub-anguleux (CHATELIN et MARTIN, 1972). CHAUVEL (1977) décrit le matériau comme constitué de très petits granules soudés les uns aux autres et formant ainsi une structure microgrenue. Certains auteurs parlent d'une structure en poudre de café (PEDRO et al., 1976) ou encore pseudo-particulaire (composée de pseudo-sables).

Pouvant être d'aspect continu à l'oeil nu, cette structure, à l'échelle microscopique, est formée de micro-agrégats ou micropeds (BREWER, 1964 ; STOOPS, 1968). Ces micro-agrégats, constitués essentiellement par de la kaolinite et des oxydes de fer (BEAUDOU, 1972), ou microgranules, appelés encore "noyaux argileux" (MULLER, 1977) ont une forme ovoïde et leurs dimensions varient d'environ 10 μm à 1mm (BEAUDOU, 1972 ; ESCHENBRENNER, 1986 ; CAMBIER, 1986 ; TRAPNELL et WEBSTER, 1986). Par contre certains horizons B de sols ferrallitiques, comme ceux décrits par CHAUVEL (1977) en Moyenne Casamance (Sénégal), sont, constitués essentiellement par des micronodules et nodules (ou glébules selon la terminologie de BREWER, 1964).

D'après la bibliographie, il y a deux conceptions de la genèse de la structure dite aliatique. Pour certains, elle est initiée par des concentrations authigènes de certains constituants du plasma, c'est-à-dire qu'il y a individualisation par concentration ferrugineuse (micronodules) (BEAUDOU, 1972 ; CHAUVEL, 1977). Pour d'autres, au contraire, elle est liée à des phénomènes de retrait-gonflement, c'est-à-dire une individualisation par réticulation du fond matriciel (microped d'organisation) (PEDRO et al., 1976 ; MULLER, 1977). En fait, ces deux modes de microstructuration coexistent. MULLER (1977) constate que les micropeds d'organisation (genèse par réarrangement plasmique) sont incontestablement les plus fréquents et caractérisent fondamentalement les horizons B des sols ferrallitiques du centre-Cameroun. Il note cependant l'existence de micropeds ferritisés.

BITOM et VOLKOFF (1991) mettent également en évidence, dans une couverture de sol ferrallitique du Cameroun, deux modes de microstructuration : un processus de micro-agrégation par séparation plasmique et puis par micronodulation (concentrations ferrugineuses authigènes), qui serait lié à des variations du régime hydrique à la base des profils.

L'hypothèse faisant intervenir directement l'activité des termites est retenue, en partie et pour certains agrégats ("agrotubules", "agrégats zoogénètes"...), par MULLER (1977), WIELEMAKER (1984) et, surtout ESCHENBRENNER (1986).

En résumé, dans les sols ferrallitiques peu dégradés, les microorganisations sont caractérisées essentiellement par l'existence d'agrégats et de micro-agrégats d'organisation issus d'une réticulation du plasma des horizons B, parfaitement différenciés et homogènes (MULLER, 1977) auxquels peuvent s'associer quelques micropeds ferritisés et agrotubules.

La caractérisation de cette microstructure aliatique, son incidence sur le fonctionnement hydrodynamique et le comportement des sols ferrallitiques, ont été étudiés par de très nombreux auteurs (CHAUVEL et PEDRO, 1967 ; BLACKMORE, 1973 ; CHAUVEL et al., 1976 ; HUMBEL, 1976 ; CHAUVEL, 1977 ; MULLER, 1977 ; CHAUVEL et PEDRO, 1978 ; EL SWAIFY, 1980 ; GIOVANNINI et SEQUI, 1976 a et b ; CAMBIER et PROST, 1981 ; CURI

et FRANZMEIER, 1984 ; CAMBIER, 1986 ; BRUAND et al., 1990 ; GRIMALDI et BOULET, 1990 ; FRITSCH et al., 1990 ; BITOM et VOLKOFF, 1991 ; BARTOLI et al., 1992 ; etc...).

A la suite des travaux de MAIGNIEN (1961) sur les sols de la région sud-ouest du Sénégal, de nombreux auteurs ont communément distingué deux types de sol sur des critères morphologiques (couleurs, structure, distribution zonale, régionale et paysagère), chimiques (nature des composés du fer..) et de fonctionnement hydrique (porosité, retrait-gonflement..). Ainsi les sols rouges (profil épais, différenciation graduelle des horizons, structure en agrégats) sont nommés "sols ferrallitiques" dans la classification française, tandis que les sols beiges (profil peu à moyennement épais, fortement différencié en horizons, avec apparition de processus d'hydromorphie et de lessivage) sont nommés sols "ferrugineux tropicaux (lessivés)".

Ces différenciations ont été reconnues et décrites par de nombreux chercheurs de l'ORSTOM en Afrique de l'ouest et Afrique centrale (AUBERT et SEGALIN, 1966 ; PIERI, 1969 ; BERTRAND, 1972 ; LEVEQUE, 1975 ; HUMBEL, 1976 ; BOULET, 1974 ; CHAUVEL, 1977 ; DABIN et MAIGNIEN, 1979 ; ROOSE, 1981 ; FRITSCH et al., 1990 ; etc...).

Les sols ferrallitiques correspondent à une gamme de sols bien représentés dans le monde inter-tropical, caractérisés par une microorganisation typique en agrégats et dont le cortège minéralogique est relativement simple. La transformation en sols ferrugineux s'accompagne d'une modification du comportement du sol, qui serait étroitement associée à sa réorganisation microstructurale.

Dans ce travail nous nous intéressons à l'identification et à la caractérisation des unités structurales naturelles de ces sols, à leur fonctionnement, et à leur devenir lors de la transformation de sols ferrallitiques en sols ferrugineux.

1.2 Présentation de la toposéquence de YABONE

A la suite de MAIGNIEN (1961), de TOBIAS (1965) et de CHAUVEL (1977) qui ont effectué des recherches sur la transformation des sols ferrallitiques en Moyenne Casamance, KALOGA (1990) a étudié les relations entre transformations morphologiques, structurales et physico-chimiques de l'héritage ferrallitique en Basse Casamance et a notamment effectué une caractérisation précise de la toposéquence de YABONE.

Dans la suite de ce travail, nous nous appuyons sur les travaux de KALOGA, en sélectionnant un nombre limité d'échantillons représentatifs des différents horizons de la séquence de sols.

1.2.1 Site et environnement

La toposéquence de YABONE se situe à une vingtaine de kilomètres au sud-est de ZIGUINCHOR et à 2 Km au nord du village du même nom (fig. II.1).

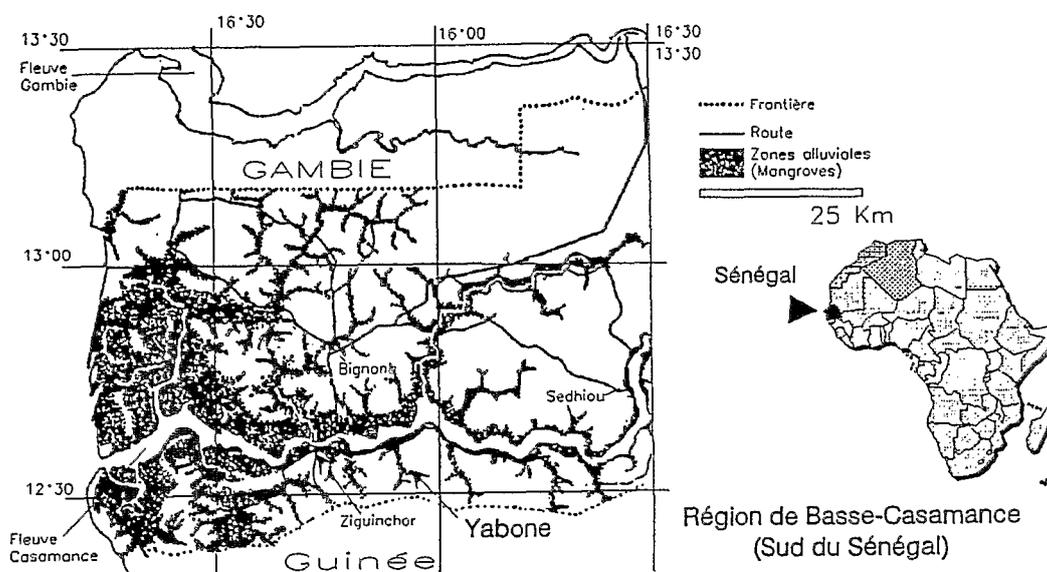


Figure II.1 :
Situation géographique de la toposéquence de YABONE.

Cette région offre une pluviosité annuelle d'environ 1000 mm. Le climat est de type tropical "atténué". Les vingt dernières années ont été caractérisées par un déficit pluviométrique de l'ordre de 25% correspondant à la réduction de la saison des pluies (LE BORGNE, 1988) et à l'accentuation de son caractère irrégulier.

1.2.2 Caractéristiques de la toposéquence

Le modelé de la toposéquence est typique de la région. On distingue un amont à profil convexe et un aval concave, le relief étant peu marqué. Le dénivelé est environ d'une quinzaine de mètres pour un peu moins d'un kilomètre (fig. II.2).

Ancienne forêt défrichée, la végétation actuelle est représentée essentiellement par une palmeraie et des cultures (arachides, mils, maïs..).

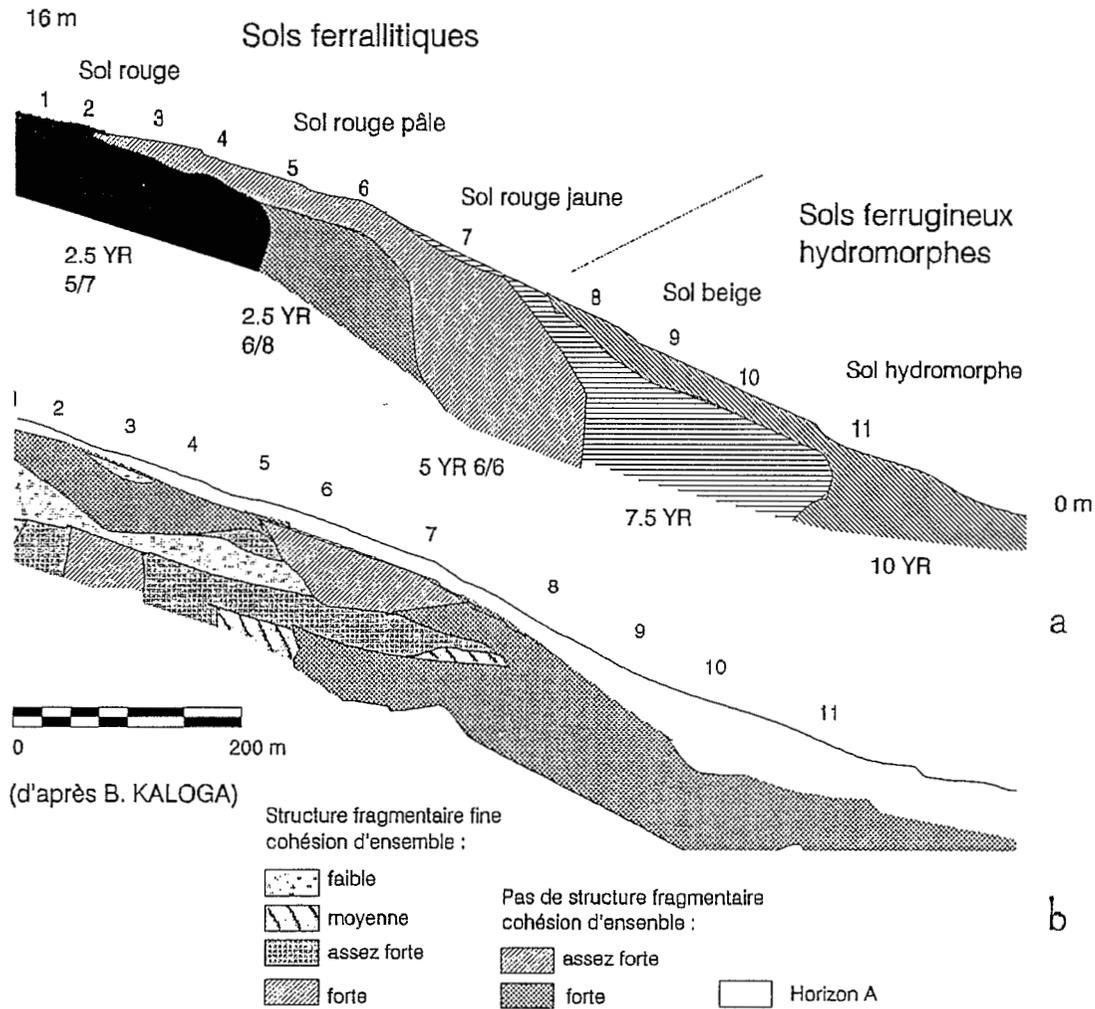


Figure II.2 :

Toposéquence de YABONE :

- distribution des sols selon le code des couleurs Munsell (a) ;
- différenciation structurale des horizons B (b).

Le bas fond est formé de sols alluviaux anciennement colonisés par la mangrove et transformés aujourd'hui en sols sulfatés acides plus ou moins évolués (MARIUS, 1985). La distribution des sols de la toposéquence est caractéristique de la région : l'amont est occupé par des sols rouges typiques (CHAUVEL, 1977). Ils sont caractérisés par un ensemble d'horizons B très épais (plus de 5m) rouge, à texture argilo- sableuse. La structure est massive à débit polyédrique émoissé, de taille très variable, grossière à fine, et à tendance pseudoparticulaire (KALOGA, 1990). Ces horizons sont surmontés d'horizons éluviaux brun rouge de texture sableuse à sablo-argileuse, de structure massive à débit polyédrique (épaisseur 40 à 50 cm). Cette

description correspond au modèle de base dont l'évolution le long de la pente est marquée par le pâlisement du rouge puis le jaunissement ; passage aux sols dits de transition (SEGUY, 1969), puis enfin, aux sols dits beige. D'après KALOGA (1990) cette évolution de la couleur n'est pas en relation avec une dégradation graduelle de la morphologie de la structure (fig. II.2).

Combinant une approche morphologique et une approche analytique (chimique et minéralogique), KALOGA (1990) bâtit un modèle de dégradation des sols ferrallitiques où la clé de la structure de ces sols est le masquage de l'activité des argiles par des liaisons de surface avec le fer ferrique.

2 SEQUENCE DE VERTISOLS DU FLEUVE SENEGAL

2.1 Les vertisols : rappel bibliographique

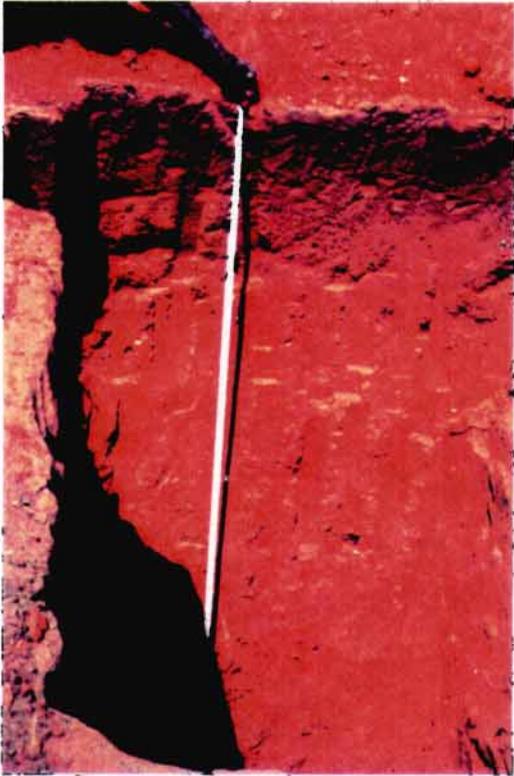
Les vertisols occupent environ 320 millions d'hectares sur l'ensemble du globe, principalement en Inde, au nord de l'Australie, et en Afrique tropicale (DUDAL, 1965 ; WILDING et PUENTES, 1988).

Ce sont des sols essentiellement intrazonaux des zones à climat très contrasté et à saison sèche accentuée (DUCHAUFOR, 1965), mais ils se développent sous une grande variété d'humidité et de température (WILDING et PUENTES, 1988). Ils sont caractérisés par un comportement et une structuration spécifiques, induits essentiellement par la nature minéralogique des argiles.

2.1.1 Propriétés des vertisols

Ces sols sont composés principalement d'argiles gonflantes de type smectite, et présentent les propriétés suivantes (CPCS, 1967) :

- une capacité de gonflement-retrait très importante ;
- une capacité d'échange élevée de 40 à 100 meq/100 g de terre ;
- de faibles teneurs en matière organique, de l'ordre de 1 à 2%.
- Ils sont caractérisés également par l'existence fréquente de nodules millimétriques provenant de la concentration d'éléments solubles (sulfate et carbonate).



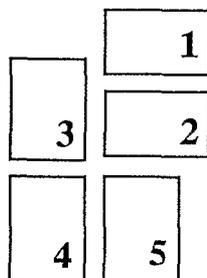


Planche photographique I :
TOPOSEQUENCE DE YABONE (Basse-Casamance)

Photo 1 : vue générale (premier plan : amont ; arrière plan : aval)

Photo 2 : échantillons de sols non remaniés

(Les numéros correspondent aux différents profils de la toposéquence)

Photo 3 : profil de sol ferrallitique rouge "amont" (cliché B. KALOGA)

Photo 4 : profil de sol ferrallitique rouge pâle (cliché B. KALOGA)

Photo 5 : profil de sol ferrugineux beige (cliché B. KALOGA)

Ces sols sont généralement de couleur noir ou gris-olive, la couleur est en relation avec la nature de la matière organique (BONNEAU et SOUCHIER, 1979) et la complexation des colloïdes organiques avec les smectites (WILDING et PUENTES, 1988). Les alternances de dessiccation et d'humectation des argiles créent une pédoturbation mécanique intense, provoquant un brassage des constituants et ainsi l'homogénéisation du profil granulométrique. Cette dynamique structurale du sol se traduit par un glissement des tranches de sol les unes sur les autres, selon des faces plus ou moins obliques, larges, parfois conchoïdales, luisantes et plus ou moins striées (KALOGA, 1966). Ces surfaces de friction (ou "slickensides" (WILDING et TESSIER, 1988)) définissent quelquefois une structure rhomboédrique, également appelée structure en coins, ou parallélépipédique, en plaquettes obliques ou encore structure "sphénoclodique" (BEAUDOU, 1988).

La porosité des vertisols est fondamentalement bimodale avec une macroporosité fissurale très développée en saison sèche, fortement perméable, contrastant avec les massifs compacts à très faible conductivité hydraulique (BLAKE et al., 1973 ; JAILLARD et CABIDOUCHE, 1984 ; HOOGMOED et BOUMA, 1980 ; BOUMA et al., 1980 ; BOUMA et LOVEDAY, 1988).

Les vertisols sont souvent associés à un micro-modélé mamelonné de type gilgaï. Mais ce modelé n'est pas spécifique des vertisols : en Nouvelle-Calédonie PODWOJEWSKI (1988) note l'inexistence de ce micro-modélé, tandis que d'autres auteurs (e.g. HALLSWORTH et BECKMAN, 1969 ; KNIGHT, 1980) décrivent des gilgaïs associés à des sols non vertiques. Le microrelief gilgaï induit un fonctionnement hydrique particulier du sol : il joue un rôle capital en canalisant l'eau par microruissellement vers les dépressions au détriment des monticules et conduit à une forte hétérogénéité des teneurs en eau dans un profil de vertisol (JAILLARD et CABIDOUCHE, 1984).

Les vertisols comptent parmi les sols les plus fertiles des régions tropicales sèches, mais sont souvent peu utilisés (WILDING et PUENTES, 1988). En effet les propriétés chimiques sont très favorables, mais les propriétés physiques, par contre sont moins bonnes. La forte capacité de rétention en eau leur permet de compenser les effets d'une pluviosité faible et erratique des zones semi-arides (SWINDALE, 1988). Cependant, le travail du sol s'avère difficile, d'autant plus qu'en saison sèche les fentes de retrait assèchent le profil profondément, le rendant très compact, alors qu'en saison humide les fentes se referment et le profil devient asphyxiant (DUCHAUFOR, 1965 ; WILDING et PUENTES, 1988). Compte tenu de ces caractéristiques, l'exploitation traditionnelle de ces sols est caractérisée par une mise en culture dite de contre-saison, l'installation de la culture s'effectuant en fin de saison de pluies (MASSE, 1992).

2.1.2 Classification des vertisols

Les auteurs français ont distingué deux types principaux de vertisols en fonction de leur position topographique (C.P.C.S, 1967) :

- les vertisols topomorphes ou topovertisols formés essentiellement dans des cuvettes et des bas fonds mal drainés. Ces vertisols sont classés comme vertisols à drainage externe nul ou réduit.
- les vertisols lithomorphes ou lithovertisols se développant sur des interfluves plats et des pentes très faibles et longues. Ces vertisols sont classés comme vertisols à drainage externe possible.

La Soil Taxonomy (SOIL SURVEY STAFF, 1975) ne reconnaît pas cette différenciation.

Les premiers systèmes de classification des vertisols tentent d'utiliser les propriétés structurales de ces sols (taille, forme des fissure..), mais l'influence de l'humidité de ces sols sur leur morphologie rendra caduque ces classifications. En effet la taille, la forme et la consistance des éléments structuraux sont étroitement liées au degré d'humidité de l'horizon (DUDAL et ESWARAN, 1988).

En définitive, deux seuls sous-groupes seront reconnus : les sols noirs ou vertisols foncés dénommés "Pell group" par les anglo-saxons et les sols plus bruns ou rougeâtres correspondant aux sols chromiques ("Chrom group") (DUCHAUFOR, 1965 ; WILDING et PUENTES, 1988).

Cependant, d'autres caractères des vertisols ont été proposés pour distinguer des sous-groupes : ce sont des critères chimiques qui sont retenus. Ainsi, en Nouvelle-Calédonie PODWOJEWSKI (1988) regroupe trois ensembles : les vertisols calci-magnésiens, les vertisols hyper-magnésiens, et les vertisols sodiques à acides.

Par rapport aux sols ferrallitiques précédemment décrits, les vertisols correspondent également à une gamme de sols bien représentés dans le monde intertropical, mais dont le cortège minéralogique et les propriétés physiques en font des sols beaucoup plus réactifs.

Dans ce travail nous nous intéresserons à l'identification et à la caractérisation des éléments structuraux naturels de ces sols et à leur implication en terme de fonctionnement physique du sol. En raison de la présence d'un gradient de salinité dans les sols de la cuvette étudiée, nous rappellerons, dans le paragraphe suivant, l'influence de la salinité sur la morphologie et le comportement des vertisols.

2.2 Influence de la salinité sur la morphologie et le comportement des vertisols : rappel bibliographique

WILDING et TESSIER (1988) analysent les propriétés des vertisols et dénombrent l'ensemble des facteurs influençant leur dynamique structurale. Ce sont :

- les conditions physico-chimiques : la structure et la minéralogie de l'argile, les cations échangeables, la concentration et la nature des électrolytes, la teneur en argile, la surface spécifique des argiles ;
- l'histoire hydrique ;
- et les contraintes externes : la géomorphologie et topographie, la végétation, et enfin les aménagements.

Pour ces auteurs, la garniture cationique des argiles, la concentration et la nature des électrolytes en solution sont des paramètres essentiels qui contrôlent la capacité de gonflement de ces sols et ses conséquences morphologiques. Ces paramètres peuvent être analysés en évaluant le pourcentage de sodium présent sur le complexe d'échange (E.S.P.), et le taux d'adsorption de sodium (S.A.R.), associés à des mesures de conductivité.

$$\text{ESP} = (\text{Na éch.} * 100) / \text{CEC en meq/100g} ; \text{SAR} = \text{Na} / ((\text{Ca} + \text{Mg})/2) \text{ en meq/l}$$

D'après LITTLE et al. (1992), le S.A.R. n'est pas un bon prédicateur de structure en raison de l'indépendance de la contribution des cations Ca et Mg.

Les sols salés sont dénommés salsodiques par la CPCS (1967). Ce terme rend compte des deux principales manifestations de la salinité, à savoir la présence de sels solubles en quantités importantes dans la solution du sol et également l'importance du sodium sur le complexe d'échange.

Le phénomène de sodisation est un enrichissement en sodium du complexe d'échange. La rétention en eau et la conductivité hydraulique des sols riches en kaolinite sont peu influencées par de fortes concentrations en Na, alors que ceux riches en argiles expansibles montrent de grandes variations (HALITIM, 1985).

Certains auteurs s'accordent sur un ESP limite à partir duquel le sol est considéré comme sodique : un ESP > 10-15 % est proposé par l'U.S. Salinity Staff, 1954 et adopté sur le plan international (C.P.C.S., 1967 ; USDA, 1975). Cette limite n'est pas acceptée par tous car elle varie en fonction du type de sol (e.g. QUIRK et SCHOFIELD, 1955). Par exemple, pour la plupart des sols Australiens, à partir de 6-7 % de sodium dans le complexe d'échange, le sol est considéré comme sodique (RENGASAMY et OLSSON, 1991).

La structure du sol reste de type fragmentaire lorsque le pH demeure inférieur à 8,8 : l'horizon est dit sodique. Par contre, un horizon sera dit alcalin, lorsque le pH dépasse 8,8, la structure devient alors très instable et les argiles se dispersent aisément au contact de l'eau (CHEVERRY, 1974). Pour HALITIM (1985) un seuil de l' E.S.P. autour de 10% se justifie en raison de son influence sur le comportement du sol (gonflement, conductivité hydraulique), d'autant plus que dans les sols salés ou appelés à être irrigués avec des eaux salées, la perméabilité est un facteur essentiel.

De nombreux auteurs ont analysé les interactions entre les conditions salines (cations échangeables, concentrations en électrolytes..) et l'organisation et le comportement hydrique des matériaux (REEVE et al., 1980 ; KEREN et al., 1980 ; TESSIER, 1984 ; HALITIM, 1985 ; LIMA et al., 1990 ; DEXTER et CHAN, 1991 ; ZHAO et al., 1991 ; MALICK et al., 1992).

En ce qui concerne le rôle des différents cations, l'ensemble des auteurs s'accorde sur les effets défavorables de Na et favorables de Ca sur les propriétés physiques du sol. La présence de sodium entraîne une baisse de la perméabilité et donc de la conductivité hydraulique (QUIRK et SCHOFIELD, 1955 ; SERVANT, 1975 ; HALITIM et al., 1984), et une dégradation de la structure qui acquiert une forte compacité (McGARRY et CHAN, 1984). Les effets du sodium sur la dégradation des sols peuvent être tamponnés, non seulement par une solution saline concentrée, mais aussi par les actions du gypse ($\text{CaSO}_4, 2\text{H}_2\text{O}$) et de la calcite (CaCO_3) (HALITIM, 1985). Pour DUFEY et BANIN (1979) les propriétés des sols et des argiles sont peu affectées aussi longtemps que 60 à 70% des sites d'échange sont saturés par des ions Ca.

Le rôle du cation Mg est controversé. Tandis que pour certains auteurs, ce cation cause une dégradation de la structure entraînant la baisse de la conductivité hydraulique (e.g. ABDERRAHMAN et ROWELL, 1979), d'autres auteurs (US LABORATORY STAFF, 1954 ; SERVANT, 1975 ; HALITIM et al., 1984) considèrent que Mg, de la même façon que Ca, a un effet bénéfique sur les propriétés physiques du sol. D'autres encore qualifient son rôle comme intermédiaire entre Ca et Na (DAOUD, 1983), ou plutôt comme neutre ou favorable au cation dominant (AZIB, 1991).

Ces analyses ont fait essentiellement l'objet d'études expérimentales en laboratoire sur des matériaux homogènes et dans des conditions précises hydriques et chimiques. Peu d'auteurs se sont consacrés à l'étude du comportement et à l'évaluation des caractères morphologiques des sols argileux : on peut noter cependant, par exemple la thèse d'AZIB (1991), sur les sols argileux salés d'origine sédimentaire de l'ouest de la France, les travaux de KALOGA (1966) sur des vertisols du Burkina Faso, les travaux de REEVE et al. (1980) sur des sols argileux gonflants en Angleterre, de McINTYRE (1979), LITTLE et al. (1992) en Australie, et ceux encore de LIMA et GRISMER (1992) en Californie.

2.3 Présentation de la cuvette de NIANGA et du site sélectionné

2.3.1 Site et environnement de la cuvette de NIANGA

2.3.1.1 Localisation géographique

La cuvette de NIANGA se situe à environ 200 km à l'est de la côte atlantique, dans la moyenne vallée du Fleuve Sénégal (fig. II.3). La cuvette s'étend au sud de PODOR ($16^{\circ}39'N-14^{\circ}58'W$), sur la rive gauche du Sénégal, sur une zone comprise entre un bras du Sénégal : le Doué, au nord et le marigot du N'Galenka au sud.

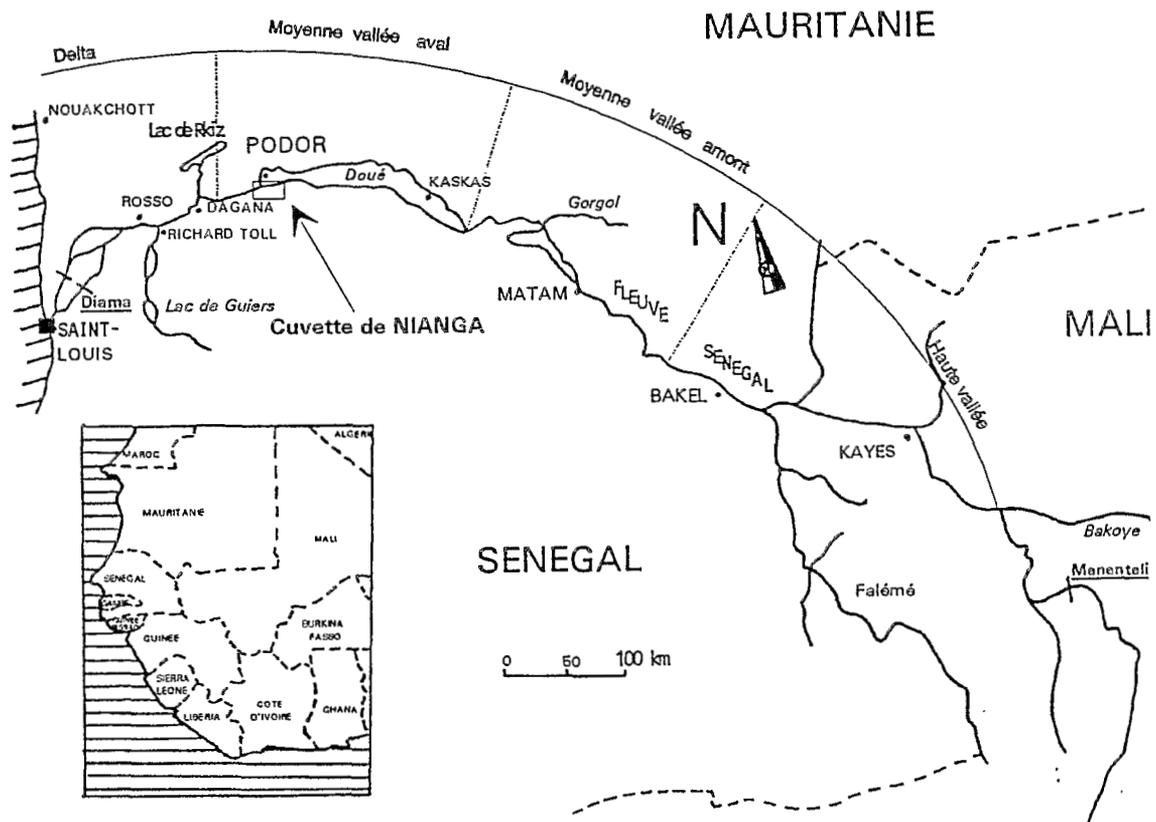


Figure II.3 :
Situation géographique de la cuvette de NIANGA.

2.3.1.2 Climat

Le climat est de type sahélien, caractérisé par une saison sèche très marquée, d'octobre à juillet (pluviosité d'environ 200 mm en 1992). Ce climat par sa rigueur, ses vents chauds et secs saisonniers (harmattan), accélère les processus d'évaporation et d'évapotranspiration de ces sols (BADO, 1975).

2.3.1.3 Géomorphologie

Le relief du secteur est très légèrement ondulé et composé de (MICHEL, 1973) :

- levées alluviales étagées, anciens bourrelets de berge bordant le fleuve ;
- deltas de rupture de ces levées ;
- cuvettes de décantation, parties basses du système des levées.

Les cuvettes de décantation reposent entre 3 et 5 m au-dessus du niveau de la mer.

Une classification des états de surface de la cuvette de NIANGA à partir d'une image SPOT a permis de délimiter les principales unités géomorphologiques et hydro-pédologiques (SEGUIE et al., 1990). On distingue de grandes cuvettes de décantation (cuvette de NIANGA : 20000 ha) et des sous-cuvettes correspondant à des sous-ensembles géomorphologiques et c'est à cette échelle que nous nous proposons de travailler (cuvette de DIAWARA : 200 ha) (fig. II.4).

2.3.1.4 Les sols

Les sols de la moyenne vallée alluviale du fleuve Sénégal sont essentiellement des dépôts sableux à limoneux dans les levées (bord de cuvette) et des sols lourds à argiles gonflantes (dans les cuvettes).

2.3.1.5 Mise en valeur de la cuvette de NIANGA

La cuvette de NIANGA a la particularité d'avoir été défrichée depuis 1974, puis endiguée et aménagée sur certains secteurs, par la SAED (Société pour l'Aménagement et l'Exploitation du Delta et de la Vallée du Fleuve Sénégal). Récemment, la prise en charge par le secteur privé et les organisations paysannes, des aménagements hydro-agricoles a permis d'accélérer la mise en irrigation d'une partie de la cuvette en vue de l'implantation de cultures maraîchères (tomates, oignons..) et rizicoles (planche II : photo 4).

2.3.2 Caractéristiques de la (sous-)cuvette de DIAWARA

Nous avons choisi de sélectionner une petite cuvette de décantation (la cuvette de DIAWARA), composée essentiellement de vertisols dont la nature texturale, minéralogique et organique, pouvait être considérée comme relativement homogène.

Pour cela nous nous sommes basés sur la classification des états de surface de la cuvette de NIANGA (SEGUIS et al., 1990) et sur les travaux cartographiques de BRAUDEAU (1978).

2.3.2.1 Site et environnement de la cuvette de DIAWARA

La cuvette de DIAWARA s'insère entre des petites levées fluvio-deltaïques (limoneuses) et les hautes levées de berges du DOUE, et est encadrée au sud et à l'ouest par le marigot du DIOSSOROL. Elle se situe à l'ouest de la route Guede-Podor au niveau du km 14, près du village de DIAWARA et couvre une surface d'environ 200 ha (fig. II. 4 et II.5).

La couverture argileuse épouse la forme du dépôt sableux nouakchottien (matériaux fluvio-deltaïques datant de la dernière transgression marine (5500 B.P.) (MICHEL, 1973)), avec une épaisseur variant de 2 m environ dans les fonds de cuvette à 30 cm sur les bords. La cuvette est une ancienne forêt composée d'Acacia Nilotica qui, après défrichement, a été en partie cultivée avec du sorgho. Ces sols argileux portent le nom local Haalpullar de "Hollaldé".

2.3.2.2 Les sols de la cuvette de DIAWARA

La cuvette présente les caractères propres à la vertisolisation. Les vertisols sont topomorphes, le micro-modélé est bosselé, composé de gilgäi, et de chenaux anastomosés.

La végétation est très peu développée, constituée par quelques touffes buissonneuses d'acacias, d'herbes et de Calotropis sur les bords non salés de la cuvette.

BRAUDEAU (1978) réalise une carte pédologique au 1/15 000 d'une partie de la cuvette de NIANGA. Dans la cuvette de DIAWARA, il distingue six unités pédologiques différentes :

- en bordure de la cuvette : des sols hydromorphes à pseudogley d'ensemble, et des sols peu évolués d'apport alluvial ;
- en position intermédiaire : des vertisols vertiques hydromorphes à redistribution de gypse et/ou calcaire ;
- dans la cuvette : des vertisols modaux présentant trois faciès différents en profondeur :
 - * faciès salé, à chlorures ;
 - * faciès salé, à complexe sodique et à chlorures ;
 - * faciès hydromorphe, à redistribution de gypse et/ou calcaire.

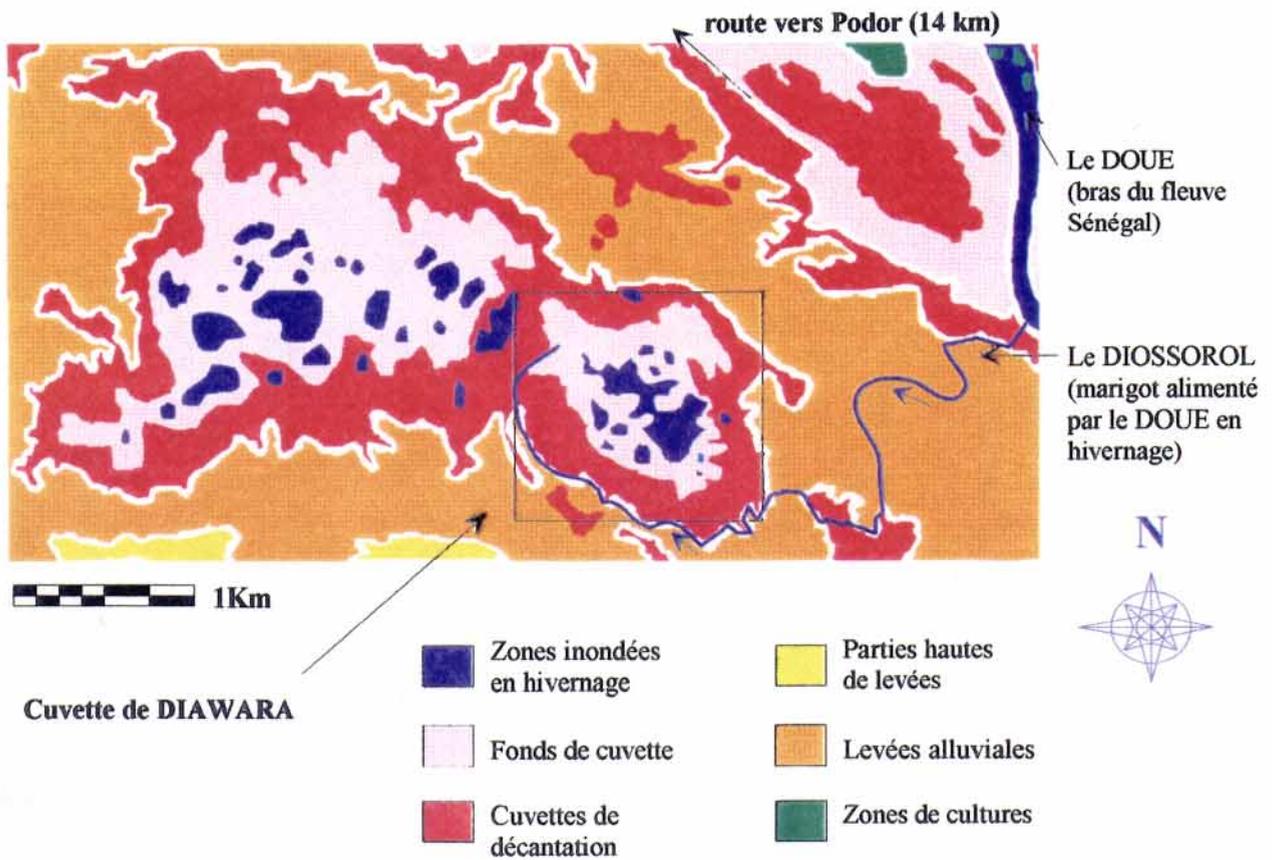
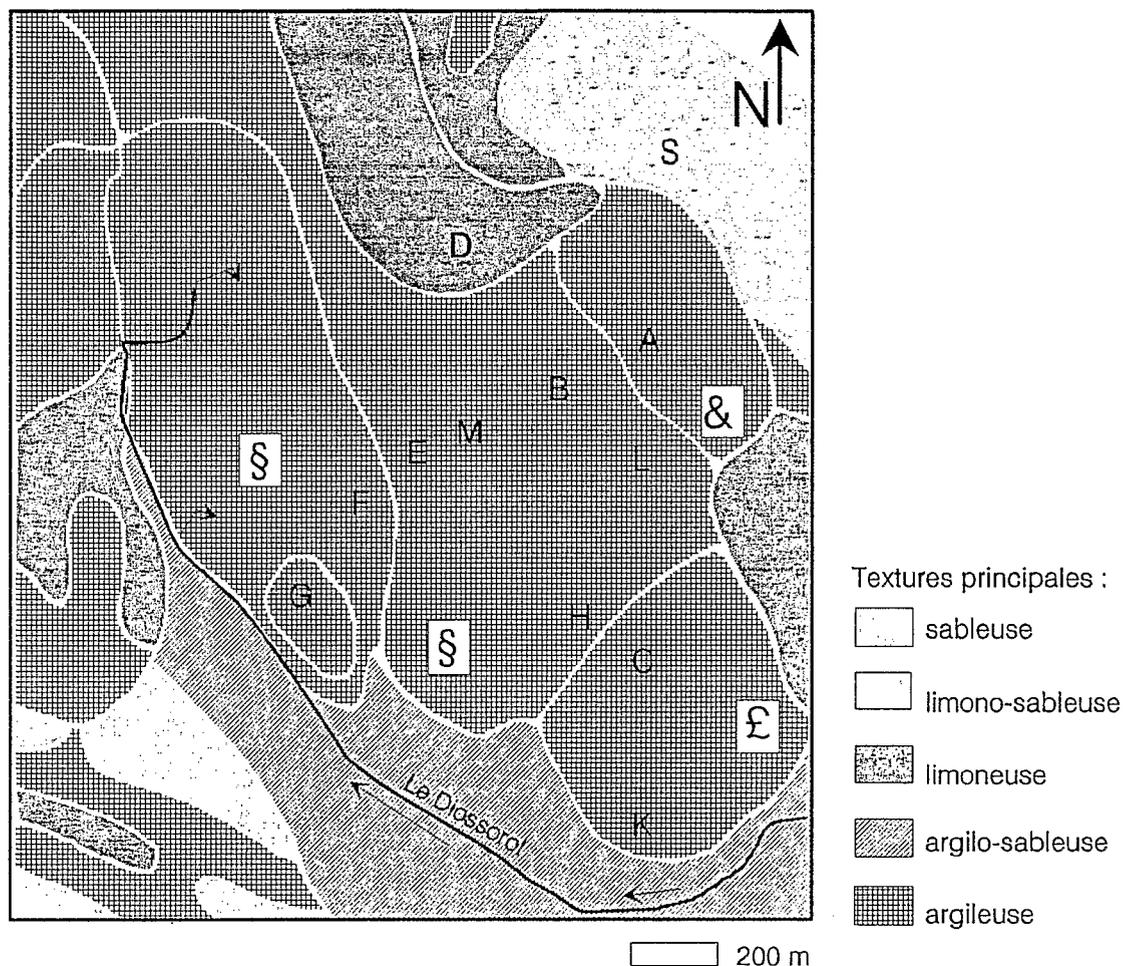


Figure II.4 :
Extrait de l'image SPOT de la cuvette de NIANGA (hivernage 1990) ;
classification des états de surface (d'après SEGUIS et al., 1990).



Sols hydromorphes minéraux ou peu humifères à pseudogley d'ensemble

Sols peu évolués d'origine non climatique, d'apport alluvial

Vertisols à drainage externe nul ou réduit, à structure anguleuse

Faciès :

§ faciès à redistribution de gypse et/ou calcaire en profondeur

& salé en profondeur à chlorures

£ salé en profondeur à complexes sodiques, sulfatés et à chlorures

Figure II.5 :

Carte pédologique de la cuvette de DIAWARA (d'après BRAUDEAU, 1978) ; localisation des profils de sol étudiés.

2.3.2.3 La salinité des sols

Pour compléter et actualiser la carte pédologique, nous avons réalisé une cartographie de la conductivité électromagnétique des vertisols de la cuvette (en mars 1991). Cette carte (fig. II.6) sera utilisée comme élément de diagnostic de la salinité des sols.

Les mesures de conductivité électromagnétique (CEM) ont été réalisées à l'aide de l'appareil décrit par JOB et al. (1987). La conductivimétrie électromagnétique mesure une conductivité apparente globale du sol jusqu'à une profondeur voisine de deux mètres. C'est une mesure non destructrice du sol : elle se réalise en soumettant le sol à un champ magnétique de haute fréquence qui induit des courants d'autant plus intenses que le sol est conducteur (BOIVIN et al., 1988).

Il est à noter cependant que ces mesures sont dépendantes de la teneur en eau du sol, de la température et du type de sol (porosité, texture, minéralogie). Cette technique n'est donc valable que sur une gamme relativement homogène de sols comme semblent être les vertisols de notre cuvette. La comparaison entre humidité du sol (profondeur de l'horizon frais) et conductivité électromagnétique montre que le facteur teneur en eau du sol ne masque pas l'estimation de la salinité de ces sols (fig. II.7).

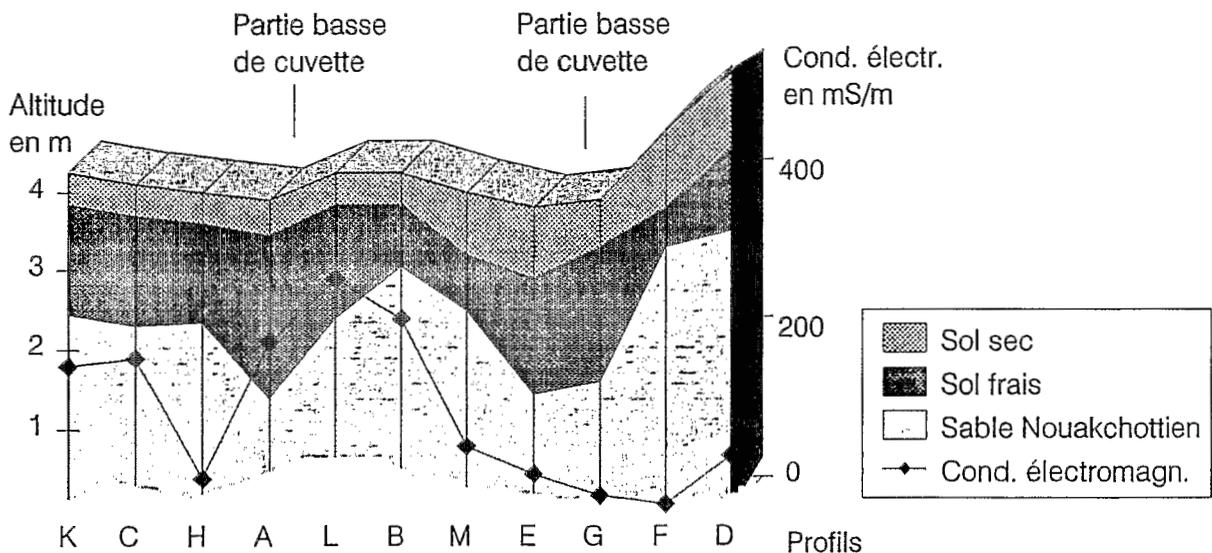
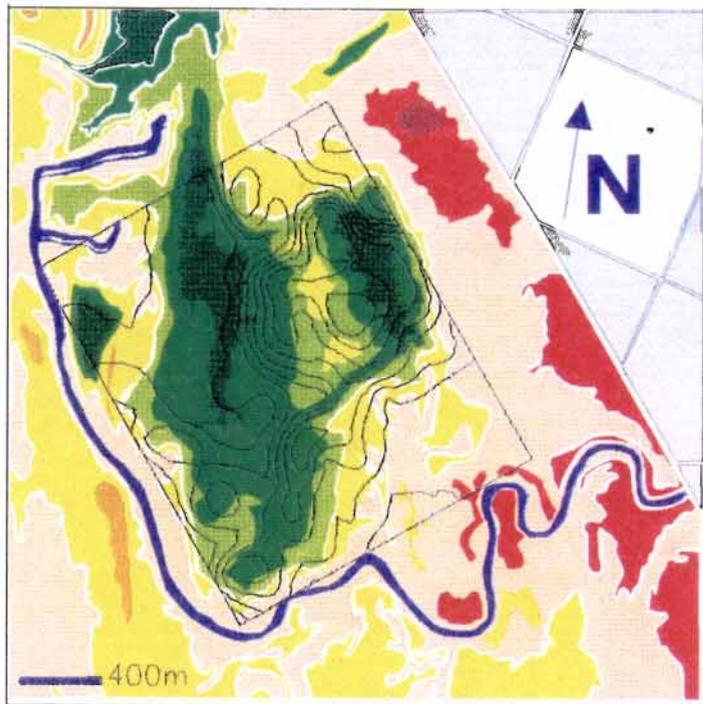
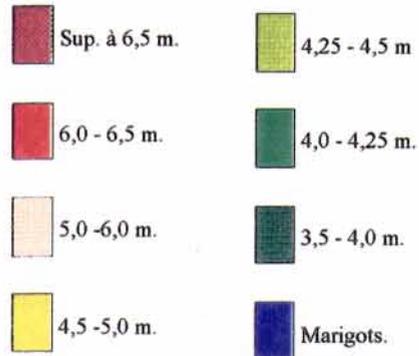


Figure II.7 :

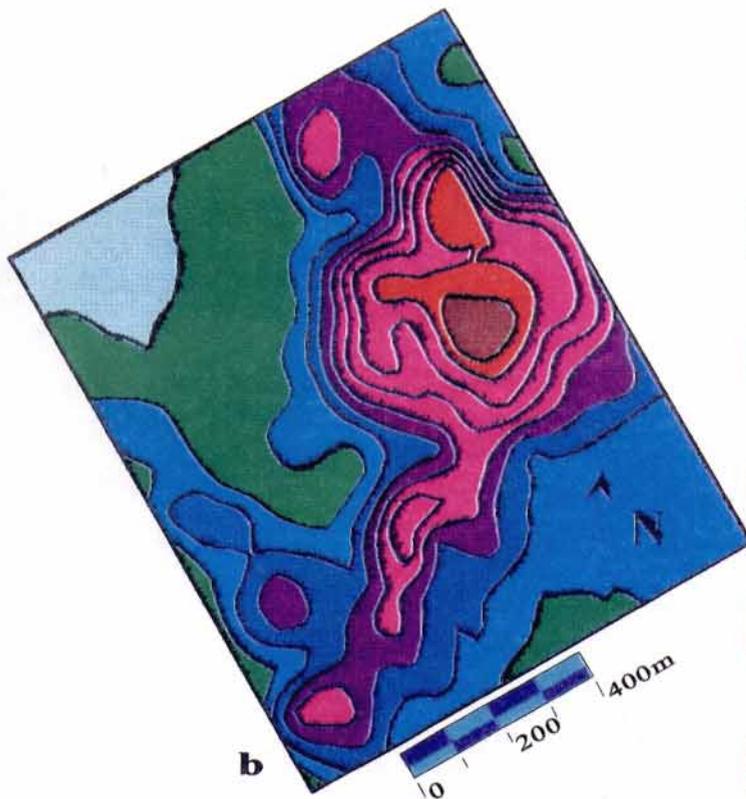
Représentation schématique des profils de sols de la cuvette de DIAWARA. Relation entre l'altitude, l'épaisseur de sol frais, la conductivité électromagnétique, et la profondeur des dépôts sédimentaires (sables Nouakchottien).



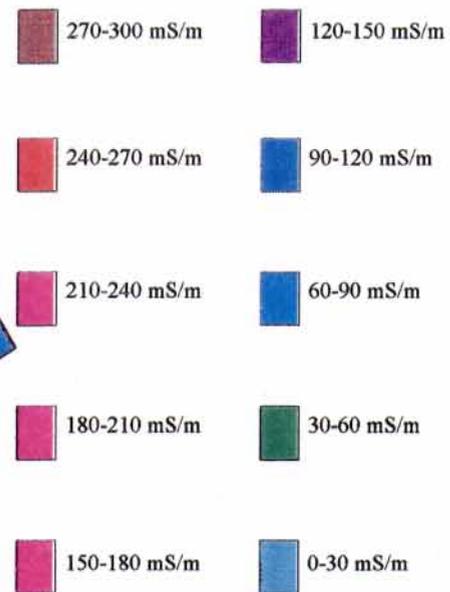
Altitude, par rapport au niveau de la mer, en mètre.



a

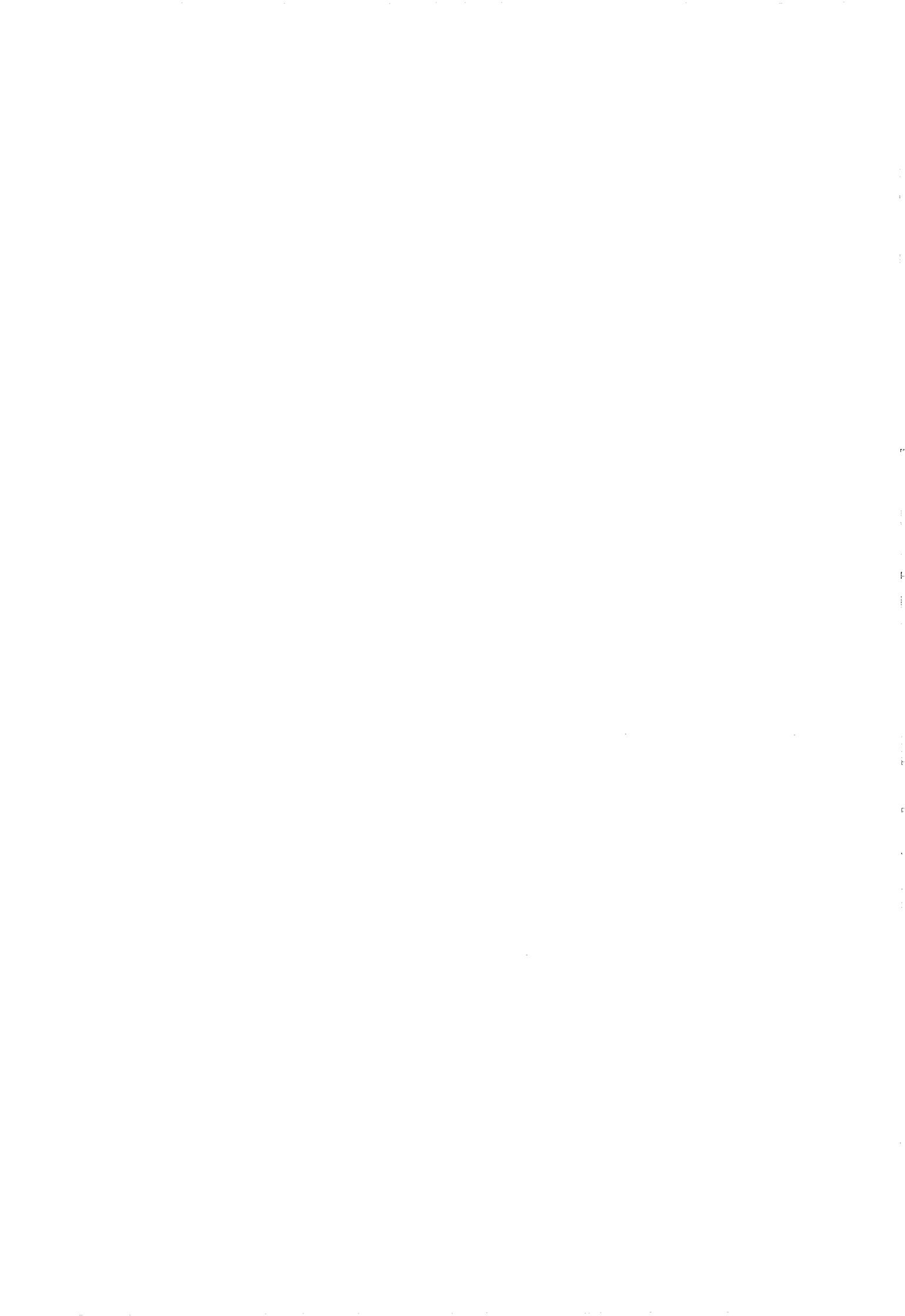


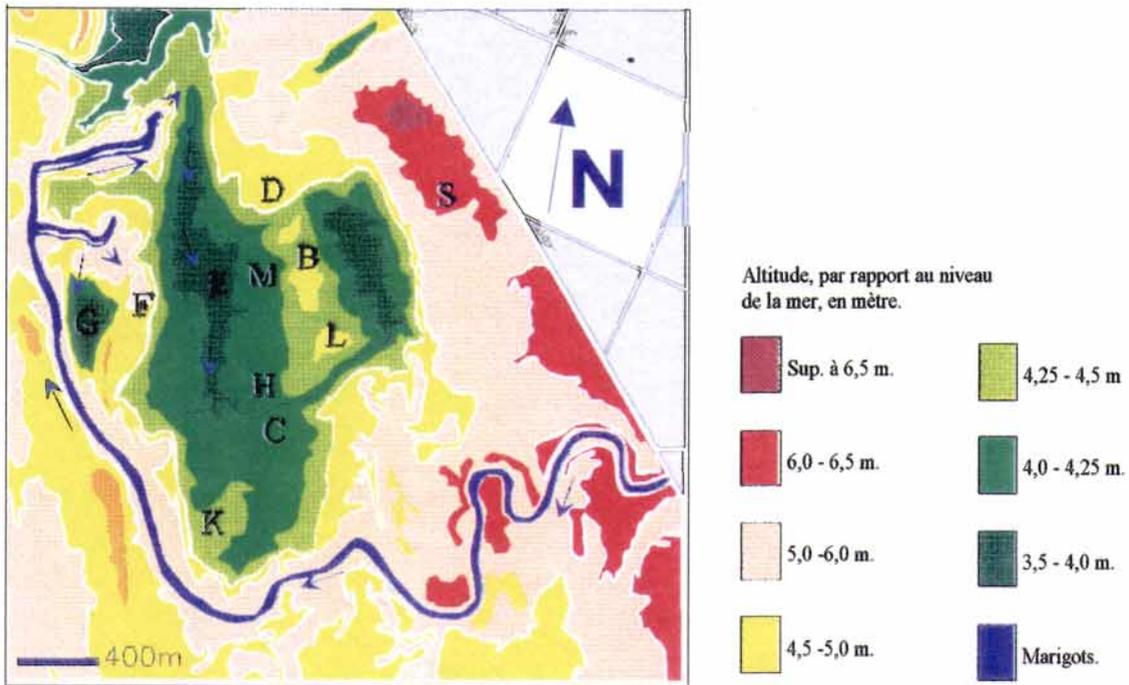
Conductivité électromagnétique en mS/m.



b

Figure II.6 :
Carte hypsométrique et carte de conductivité électromagnétique de la cuvette de DIAWARA (mars 1991).
Carte des isovaleurs de CEM superposée à la carte hypsométrique de la cuvette de DIAWARA (en m) (a) ;
carte des isovaleurs de CEM en mS/m (b).





Le DIOSSOROL

Fonds de cuvette

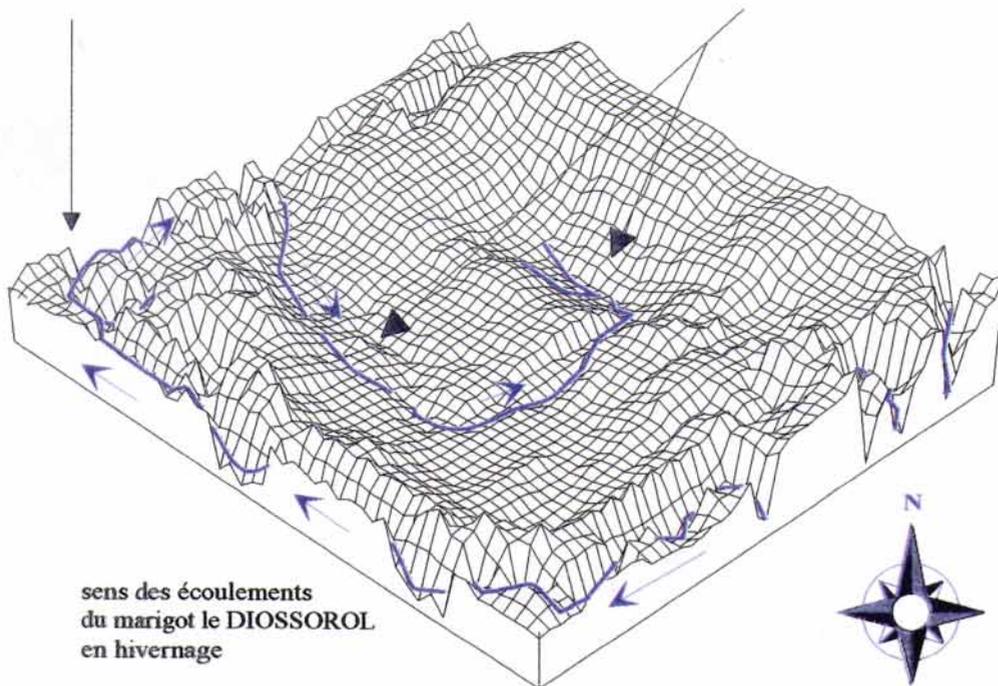


Figure II.8 :
Localisation des profils de sols étudiés, et sens des écoulements d'eaux, en fin d'hivernage, dans la cuvette de DIAWARA.
carte hypsométrique de la cuvette (a) ; bloc diagramme de la cuvette (b).

Les traitements numériques des données, réalisés à partir du logiciel GEOSTAT.PC (BOIVIN, 1988), permettent l'analyse de la variabilité spatiale des données et l'élaboration d'une carte de salinité globale des sols (BOIVIN et al., 1988 ; BOIVIN et al., 1989).

La carte de conductivité électromagnétique révèle l'existence d'un axe de salinité développé nord-sud (100-300 mS/m), la partie ouest de la cuvette ne semblant pas être salée (0-30 mS/m). La salinisation des sols de la cuvette est essentiellement due à la remontée, après la saison des pluies (hivernage), de sels stockés en profondeur. Le débordement, en fin d'hivernage, du DOUE (bras du fleuve Sénégal), provoque l'alimentation en eau du Diossorol, et l'inondation, selon la topographie, d'une partie de la cuvette de DIAWARA. C'est cet approvisionnement en eau, et son écoulement vers le sud, sud-est, de la cuvette, qui semble limiter les possibilités de salinisation de ces sols (fig. II. 8).

Nous avons sélectionné 12 sites d'études dénommés A,B,C,D,E,F,G,H,K,L,M,S (fig. II. 8). Chaque site est représentatif d'un contexte salin spécifique (selon la carte de conductivité électromagnétique et la carte pédologique).

Sur ces 12 sites, deux correspondent à des sols de bords de cuvette : le profil D, de texture argilo-limoneuse est cartographié comme un sol hydromorphe à pseudogley d'ensemble ; le profil S de texture argilo-sableuse est cartographié comme un sol peu évolué d'apport alluvial.

Neuf sites (profil A, B, C, E, G, H, K, L, M) sont des vertisols modaux, et, enfin, un site (profil F), cartographié comme un "vertisol vertique" par BRAUDEAU (1978), présente des caractéristiques intermédiaires avec un horizon de surface limono-argileux et des horizons profonds à caractères vertiques.

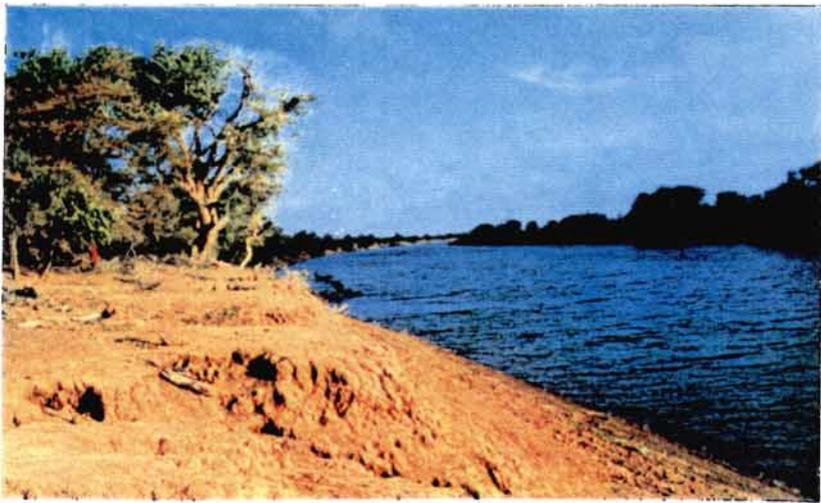
3 CONCLUSIONS

Nous avons sélectionné, et présenté, deux séquences de sols tropicaux :

- une toposéquence de sols ferrallitiques-ferrugineux de Basse-Casamance, où l'on cherchera à établir des relations entre transformations morphologiques, structurales et physico-chimiques ;

- et une séquence de vertisols de la moyenne vallée du fleuve Sénégal, où l'on cherchera, en particulier, à dégager l'effet d'un gradient de salinité sur l'organisation et la dynamique structurale des sols.

Pour analyser ces deux séquences pédologiques, nous nous sommes appuyés sur un ensemble d'outils analytiques que nous présentons dans le chapitre suivant.



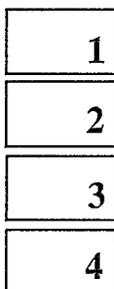


Planche photographique II :
CUVETTE DE NIANGA (Région du Fleuve Sénégal)

Photo 1 : vue générale sur la cuvette de NIANGA
(vue à partir des hautes levées alluviales du sud-est de la cuvette)

Photo 2 : surface d'un vertisol
(cliché. E. BRAUDEAU)

Photo 3 : le DOUE (bras du fleuve Sénégal) en amont des villages de
DIAWARA et DJAMBO "pêcheurs"

Photo 4 : culture maraîchère d'oignons
(culture irriguée aménagée par la SAED) ;
manifestation de la remontée des sels sur la surface des billons

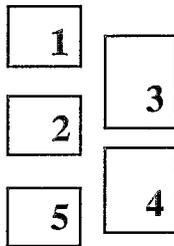


Planche photographique III :
CUVETTE DE DIAWARA (secteur de NIANGA-PODOR)

Photo 1 : surface d'un vertisol (site C)

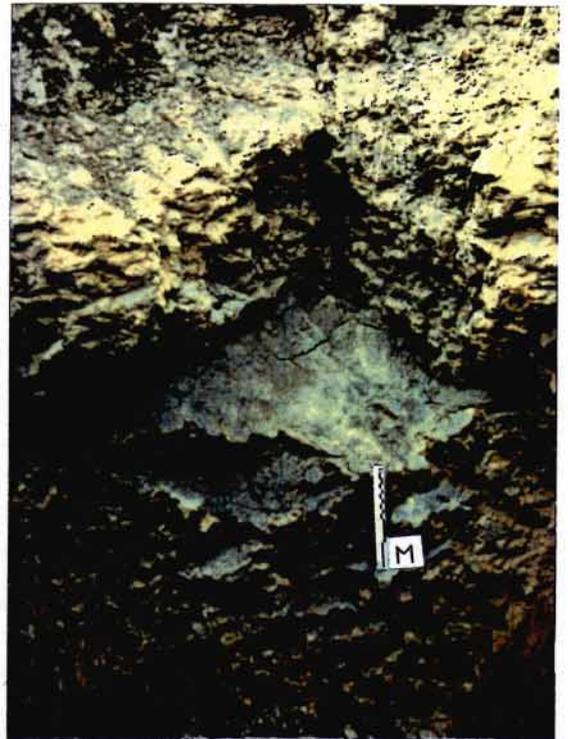
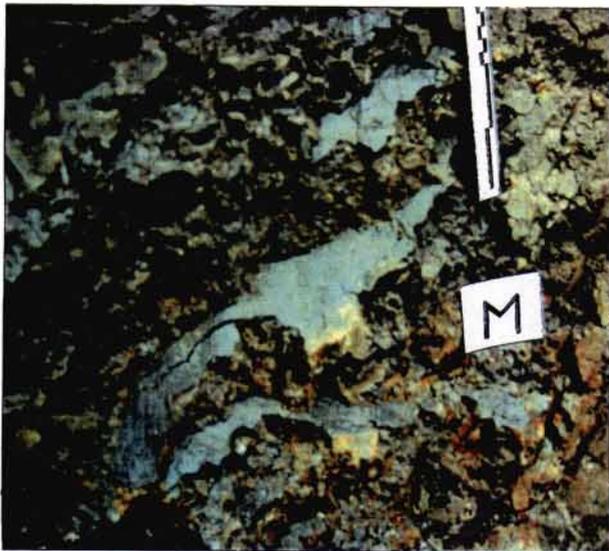
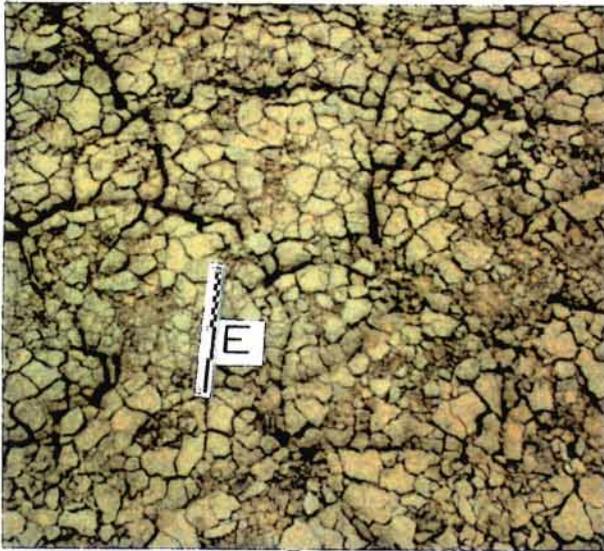
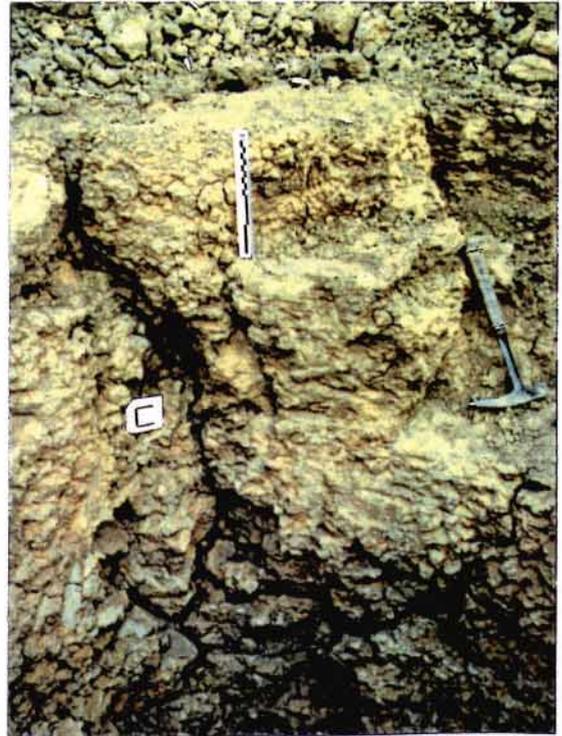
Photo 2 : surface d'un vertisol (site E)

Photo 3 : profil d'un vertisol, horizon supérieur et médian (profil C)

Photo 4 : profil d'un vertisol, horizon médian et profond (profil M)

Photo 5 : profil d'un vertisol, détail des faces de glissement de l'horizon profond

La règle sur les photos a une longueur de 20 cm.



Chapitre III : Méthodes d'étude de la structure à différentes échelles et différents états hydriques

Dans ce chapitre, nous présentons les méthodes que nous avons mises en oeuvre pour caractériser les différents niveaux d'organisation du sol, à différents états hydriques. Pour cela nous avons associé une approche morphologique (micromorphologie, analyse d'images...) et une approche physique (porosimétrie au mercure, analyse des courbes de retraits...).

1 APPROCHE MORPHOLOGIQUE

L'approche morphologique consiste essentiellement à décrire le système poral et la structure du sol. Elle implique des observations à des échelles différentes et fait appel à des techniques complémentaires.

1.1 Description de la microorganisation d'échantillons de sol non remaniés

La description de la microorganisation des horizons de sol nécessite la fabrication de lames minces, à partir d'échantillons de sol non remaniés. Pour analyser ces horizons, à différents états hydriques, il est nécessaire d'éliminer l'eau contenue dans les échantillons, car la présence d'eau rend impossible toute technique d'imprégnation par de la résine. Mais cette déshydratation des échantillons pédologiques ne doit pas modifier leur microorganisation.

Inspiré du dispositif mis en place au laboratoire de science du sol de l'INRA de RENNES et suivant un protocole proche de celui décrit par MORAN et al. (1989) et BOURLET et FIES (1981), nous avons réalisé un montage permettant l'échange eau-acétone en phase vapeur puis en phase liquide, au laboratoire de pédologie de l'ORSTOM à DAKAR.

Le protocole de préparation des échantillons et d'imprégnation est décrit sur la figure III.1 ; il comporte trois étapes :

Dans une première étape, les échantillons de sol sont mis à l'état hydrique désiré. Pour cela les échantillons sont d'abord humectés lentement par capillarité jusqu'à saturation sur une plaque poreuse (environ 24 heures). Les échantillons sont ensuite placés dans l'appareil de RICHARDS (RICHARDS, 1941) et soumis à la pression correspondant à l'état hydrique voulu.

La deuxième étape consiste, dans une enceinte sous vide contrôlé, à humecter lentement l'échantillon de sol, par de l'acétone (échange eau-acétone en phase vapeur : 24 H). Les échantillons de sol sont ensuite immergés lentement dans un bac contenant de l'acétone. L'utilisation d'une pompe péristaltique (30 cc/mn) et de tamis moléculaires de 4 angstroms permet la deshydratation complète du liquide d'imbibition (échange eau-acétone en phase liquide : environ 10 jours).

Enfin la troisième étape consiste en une imprégnation sous vide par une résine polyester (MIEDEMA et al., 1974), à laquelle est ajouté un colorant fluorescent (UVITEX) (48 H sous vide, 4 à 6 semaines de séchage dans une enceinte ventilée).

Les lames minces ont été préparées au laboratoire de pédologie de L'INA PARIS-GRIGNON. Sur ces lames minces, l'ensemble des traits pédologiques sera étudié à quatre échelles d'observation permettant de caractériser quatre niveaux d'organisations emboîtées (pédique, matriciel, textural, et plasmique) correspondant à des échelles de caractérisation de plus en plus fines (BRESSON, 1987).

1.2 Quantification des surfaces porales par analyse d'images

La quantification des surfaces porales par analyse d'images a été réalisée par de nombreux auteurs à partir d'images photographiques (JONGERIUS et al., 1972 ; ISMAIL, 1975 ; BOUMA et al., 1977 ; MURPHY et al., 1977 ; MURPHY et BANFIELD, 1978 ; PAGLIAI et al., 1983 ; MURPHY et KEMP, 1984 ; RINGROASE-VOASE et BULLOCK, 1984 ; RINGROASE-VOASE, 1990 a et b, 1991 ; BARTOLI et al., 1991b). Plus récemment, l'utilisation d'une caméra-vidéo couplée à un ordinateur permet à l'aide du logiciel visilog (NOESIS) l'analyse directe de la porosité à différents grossissements (HALLAIRE, 1991 ; HARTMANN, 1991 ; BRESSON et GUILLORE, 1991).

L'analyse des surfaces porales de lames minces de sol a été réalisée à l'aide de ce logiciel au laboratoire d'hydrophysique de l'ORSTOM BONDY.

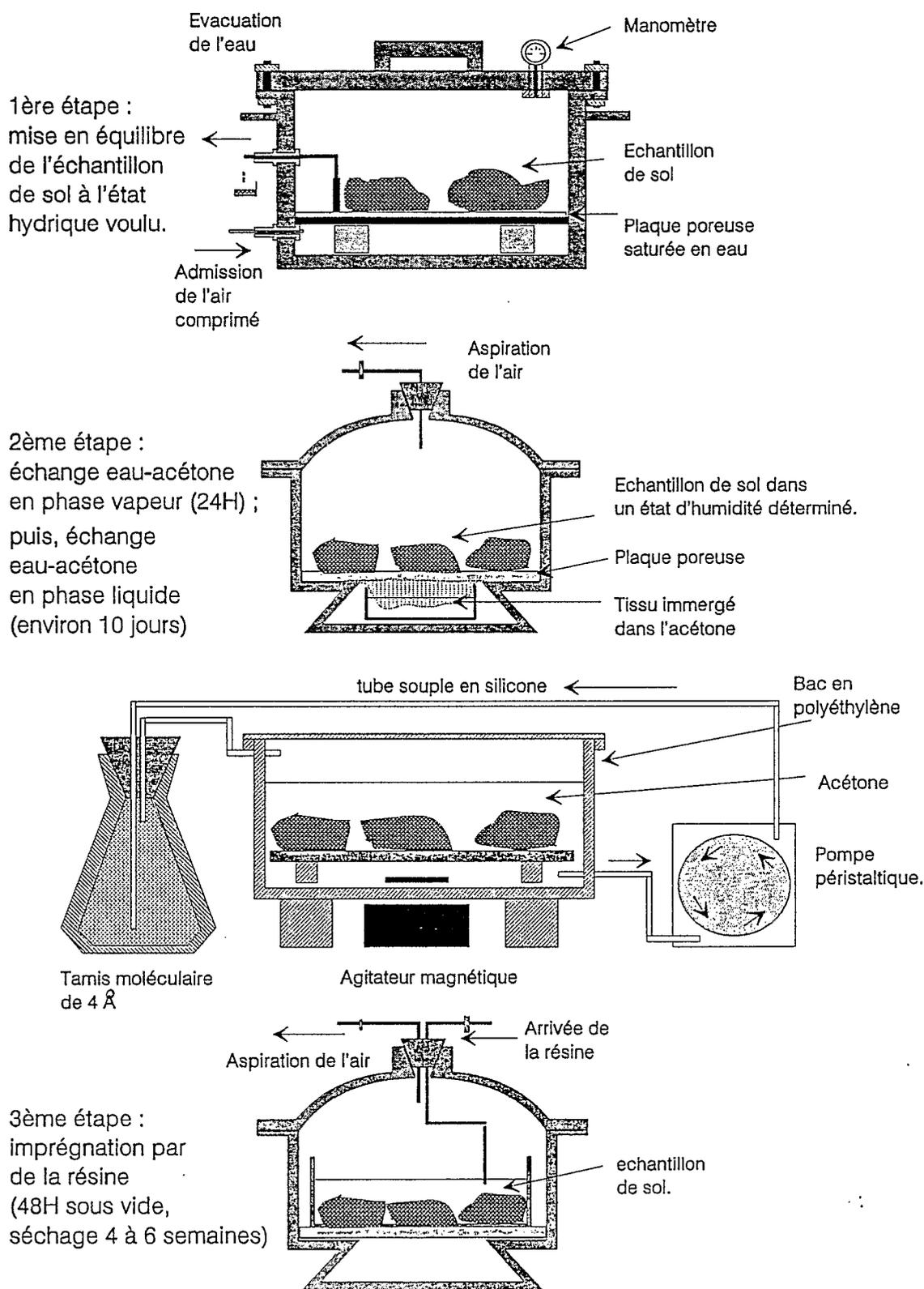


Figure III.1 :

Dispositif permettant l'imprégnation par de la résine, d'échantillons de sol, dans un état d'humidité déterminé.

1.2.1 Rapport d'agrandissement

Deux rapports d'agrandissement ont été retenus pour quantifier les surfaces macro-porales des premiers niveaux d'organisation structurale :

- une caméra vidéo noir et blanc est montée sur un microscope polarisant pour la saisie d'images à fort grossissement : champ d'environ 23 mm² (fig. III.2b) ;

- une caméra est fixée sur un statif à crémaillère et est couplée à un objectif de macro-photo pour la saisie d'images à plus faible grossissement : champ d'environ 600 mm² (fig. III.2a).

Les conditions optimales de saisie et de traitement de l'image ont été discutées par HALLAIRE (1991) et BRESSON et GUILLORE (1991).

1.2.2 Traitement des images

Nous avons travaillé essentiellement sur lame mince en diascopie, et complété les observations en épiscopie à faible grossissement sur lames minces et blocs polis.

Trois opérations préalables sont nécessaires à l'analyse des surfaces porales :

L'image saisie est numérisée sous forme d'une matrice de pixels de 246*256 pixels et visualisée sur un moniteur. Elle est constituée d'environ 62900 pixels prenant différentes teintes de gris (entre 1 (blanc) et 255 (noir)).

L'image numérisée est seuillée. Cette opération qui est destinée à séparer les éléments sélectionnés selon leur teinte de gris, s'est faite par comparaison de l'image du moniteur (en cours de seuillage) avec l'observation directe.

L'image seuillée est "nettoyée". Cette dernière opération correspond à la suppression des éléments, considérés comme parasites (taille inférieure à un certain nombre de pixels), par des opérations d'érosions, ouvertures et reconstructions.

En diascopie, ne disposant pas de lumière ultra-violet, la séparation pore/quartz reste délicate, ceux-ci étant tous deux transparents en lumière naturelle. Pour pouvoir les distinguer, nous avons pris successivement quatre images d'un même champ :

- saisie d'une première image en lumière naturelle ;
- puis saisie successive de trois (au minimum) images en lumière polarisée de telle sorte que les pores soient toujours éteints et les quartz "illuminés" en tournant simultanément le polarisateur et l'analyseur du microscope selon un angle d'environ 0°, 90° et 120°.

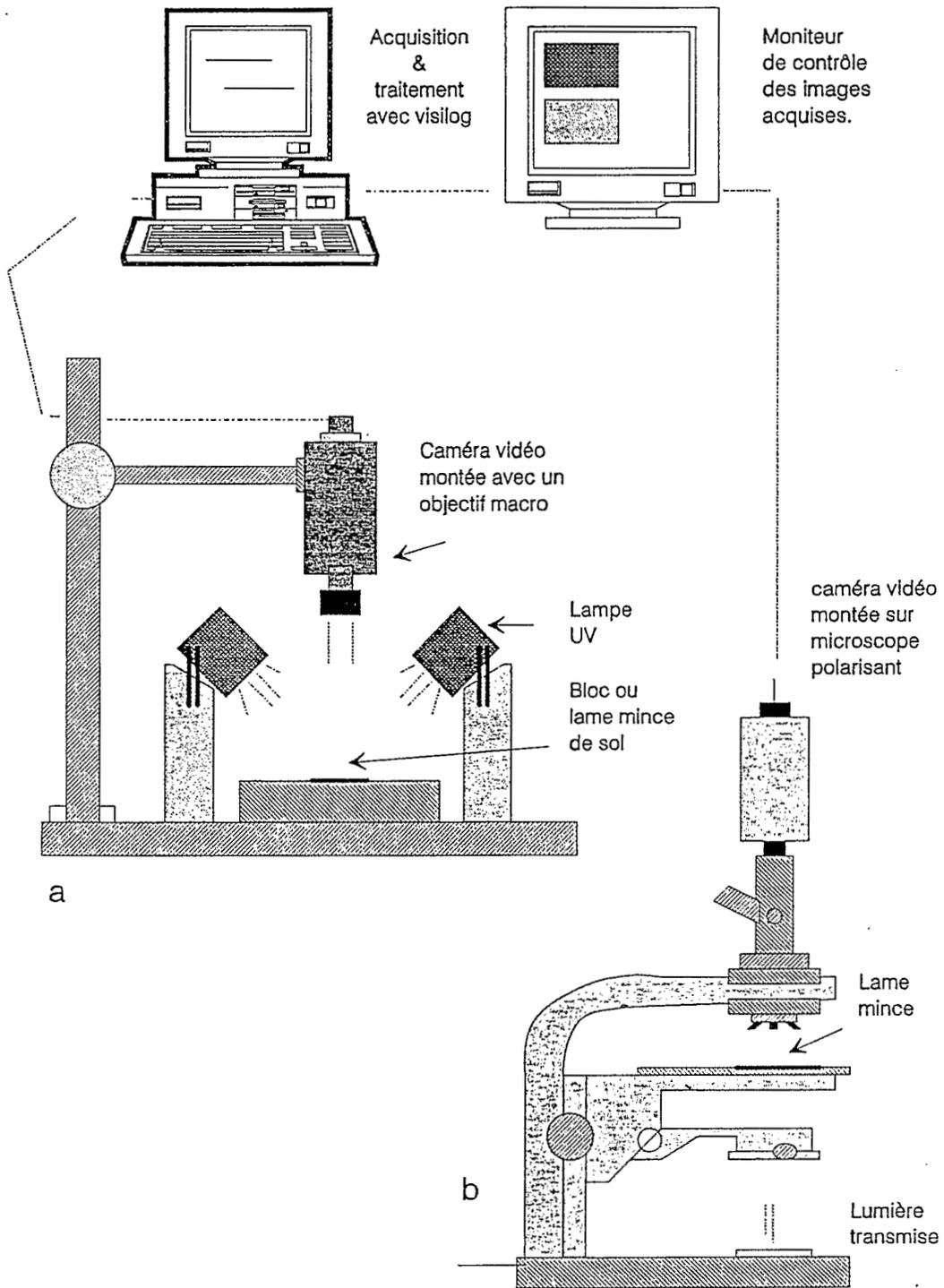


Figure III.2 :

Dispositif permettant la quantification des surfaces porales visibles sur lame mince ou bloc de sol :

- en lumière réfléchie ultra-violet (a) ;
- en lumière transmise sous microscope optique polarisant (b).

Après seuillage et addition des trois images on obtient l'image binaire des quartz seuls. La première image en lumière naturelle est alors masquée par celle des quartz.

On obtient finalement l'image de la surface porale du champ sélectionné. Chaque pore peut être identifié (labélisation) et l'ensemble des données sont analysées, en termes statistiques d'aire porale, de périmètre et d'indice de forme.

1.2.3 Expression des résultats

Les surfaces porales visibles sur lames minces d'échantillons de sol sont le plus souvent des fissures, de formes irrégulières, et interconnectées. La notion de rayon équivalent de pore ne nous semble pas pertinente. Nous avons préféré analyser la distribution de la surface porale et celle du nombre de pores par surface porale, exprimées en mm^2/mm^2 , (ou nombre de pores/ mm^2).

Afin d'apprécier la variabilité des surfaces porales au sein d'une lame mince d'échantillon de sol (5*4 cm), nous avons procédé au traitement de six champs (de 23 mm^2) par lame, en évitant les grandes cavités d'origine biologique.

Ces deux distributions (surface porale et nombre de pores) sont présentées, soit sous forme de courbe cumulative, soit sous forme de courbe dérivée de la précédente, c'est à dire de spectre poral. Le rapport des surfaces porales entre deux classes est constant. Nous avons choisi de prendre une suite géométrique de coefficient $10\sqrt{10}$.

Pour une même surface porale, la forme des pores et le type des pores peuvent être très différents. Le périmètre et l'indice de forme vont nous permettre de quantifier les caractéristiques de ces surfaces porales.

L'estimation du périmètre pose un problème, car celui donné par le logiciel VISILOG est le nombre de pixels du "boundary" (de la périphérie des surfaces porales) : ce nombre varie selon la maille utilisée et dépend de l'orientation de l'objet analysé (BRESSION et GUILLORE, 1991). Il est donc nécessaire de calculer le périmètre en fonction des intercepts à 0, 60 et 120 degrés ($10^\circ, 160^\circ, 1120^\circ$) selon la formule de CROFTON (in BRESSION et GUILLORE, 1991).

Nous avons calculé ce périmètre suivant la formule :

$$P = 0,707 * I_{10^\circ} + 0,866 * I_{160^\circ} + 0,866 * I_{1120^\circ} \text{ pour une maille hexagonale.}$$

Cependant LEFEBVRE et BELLIER (Com. pers.) estiment que cette formule est erronée et que l'estimation selon une maille carrée prenant en compte l'ensemble des intercepts serait meilleure. De plus, il semble qu'avec le matériel utilisé au laboratoire d'hydrophysique de l'ORSTOM à BONDY, les pixels (CCD) sont rectangulaires et ont un rapport longueur/largeur voisin de 1,345 (LEFEBVRE et BELLIER, Com. pers.), plus petit qu'au laboratoire de l'INRA PARIS-GRIGNON : 1,414 (BRESSON et GUILLORE, 1991) ; le périmètre que nous avons calculé serait alors surestimé. Cependant, l'erreur ainsi commise est négligeable dans la mesure où nous cherchons uniquement à discriminer les vides cavitaires (formes proche d'un cercle) par rapport aux vides formés par les fissures interconnectées (formes digitées).

Une appréciation de la forme des surfaces porales peut être obtenue à partir de leur surface (Aire) A et du périmètre P (HARTMANN, 1991).

Cet indice P^2/A est simplifié en le multipliant par un facteur correctif, tel que la valeur de cet indice pour un cercle parfait soit égale à 1.

Soit I cet indice on a : $I = P^2 / 4 \cdot \pi \cdot A$

Plus la forme des pores s'éloigne d'un cercle, plus l'indice sera élevé.

2 APPROCHE PHYSIQUE

2.1 Porosimétrie au mercure

La méthodologie, l'expression et la validité des résultats ont été décrites par de nombreux auteurs (VACHIER et al., 1979 ; DELAGE, 1979 ; PELLERIN, 1980 ; GRIMALDI, 1981 ; VAN OORT, 1984 ; BRUAND, 1985 ; OLSON et ZOBECK, 1989).

Rappelons seulement que la méthode consiste à mesurer le volume de mercure introduit, par pressions croissantes, dans des fragments d'environ 1 cm³ de sols déshydratés et placés sous vide. Cette mesure permet d'estimer le diamètre de constriction des pores en utilisant la loi de JURIN, établie pour des capillaires de forme simple (cylindrique ou planaire). On détermine, ainsi, le spectre poral : la distribution du volume poral en fonction du rayon équivalent des pores (de 3.75 nm à 100 μm environ).

Les mesures ont été effectuées au centre ORSTOM de Cayenne avec un porosimètre de type CARLO-ERBA 2000 (GRIMALDI et BOULET, 1990).

2.2 Analyse des courbes de retrait

La courbe de retrait d'un échantillon de sol correspond à la variation de son volume en fonction de sa teneur en eau.

2.2.1 Rappel bibliographique

Dès 1923, HAINES, sur des pâtes argileuses, distingue trois phases de retrait qu'il qualifie de "normal", "residual", et "no shrinkage". Le retrait normal correspond à une diminution de volume égale à la perte d'eau. La phase résiduelle débute avec l'entrée d'air dans l'argile, la diminution du volume de sol devient alors plus petite que la perte en eau et finit par s'annuler alors que la déshydratation se poursuit.

La distinction de phases successives a été largement confirmée. Sur des agrégats naturels de sol, à la suite des travaux de LAURITZEN (1941), STIRK (1954) définit quatre phases de retrait : retrait structural, retrait normal, retrait résiduel, pas de retrait. REEVE et HALL (1978) confirment l'existence des quatre premières phases décrites par STIRK (1954), sur des échantillons de sols alluviaux argileux et montrent l'importance de la relation entre la première phase dite de retrait structural et les propriétés agronomiques des sols (fig. III.3).

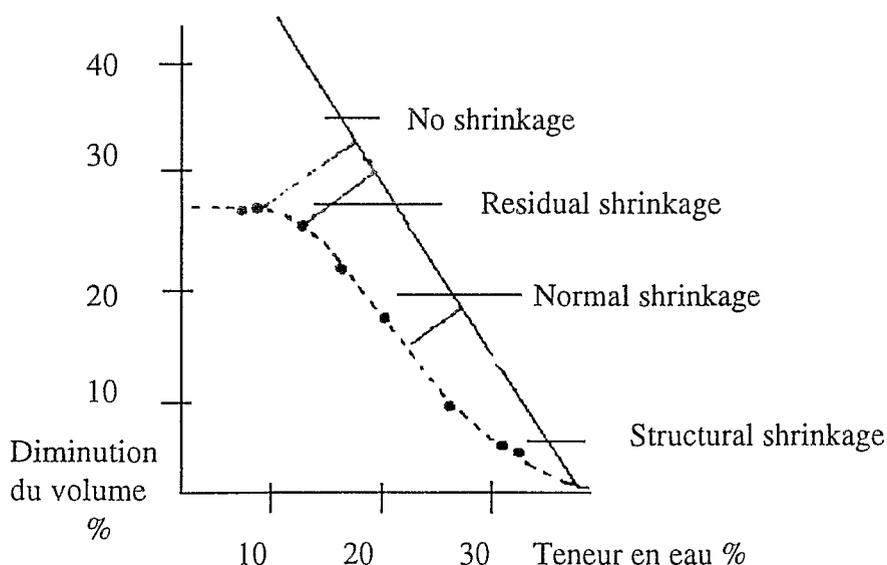


Figure III.3 :

Courbe de retrait d'un échantillon argileux (d'après REEVE et HALL (1978)).

Dans leurs travaux, BRUAND (1986) et BRUAND et PROST (1987) ne distinguent plus que trois phases principales par rapport à l'observation des variations de volume apparent d'échantillons de sol lorsque leur teneur en eau diminue : la première et dernière phase de retrait sont linéaires et semblent correspondre à une diminution des teneurs en eau sans variation du volume apparent (Fig. III.4).

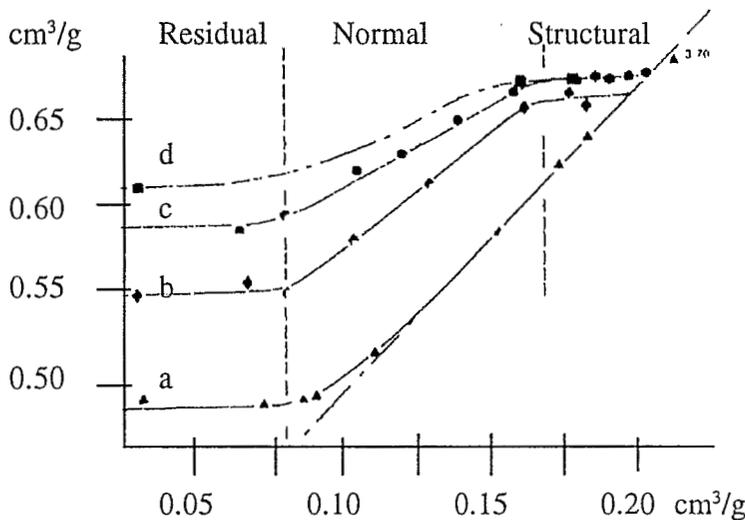


Figure III.4 :

Courbes de retrait d'échantillons argileux micrométrique (a), millimétrique (b), centimétrique (c) ; (d'après BRUAND et PROST (1987)).

L'emploi du terme retrait "normal" a été récemment critiqué : MITCHELL (1992) lui préférant le terme de "basic".

McGARRY et DANIELLS (1987), McGARRY et MALAFANT (1987) et McGARRY et SMITH (1988) utilisent la courbe de retrait d'échantillons de sol pour l'analyse et le suivi des propriétés physiques du sol.

La formulation mathématique de la courbe est tentée, mais elle n'est établie que partiellement et avec une précision insuffisante aux environs des points de transition des phases de retrait : le retrait étant modélisé en trois phases discontinues (SPOSITO et GIRALDEZ, 1976).

2.2.2 Modélisation des courbes de retrait

A la suite de ces travaux, BRAUDEAU (1988 a et b) a proposé un modèle de la courbe de retrait d'échantillons de sols et une méthode expérimentale permettant une détermination précise de cette courbe (ci-après).

Les hypothèses de BRAUDEAU (1988 a) pour établir le modèle de retrait sont les suivantes :

- il existe deux systèmes responsables du retrait dans le sol. L'un est qualifié de "microporal" et l'autre de "macroporal". Le premier système possède les caractéristiques d'une pâte d'argile (retrait "normal", point d'entrée d'air) et est défini par son volume poral (V_{mi}). Le second système a un volume poral complémentaire à V_{mi} .

- le retrait global de l'échantillon est une combinaison linéaire des retraits de ces deux systèmes;

- le point AE (fig. III.5) qui correspond au passage d'une phase de retrait linéaire à une phase de retrait résiduel est le point d'entrée d'air dans le "système microporal".

Notons, comme nous l'avons signalé au chapitre I, que ces dispositions reviennent à reconnaître à l'échantillon de sol une organisation en agrégats de pâte argileuse, ménageant un espace inter-agrégats qualifié de macroporal. C'est pourquoi BRAUDEAU (1988b) propose de définir les "agrégats fonctionnels du sol" comme correspondant au volume microporal. Leur porosité étant égale à V_{mi} .

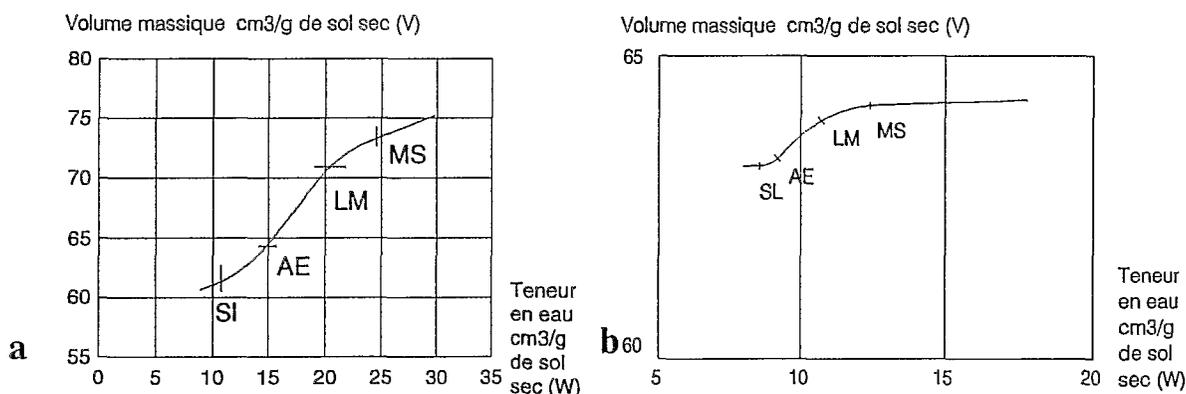


Figure III.5 :

Courbes de retrait d'un vertisol (a) et d'un sol ferrallitique (b), mesurées par rétractométrie. Points caractéristiques des différentes phases de retrait (d'après BRAUDEAU (1988)).

SL = "limit of shrinkage" ou limite de retrait

AE = "air entry" ou point d'entrée d'air

LM = "limit of contribution of macroporosity" ou point de friabilité

MS = "maximum of swelling" ou capacité de rétention

La formulation mathématique du modèle de retrait s'appuie sur la reconnaissance de points caractéristiques de la courbe : ce sont les points de transition MS, LM, AE et SL (fig. III.5). BRAUDEAU explicite cette terminologie et donne l'interprétation physique et fonctionnelle des points caractéristiques et des différentes phases ainsi délimitées. Nous retiendrons en particulier les points suivants. Dans le cadre des hypothèses énoncées :

- la phase comprise entre la saturation et le point MS correspond à une vidange de la macroporosité. Cette phase est rectiligne et souvent de pente nulle. Cette pente est un indicateur de la stabilité de la structure quand la macroporosité se désature ; elle correspond à la phase de retrait "structural" (STIRK, 1954) ;

- la phase comprise entre LM et AE est également rectiligne. En fonction du type d'assemblage des "agrégats fonctionnels", cette pente a des valeurs qui peuvent être très faibles (moins de 0.3 par exemple), ou égales voire supérieures à 1. Cette pente est une caractéristique du mode d'assemblage des agrégats, et donc de la structure (à l'échelle de l'échantillon) ; elle correspond à la phase de retrait "basic" (MITCHELL, 1992) .

Notons enfin que la formulation mathématique de la courbe de retrait permet de calculer à toute teneur en eau de l'échantillon son volume massique, ainsi que les teneurs en eau et en air des deux systèmes. Au total, l'ajustement sur une courbe de retrait du modèle de BRAUDEAU permet donc (si les hypothèses formulées ne sont pas infirmées) :

- de calculer un volume poral d'"agrégats" à toute teneur en eau de l'échantillon, ainsi que la teneur en eau et en air des agrégats.

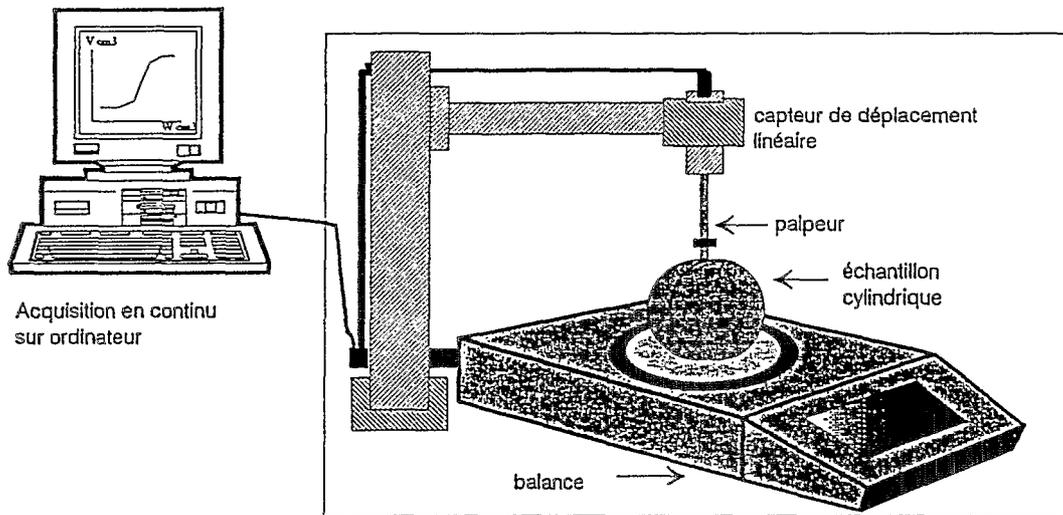
- de quantifier la stabilité de l'assemblage et le type d'assemblage des agrégats.

2.2.3 Etablissement des courbes de retrait

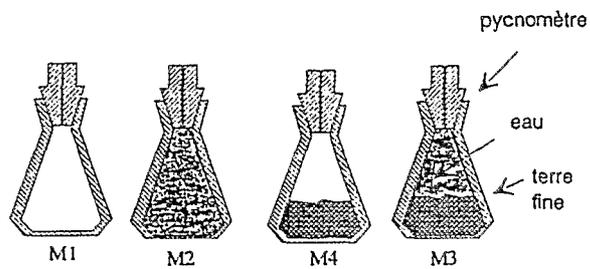
Les courbes de retrait sont établies grâce au protocole suivant :

Dés échantillons de sol non perturbé, cylindriques et d'environ 150 cm³, sont placés dans une enceinte thermostatée et régulée en hygrométrie. Le diamètre et le poids de l'échantillon au cours de son dessèchement sont mesurés de manière continue à l'aide de capteurs et d'un micro-ordinateur (fig. III.6a). Par mesure de la densité des particules (fig. III.6b), du volume de l'échantillon après l'expérimentation (fig. III.6c), et du poids sec (fig. III.6d), la courbe de pesée est transformée en courbe de teneur en eau.

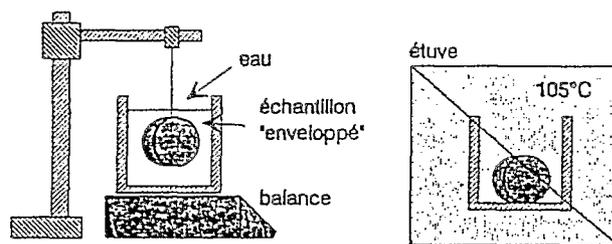
Sous hypothèse d'isotropie du retrait, la courbe de variation du diamètre est convertie en une courbe de variation du volume. BOIVIN (1990) complète ce dispositif par une mesure en continu de la pression de l'eau au moyen d'une micro-pointe tensiométrique. Le modèle de retrait est ajusté sur les données expérimentales en minimisant la somme des carrés des écarts par ajustement non linéaire.



a Enceinte régulée en température et humidité



b Mesure de la masse volumique réelle



c Mesure de la masse volumique apparente

d Mesure de la masse sèche.

Figure III.6 :

Dispositif de mesure du retrait, en continu, d'un échantillon de sol non remanié et mesures complémentaires permettant le calcul de la courbe du volume de l'échantillon en fonction de sa teneur en eau.

2.2.4 Validité des hypothèses et des résultats

La mesure et la modélisation de la courbe de retrait ont été principalement employées pour des sols ferrallitiques (MAPANGUI, 1992) et alluviaux à kaolinite dominante (BOIVIN, 1990). Les résultats produits ont toujours été cohérents avec les autres déterminations effectuées. Ce résultat fut particulièrement net en ce qui concerne la détermination du volume microporal (BRAUDEAU et BRUAND, 1993).

L'hypothèse d'isotropie du retrait est cependant une hypothèse contredite par certaines expérimentations (HALLAIRE, 1987). D'autre part, aucune étude détaillée de l'application de cette technique aux sols à argiles gonflantes n'a encore été publiée, en dehors de celle de MICHEL (1993).

3 ANALYSES COMPLEMENTAIRES

Sur l'ensemble des échantillons étudiés, une caractérisation physico-chimique a été effectuée par le laboratoire de chimie de l'ORSTOM DAKAR. Les méthodes de dosage de ce laboratoire d'analyse sont décrites par PAYCHENG (1980).

La caractérisation physico-chimique correspond aux mesures :

- de la granulométrie des échantillons (méthode classique : la dispersion est assurée par l'hexaméthaphosphate de sodium après destruction de la matière organique par l'eau oxygénée, et la mesure des fractions les plus fines par sédimentation à l'aide de la pipette de ROBINSON) ;
- des teneurs en carbone organique (méthode ANNE) et azote (méthode KJELDAHL) ;
- du fer total (attaque par acide chlorhydrique concentré à chaud après destruction de la matière organique par l'eau oxygénée) ;
- du fer le plus vulnérable dit "libre" (méthode ENDREDDY- réactif de TAMM : oxalate d'ammonium + irradiation UV) ;
- de la capacité d'échange cationique et les bases échangeables dosées par adsorption atomique ou émission de flamme.

Pour les échantillons de sols de la région du Fleuve, nous avons en outre dosé leur conductivité électrique sur extrait 1/5, dosé les ions (Cl, SO₄, Ca, Mg, Na, K) par adsorption atomique et réalisé une identification qualitative des minéraux par diffractométrie de rayons X (ORSTOM BONDY laboratoire de pétrographie).

Par ailleurs, sur certaines classes d'agrégats et certains échantillons non remaniés, ont été dosés (au laboratoire du Centre de Pédologie Biologique de NANCY) :

- les formes du fer, aluminium et silicium, extraites au Citrate-Dithionite-Bicarbonate (MEHRA et JACKSON, 1960) ;

- les formes du fer, aluminium et silicium, extraites à l'oxalate d'ammonium (TAMM, 1922 ; SCHKERTMANN, 1964) ;

- le carbone organique et l'azote dosés par chromatographie en phase gazeuse (analyseur CHON CARLO ERBA).

Une analyse granulométrique, selon la méthode des résines échangeuses d'ions (ROUILLER et al., 1972 ; BARTOLI et al., 1991a), associée à une analyse microgranulométrique par diffraction au laser de la fraction inférieure à 80 μm , a également été réalisée sur certains échantillons.

Conclusions de la première partie :

Nous avons présenté successivement le cadre des recherches et les méthodes utilisées dans ce travail.

Dans un premier chapitre, à partir d'une revue bibliographique sur les notions de structure et d'agrégat en science des sols, nous avons montré l'existence d'une grande diversité d'approches, une certaine incompatibilité entre les démarches et une confusion entre les objets (structure, agrégat) et leurs expressions (stabilité, porosité etc.). En définitive, l'agrégat de sol n'a pas d'autre définition que celle d'être un assemblage d'autres agrégats plus petits ou de particules primaires. Ces derniers agrégats, formés de l'assemblage de particules primaires les plus fines (indépendamment du squelette), et séparés entre eux par des traits pédologiques particuliers, seront appelés "agrégats élémentaires", par analogie aux "peds primaires" définies par BREWER (1964).

C'est à ces premiers niveaux d'organisation (agrégats élémentaires et agrégats secondaires : assemblage des agrégats élémentaires avec les sables et limons grossiers) que nous nous intéresserons essentiellement. La structure du sol sera alors perçue comme le mode d'assemblage des agrégats et la macroporosité ou porosité structurale comme la porosité inter-agrégats.

Nous avons sélectionné deux sites d'études très contrastés, tant sur le plan structural que minéralogique : une toposéquence de sols ferrallitiques-ferrugineux de Basse-Casamance et une séquence de sols vertiques de la région du fleuve Sénégal.

Enfin, nous avons présenté les différentes méthodes utilisées pour analyser la structure du sol à différentes échelles et différents états hydriques. Les méthodes retenues sont essentiellement la rétractométrie qui permet, sous certaines hypothèses, de quantifier, à tout état hydrique, le volume massique de l'échantillon, ainsi que les teneurs en eau et en air des deux systèmes de porosité (macro et microporosités) ; la porosimétrie au mercure qui permet de déterminer la distribution d'une partie des volumes poraux de petits échantillons de sol sec ; et enfin, l'analyse d'images, qui permet de décrire qualitativement et quantitativement les surfaces porales observées sur lames minces d'échantillons de sol indurés à différents états hydriques.

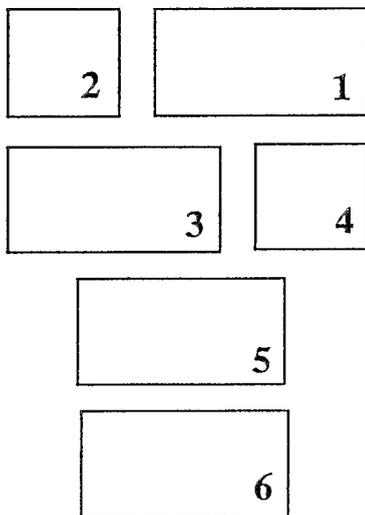


Planche photographique IV :
DISPOSITIF DE MESURE DU RETRAIT
DISPOSITIF DE FRACTIONNEMENT EN AGREGATS

Photo 1 : dispositif de mesure du retrait d'un échantillon de sol non remanié (1 : balance ; 2 ordinateur de saisie ; 3 enceinte régulée en température et humidité)

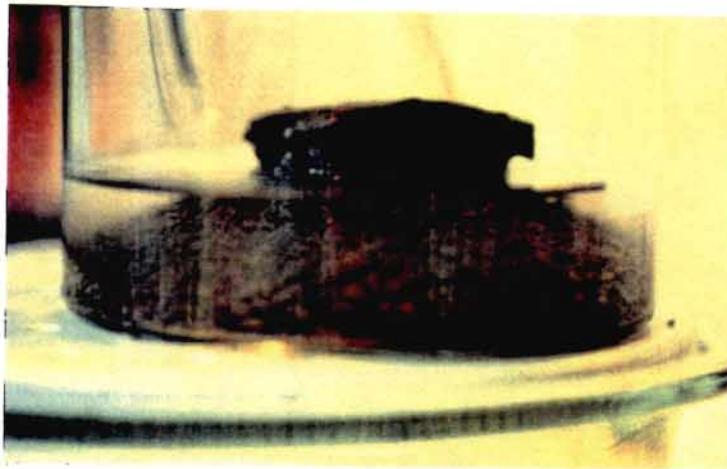
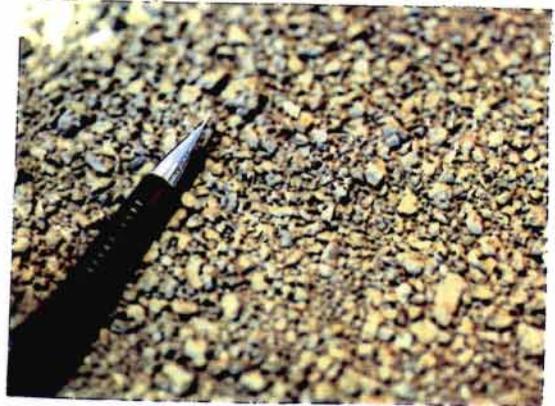
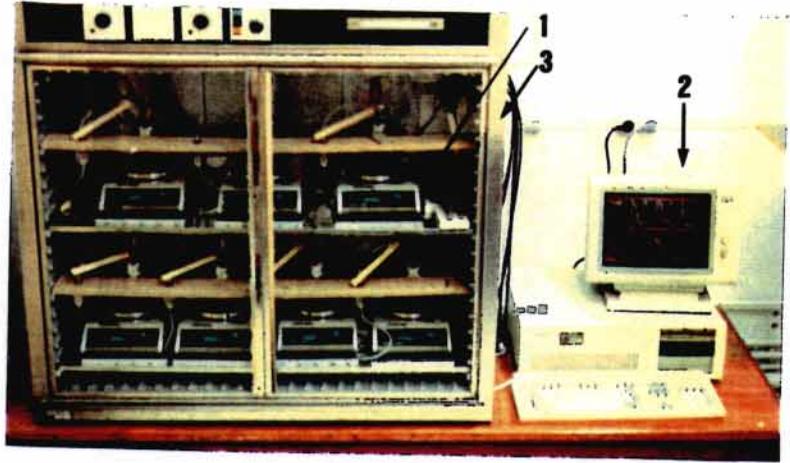
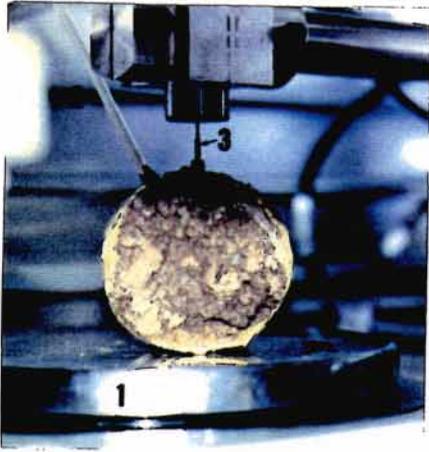
Photo 2 : détail d'un échantillon de sol en cours d'analyse (1 : balance ; 2 : micro-tensiomètre ; 3 : capteur de déplacement)

Photo 3 : dispositif de fractionnement en agrégats (1: enceinte en verre ; 2 : bombonne de méthanol ; 3 : pompe à vide ; 4 : échantillon de sol)

Photo 4 : agrégats issus du fractionnement d'un échantillon d'un vertisol

Photo 5 : échantillon de vertisol en cours d'imbibition par le méthanol

Photo 6 : échantillon de vertisol complètement fractionné en agrégats, après imbibition et saturation par le méthanol (sous vide)



La suite de notre démarche comporte trois étapes :

- la première est de progresser dans le domaine de l'identification morphologique et physique de ces agrégats élémentaires et secondaires. C'est l'objet de la partie suivante. Nous proposons une méthode pour individualiser et caractériser ces agrégats de sol ;
- la deuxième est d'étudier la variation des caractéristiques analytiques et morphologiques de ces agrégats de sol sur les deux séquences pédologiques retenues ;
- la troisième est de confronter les résultats acquis à ceux obtenus par d'autres méthodes physiques.

Ces deux dernières étapes feront l'objet des troisième et quatrième parties de notre travail.

Enfin, en guise de conclusion, nous discuterons de l'intérêt d'analyser ces premiers niveaux d'organisation du sol, pour comprendre la transformation, la différenciation et le fonctionnement physique de séquences de sols. Nous réfléchirons, également, sur la notion d'"agrégat fonctionnel" développée par BRAUDEAU (1988).

Deuxième partie

ETUDE DU FRACTIONNEMENT D'ECHANTILLONS DE SOL EN AGREGATS

Cette partie sera consacrée à une présentation de la méthode de fractionnement en agrégats, mise au point au cours de ce travail.

Chapitre IV : Mise au point d'une méthode de fractionnement en agrégats

Le principe du fractionnement repose sur la notion de friabilité du sol et la bimodalité du spectre poral des sols. S'inspirant de quelques méthodes de fractionnement basées sur l'intervention d'un solvant organique, nous avons recherché les conditions opératoires les plus appropriées, notamment la teneur en eau initiale des échantillons, pour que le fractionnement soit plus une individualisation et une séparation d'agrégats préexistants qu'une fragmentation arbitraire qui ne tiendrait compte ni de l'assemblage des constituants, ni de l'état hydrique de l'échantillon.

Nous avons montré, dans le chapitre I, la nécessité de mieux définir, identifier et séparer les agrégats du sol. En s'appuyant sur les acquis des formules préexistantes, il s'agit de proposer une nouvelle méthode pour fractionner les échantillons de sols en éléments structuraux naturels, constitutifs d'un niveau d'organisation donné.

Dans ce chapitre, nous présenterons les objectifs et les principes du fractionnement en agrégats, et nous définirons précisément les différentes étapes du protocole de fractionnement. Nous proposerons, ensuite, une méthode d'analyse des agrégats issus du fractionnement, basée sur l'analyse des distributions dimensionnelles des agrégats et la séparation des sables libres.

1 OBJECTIFS DU FRACTIONNEMENT EN AGREGATS

L'étude morphologique du sol à différentes échelles d'observation, a montré depuis longtemps l'aspect organisé du sol en plusieurs niveaux hiérarchisés (KORNBLIUM, 1975 ; DEXTER, 1988 ; OADES et WATERS, 1991), chaque niveau correspondant à un assemblage relativement homogène d'éléments structuraux, auxquels on donne le nom générique d'agrégats. La caractérisation morphologique de la structure du sol devrait passer par une détermination préalable de ses niveaux d'organisation, à l'image de l'approche des micromorphologues (BULLOCK et al., 1985).

Sur le terrain, s'il est assez facile de reconnaître un horizon de sol, de lui associer un ou plusieurs types d'assemblage et d'en prélever un fragment (motte) représentatif, il est beaucoup plus difficile de différencier les niveaux d'organisations d'ordre inférieur autrement que par une analyse micromorphologique sur lame mince ; or celle-ci ne donne pas la possibilité de séparer et de manipuler les éléments structuraux constitutifs. C'est dire que si l'on reconnaît bien dans une motte de sol un ou plusieurs sous-niveaux de structure, aucune méthode n'existe actuellement qui permette de résoudre cette motte en ses agrégats élémentaires¹ ou secondaires², c'est-à-dire constitutifs d'un niveau d'organisation donné.

Pourtant, comme nous l'avons vu précédemment, de nombreuses méthodes de fractionnement d'un échantillon de sol ont été proposées, mais les objectifs étaient tout autre :

- d'obtenir les différentes fractions de la matière organique (e.g. FELLER, 1979 ; ANDREUX et al., 1980 ; TURCHENEK et OADES, 1979) ;

- d'évaluer la stabilité structurale (e.g. TIULIN, 1928 ; BAVER et RHOADES, 1932 ; YODER, 1936 ; HENIN, 1938) ou d'obtenir un indice de structure (e.g. BOYD et al., 1983 ; UTOMO et DEXTER, 1981).

La plupart de ces méthodes de fractionnement sont basées sur le principe selon lequel un niveau d'organisation correspond à une force de cohésion déterminée, qui peut être rompue par un traitement chimique ou énergétique.

Seules quelques études se sont attachées au fractionnement pour identifier et séparer les éléments structuraux naturels du sol (TRI, 1968 ; HENIN et SANTAMARIA, 1975 ; BRAUDEAU, 1982 ; KANE et MOTT, 1983). Ces auteurs ont montré que par l'intervention d'un solvant organique, comme l'alcool éthylique ou méthylique, il était possible d'obtenir des unités structurales non dénaturées.

Cependant les agrégats obtenus ne correspondent pas à un niveau d'organisation structurale précis, en raison d'un manque de normalisation des protocoles de fractionnement proposés, de la sous-estimation de l'importance de l'état hydrique initial des échantillons de sol sur le produit du fractionnement.

S'inspirant de la méthode de fractionnement proposée par BRAUDEAU en 1982, l'objectif de ce travail sera de rechercher les conditions opératoires les plus appropriées, et notamment l'état d'humidité des échantillons, pour que le fractionnement soit plus une individualisation et une séparation d'agrégats préexistants qu'une fragmentation arbitraire qui ne tiendrait compte ni de l'assemblage, ni de l'état hydrique de l'échantillon.

¹ Les agrégats élémentaires sont les agrégats visibles en micromorphologie, de quelques dizaines de μm à quelques millimètres, formés de l'assemblage des particules primaire fines du sol, indépendamment des particules grossières du squelette, et séparés les uns des autres par des traits pédologiques particuliers (cutanes...).

² Les agrégats secondaires correspondent à des assemblages d'agrégats élémentaires incorporant des sables et limons grossiers.

2 MATERIELS ET METHODES

2.1 Les échantillons de sol

Les sols retenus pour la mise au point du protocole expérimental et son application, proviennent des deux séquences pédologiques que nous avons présentées dans le chapitre II :

- une séquence de sols ferrallitiques-ferrugineux de Basse-Casamance ;
- une séquence de sols alluviaux à caractère verticale, de la vallée du fleuve Sénégal.

Les principales caractéristiques physico-chimiques des échantillons retenus pour élaborer la méthode de fractionnement sont présentées dans l'annexe IV.1.

Le volume de sol considéré dans cette étude est de l'ordre de 60 à 100 cm³. Il peut s'agir soit d'une motte de sol prélevée telle quelle au sein de l'horizon de sol, soit d'un prélèvement cylindrique découpé par un carottier, à bords tranchants, sans perturbation de la structure. Ce volume de sol est jugé représentatif de l'horizon. Les échantillons ont été prélevés au champ et placés dans des sachets hermétiques afin de conserver l'organisation de la phase solide (e.g. VAN OORT, 1984).

2.2 Le principe du fractionnement en agrégats

Le principe du fractionnement est basé sur deux propriétés générales des sols :

- la friabilité du sol, c'est-à-dire la propriété du sol, à se déliter en agrégats millimétriques cohérents, sous des contraintes particulières (HENIN et al., 1969 ; UTOMO et DEXTER, 1981)
- la dualité porale des sols, correspondant à l'existence d'une séparation entre un système microporal où les eaux et solutés sont retenus par capillarité (porosité texturale ou intra-agrégats (élémentaires)), et un système macroporal, où l'écoulement des eaux et solutés est plus rapide (porosité structurale ou porosité inter-agrégats) (HENIN, 1938 ; NIKIFOROFF, 1941 ; STENGEL, 1979 ; BEREZIN et al., 1985 ; SHEIN et al., 1988).

La démarche retenue se base sur l'utilisation d'un liquide organique qui permet d'affaiblir les forces de liaisons inter-agrégatives, sans dénaturer la cohésion interne des agrégats. Le méthanol semble le plus approprié pour répondre aux objectifs fixés parce qu'il possède les propriétés suivantes :

- une miscibilité totale avec l'eau sans formation d'azéotrope, contrairement à l'éthanol (BRAUDEAU, 1982) : ainsi le méthanol assure la disparition complète de l'eau par évaporation ;
- une viscosité du liquide peu élevée : la diffusion à travers les milieux poreux est supérieure à celle de l'eau, de l'éthanol et de leurs mélanges (MALIK et al., 1979) ;
- une taille moléculaire proche de l'eau permettant son incorporation au sein de la structure même des argiles (CHEN et al., 1987 ; CHARTRES et al., 1989). BRINDLEY et al. (1969) montrent que l'acétone peut provoquer une expansion des espaces interparticulaires et interfoliaires dans le cas de smectites, contrairement au dioxane et au méthanol ;
- une chaleur de vaporisation également peu élevée : la tension superficielle développée au sein de l'échantillon lors de l'évaporation du méthanol est pratiquement négligeable par rapport celle de l'eau et restreint par conséquent les forces capillaires provoquant le retrait (MALIK et al., 1979) ;
- une constante diélectrique beaucoup plus faible que celle de l'eau : le méthanol provoque un faible retrait/gonflement par rapport à l'eau, mais légèrement plus élevé par rapport à l'acétone ou au dioxane (MURRAY et QUIRK, 1980) ;
- une faible réactivité chimique (GREENE-KELLY, 1973).

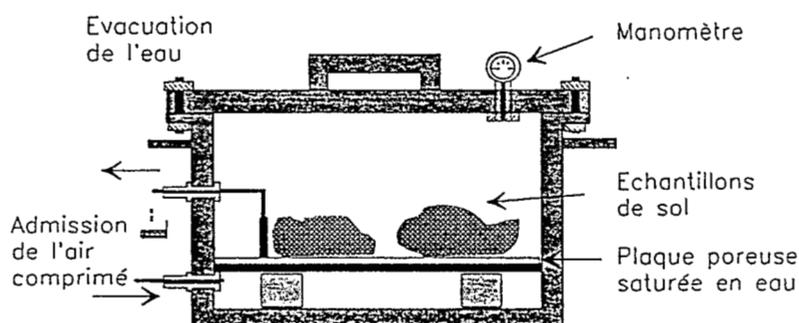
Enfin, il est à noter que le méthanol possède un prix relativement modique par rapport au dioxane (CHARTRES et al., 1989), et une toxicité moindre : le dioxane est cancérigène et explosif (MORAN et al., 1989). Cependant, le méthanol est aussi un produit inflammable, il émet des vapeurs toxiques qui peuvent entraîner une baisse de l'acuité visuelle aboutissant à la cécité (PICOT et GRENOUILLET, 1989). Il est donc impératif de réaliser le fractionnement sous une hotte aspirante.

2.3 Mode opératoire

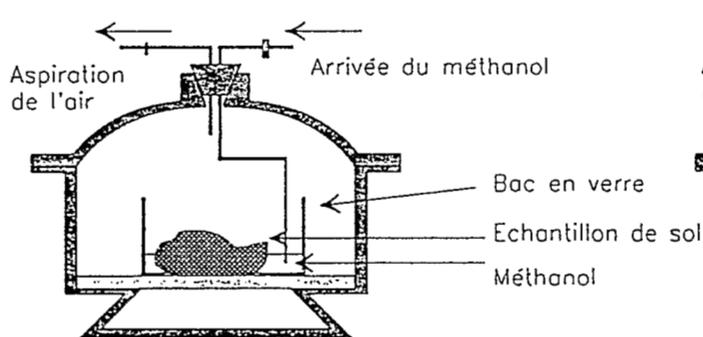
Le protocole proposé s'effectue en trois étapes principales :

2.3.1 Mise en équilibre de l'échantillon de sol à l'état hydrique désiré

Placés sur une plaque poreuse, les échantillons de sol sont réhumectés lentement par capillarité jusqu'à saturation. Cette opération s'effectue à la pression atmosphérique, ce qui semble permettre la réhumectation complète des échantillons (en moins de 24 H) sans affecter la structure (DICKSON et al., 1991). Les échantillons sont ensuite placés sur la plaque poreuse de l'appareil de RICHARDS (1941) et soumis à la pression correspondant à l'état hydrique désiré (fig. IV.1a).

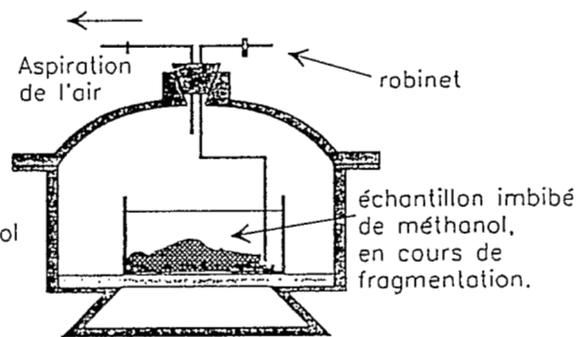


a Mise en équilibre de l'échantillon de sol à l'état hydrique désiré

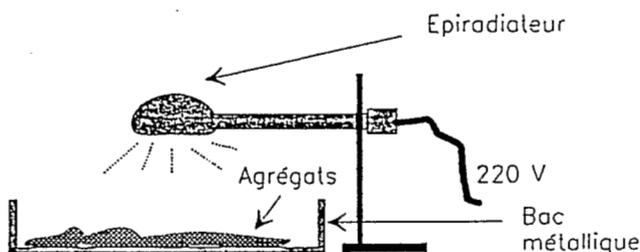


Enceinte en verre type dessiccateur

b Imbibition lente de l'échantillon par le méthanol



c Immersion complète de l'échantillon dans le méthanol



d Séchage des agrégats sous lampe infra-rouge

Figure IV.1 :
Dispositif expérimental permettant le fractionnement d'un échantillon de sol non remanié en agrégats.

2.3.2 Imbibition lente de l'échantillon par du méthanol

La méthode mise au point consiste à humecter puis à imbiber lentement l'échantillon de sol par du méthanol.

La pénétration du méthanol dans l'échantillon s'effectue, en premier lieu, par humectation lente à la base de l'échantillon (fig. IV.1b). Les mécanismes de désagrégation par éclatement des agrégats, pouvant être provoqués par la compression de l'air piégé dans la motte de sol lors de l'humectation, sont réduits par la mise en contact du méthanol dans une enceinte en verre sous vide contrôlé (YODER, 1936 ; HENIN, 1938 ; EMERSON, 1954). Le niveau du méthanol est ensuite augmenté lentement jusqu'à l'immersion complète de l'échantillon, évitant toute turbulence qui pourrait éroder l'échantillon et disperser les particules fines (e.g. CONCARET, 1967 ; STENGEL, 1979 ; BOIFFIN, 1984) (fig. IV.1c).

Cette étape correspond au fractionnement de l'échantillon : lors de l'imbibition de l'échantillon par le méthanol on constate l'individualisation puis le détachement progressif des éléments structuraux (planche IV : photos 5 et 6), enfin l'écroulement complet de l'échantillon après immersion.

Le méthanol semble entraîner la suppression des forces de capillarité dans la macroporosité, puis, par échange d'eau avec la microporosité intra-agrégat, provoque le retrait des agrégats lorsque ceux-ci sont saturés en eau. Ce retrait semble fournir l'impulsion nécessaire à la séparation des agrégats entre eux.

2.3.3 Séchage et tamisage des agrégats

La dernière étape du protocole consiste à sécher les agrégats obtenus sous un système de lampes infra-rouge (épiradiateur à silice) (fig. IV.1d). L'atmosphère chaude et sèche créée par les lampes permet d'éviter la condensation atmosphérique consécutive au refroidissement, lors de l'évaporation du méthanol (BRAUDEAU, 1982). Les unités structurales restent ainsi individualisées lors du séchage qui dure une quinzaine de minutes, tout au plus, selon la teneur en eau initiale de l'échantillon.

Les éléments structuraux obtenus par fractionnement sont alors bien individualisés, cohérents et relativement résistants pour subir l'ensemble des manipulations nécessaires à l'étude des agrégats eux-mêmes, ou de leur constitution physico-chimique.

Ainsi, en vue de leur étude, les agrégats sont ensuite tamisés à sec sur une batterie de vingt-six tamis de 16 mm à 50 μ m et conservés dans des tubes plastiques hermétiques.

3 RESULTATS ET DISCUSSION

3.1 Présentation des résultats

Les résultats du fractionnement sont présentés par la distribution dimensionnelle des agrégats, soit sous forme d'histogramme de poids des agrégats par classe de taille (fig. IV.2a), soit sous forme de courbe de poids cumulée (fig. IV.2b) pour 100g de sol sec.

Les mailles des tamis utilisés sont rangées selon une suite géométrique (de raison $10\sqrt[10]{10}$), l'axe des abscisses représente, en fait, la taille des agrégats en données logarithmiques.

Chaque fractionnement a fait l'objet de trois répétitions. La variabilité est donnée par l'écart-type du poids moyen des agrégats par classe de taille.

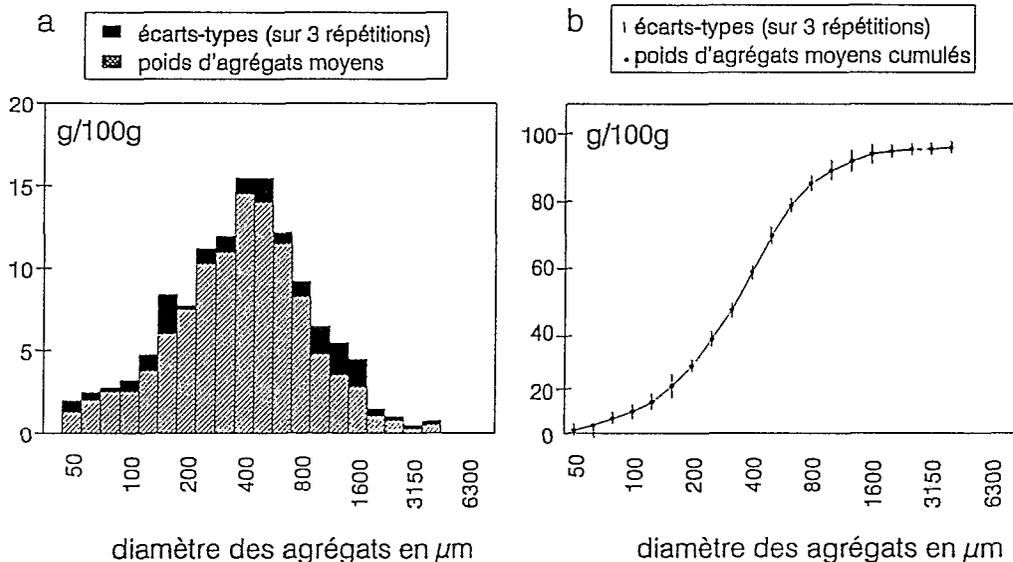


Figure IV.2 :

Mode de présentation des distributions dimensionnelles d'agrégats issus du fractionnement (3 répétitions) :

- histogramme des poids moyens d'agrégats pour 100g de sol sec (a) ;
- courbe des poids moyens cumulés d'agrégats pour 100g de sol sec (b).

3.2 Etude des modalités de l'humectation et de tamisage

L'analyse des distributions dimensionnelles d'agrégats, complétée par une appréciation visuelle du fractionnement et du séchage des agrégats, nous permet d'apprécier l'influence du mode d'humectation des échantillons de sol sur le produit du fractionnement.

3.2.1 Etude des modalités de l'humectation

Quatre modalités ont été testées sur trois types de sols différents : alluvial hydromorphe, vertique et ferrallitique (fig. IV.3) :

- imbibition lente sous vide contrôlé ;
- imbibition rapide sous vide contrôlé ;
- imbibition lente à la pression atmosphérique ;
- imbibition rapide à la pression atmosphérique.

Les échantillons testés ont été mis dans un état hydrique donné ($pF=3$), avant de subir une imbibition par capillarité, puis une submersion par du méthanol.

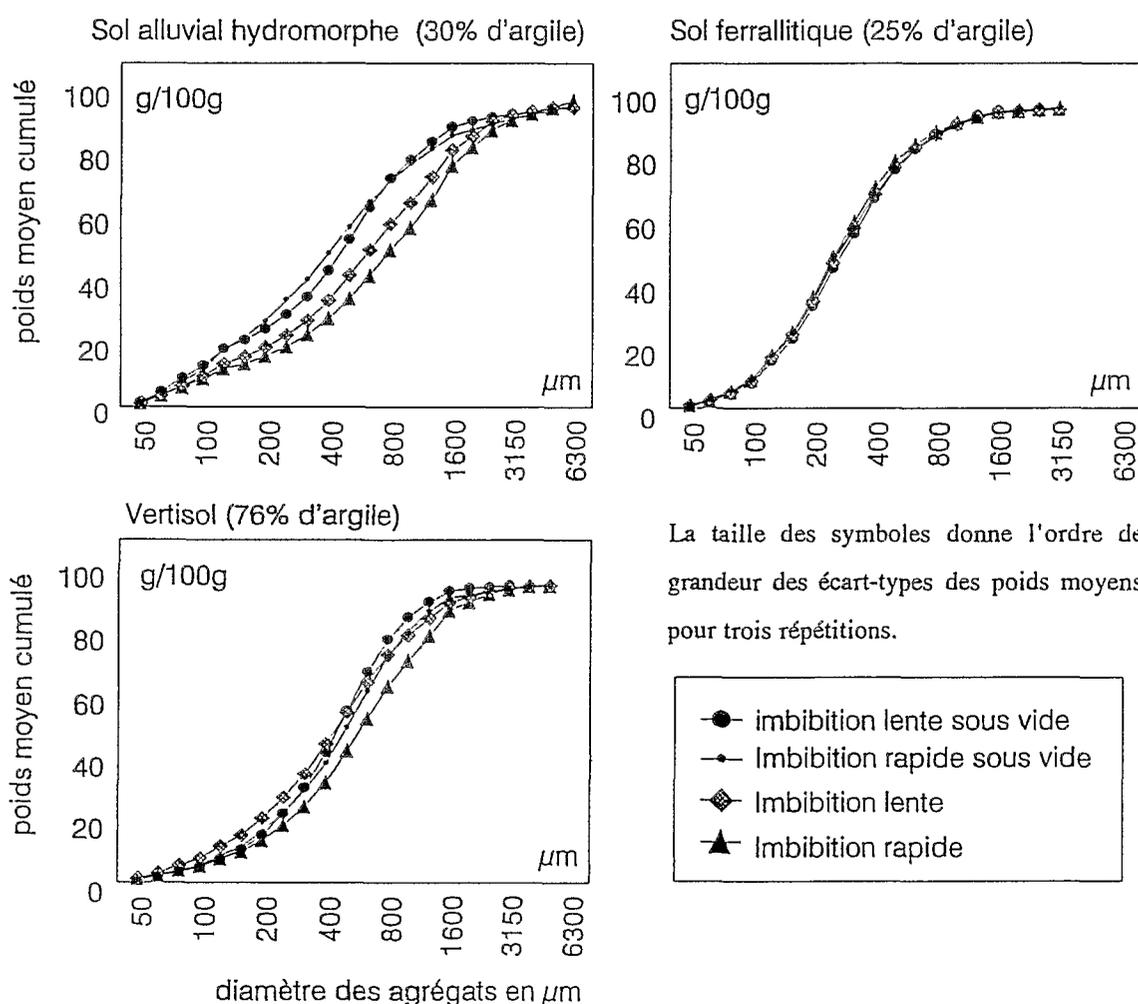


Figure IV.3 :

Influence du mode d'humectation des échantillons de sols sur la distribution du poids moyen d'agrégats par classe de taille.

Sur la figure IV.3, on constate que les mécanismes de désagrégation par éclatement (provoqué par la compression de l'air piégé dans le matériau de sol, dispersion des argiles) sont plus importants pour les sols argilo-limoneux à faible stabilité structurale, plus faibles pour les sols vertiques non sodiques et négligeables pour les sols ferrallitiques.

Pour ces échantillons une imbibition trop brutale, ou à l'air libre, provoque la désagrégation des agrégats et la dispersion des colloïdes. Lors du séchage, la formation d'une croûte par coalescence des agrégats explique l'abondance des "agrégats" de grande taille. Ces mécanismes de désagrégation puis de réagrégation des agrégats s'expriment également par une plus grande variabilité des résultats sur 3 répétitions.

En résumé, on retiendra que pour l'ensemble des sols testés, c'est l'imbibition, sous vide et lente qui semble la plus appropriée.

3.2.2 Etude de l'influence du liquide d'humectation

A titre de comparaison, nous avons également effectué des fractionnements suivant le même protocole, mais en utilisant, cette fois-ci, de l'eau et de l'acétone comme liquide d'imbibition. La figure IV.4 montre les distributions dimensionnelles des agrégats obtenus avec un échantillon de vertisol non salé :

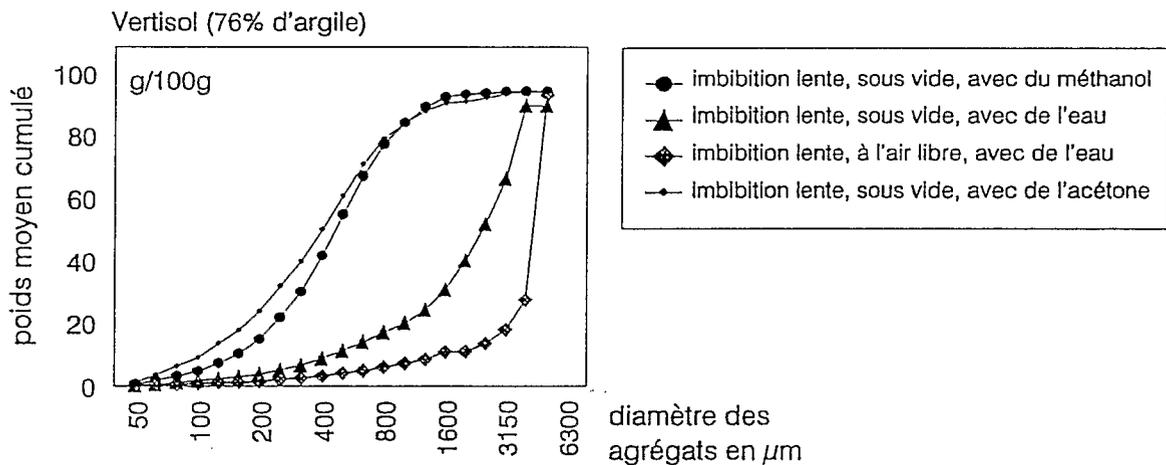


Figure IV.4 :

Influence du liquide d'imbibition sur la distribution du poids moyen d'agrégats par classe de taille (pour 3 répétitions).

L'imbibition puis la submersion par l'eau, même lente et sous vide, provoque toujours la dispersion des argiles et, lors du séchage, la formation d'une croûte par coalescence des agrégats. La variabilité des résultats pour trois répétitions est plus élevée que pour le méthanol et les agrégats obtenus correspondent essentiellement à des assemblages hétérogènes d'agrégats et de colloïdes argileux.

Les distributions dimensionnelles des agrégats issus d'un fractionnement à l'acétone et au méthanol diffèrent légèrement. BRINDLEY et al. (1969) montrent que l'acétone peut provoquer une expansion des espaces interfoliaires dans le cas de smectites, contrairement au méthanol. Cette propriété pourrait expliquer le pourcentage plus élevé des petits agrégats dans le cas de l'utilisation d'acétone, qui serait dû à la rupture des particules argileuses.

En résumé, le méthanol permet de fractionner l'échantillon de sol, puis lors de son évaporation, de l'assécher rapidement et complètement sans formation de croûte, contrairement à l'eau.

3.2.3 Etude de l'influence de la durée de tamisage

L'échange eau-méthanol s'accompagne toujours d'un petit retrait favorisant l'affermissement des agrégats (GREENE-KELLY, 1973 ; BRAUDEAU, 1982). Cet affermissement, loin d'être un handicap, permet la stabilisation de la structure des agrégats et ainsi toutes les manipulations nécessaires pour accéder à l'étude des agrégats.

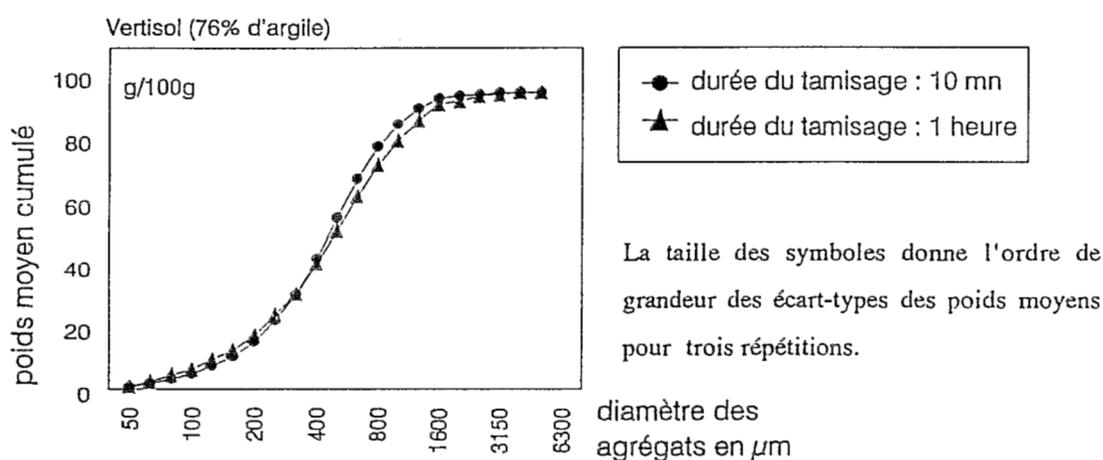


Figure IV.5 :

Influence de la durée du tamisage sur la distribution du poids moyen d'agrégats par classe de taille.

Le tamisage à sec ne provoque pas de désagrégation des agrégats traités au méthanol ; seul un émoussage négligeable peut être constaté, sous loupe binoculaire, sur certains agrégats.

Une durée de tamisage de 10 minutes environ, par série de tamis, est préconisée pour séparer les agrégats par classe de taille. La prolongation de la durée du tamisage jusqu'à 1 heure ne provoque qu'une désagrégation superficielle, quasi-négligeable en regard de la variabilité entre trois répétitions (fig. IV.5).

Le tamisage sous l'eau est le point faible des techniques traditionnelles de fractionnement par l'eau, car les agrégats humides sont plastiques et peu cohérents, et leur morphologie s'altère au cours de cette opération. Par contre le tamisage à sec ne semble pas provoquer de dégradation des agrégats traités au méthanol.

3.3 Choix de l'état hydrique initial des échantillons de sol

De nombreux auteurs ont montré l'influence de l'état hydrique initial des échantillons de sols dans les processus de désagrégation à l'eau (CERNUDA et al., 1954 ; PANABOKKE et QUIRK, 1957 ; COUSEN et FARRER, 1984 ; LE BISSONNAIS, 1988 ; MBAGWU et BAZZOVI, 1988 ; KAY et DEXTER, 1990). Par contre, la prise en compte de l'état hydrique des échantillons de sol a été, la plupart du temps, négligée par les auteurs s'intéressant au fractionnement en agrégats.

3.3.1 Etude expérimentale

Des essais de fractionnement à différents états hydriques ont été pratiqués afin de déterminer l'état hydrique optimum pour fractionner les échantillons de sols en agrégats : $pF=1$, $pF=2$, $pF=3$, $pF=4,2$, échantillon sec à l'air et séché à 105°C dans une étuve.

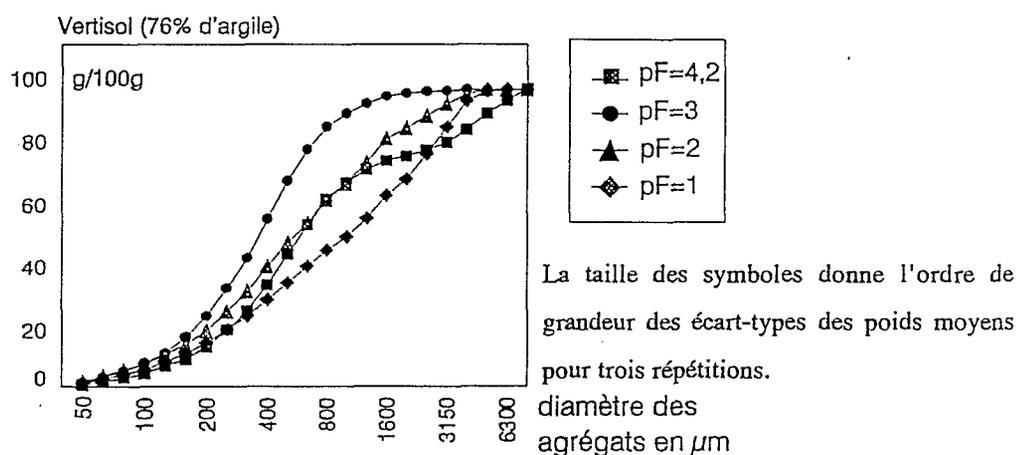


Figure IV.6 :

Influence de l'état hydrique initial des échantillons de sol sur la distribution du poids moyen d'agrégats par classe de taille. (échantillon A1, horizon supérieur).

La figure IV.6 montre les courbes de poids moyens cumulés d'agrégats d'un sol vertique non salé, fractionné à différents états hydriques. Les histogrammes de poids moyens d'agrégats par classe de taille de deux grands types de sols (vertisol non salé et sol ferrallitique) sont présentés aux pages suivantes sur les figures IV.7 et IV.8. D'autres exemples sont donnés dans l'annexe IV.2.

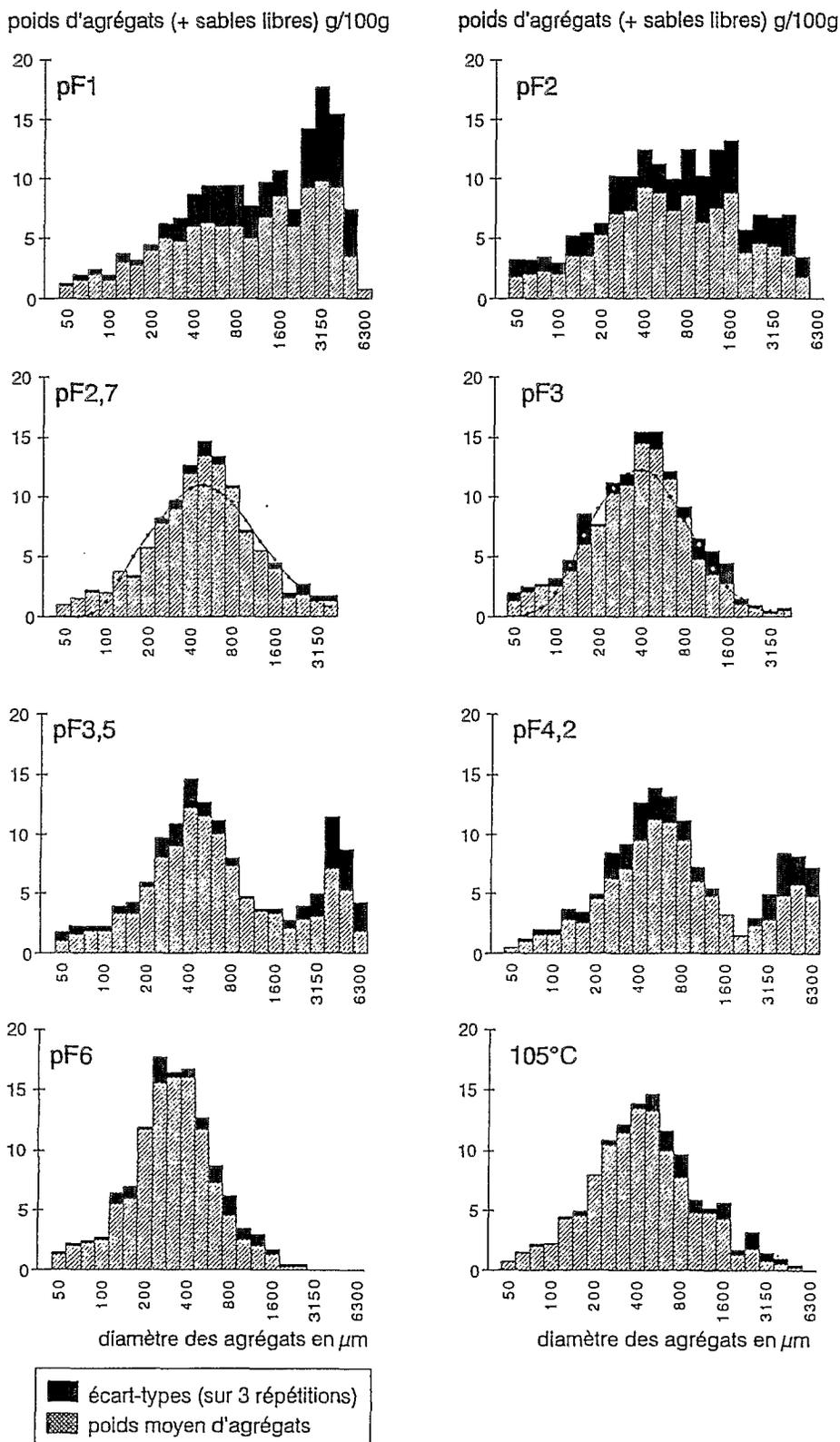


Figure IV.7 :

Influence de l'état hydrique initial d'un échantillon de vertisol sur la distribution du poids moyen d'agrégats par classe de taille.

Vertisol non salé (A1) : horizon supérieur (0-35 cm) (76% d'argile)

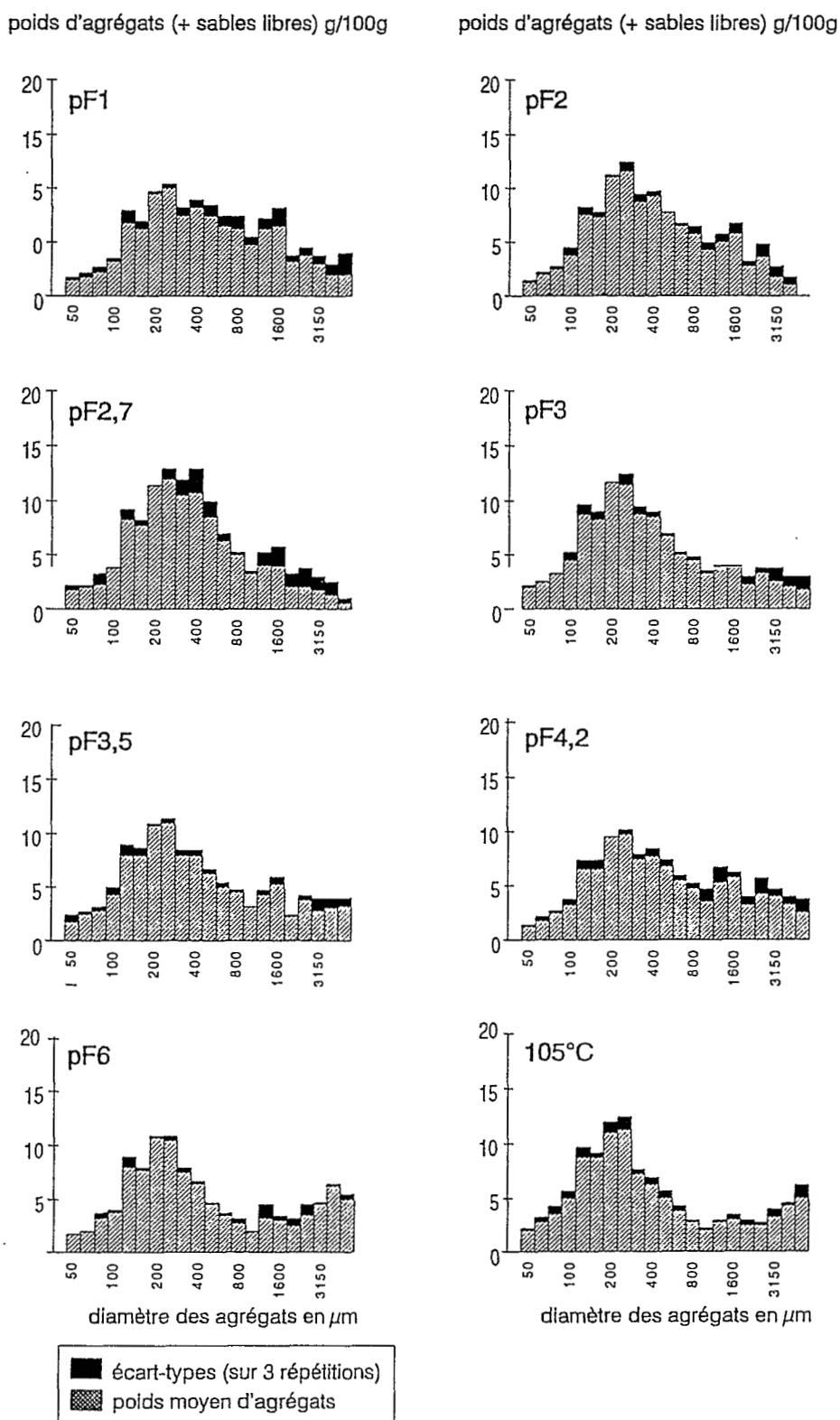


Figure IV.8 :

Influence de l'état hydrique initial d'un échantillon de sol ferrallitique sur la distribution du poids moyen d'agrégats par classe de taille.

Sol ferrallitique rouge "amont" : horizon B2 (25% d'argile)

* A faible contrainte hydrique ($pF=1$ et parfois $pF=2$), on constate dans de nombreux cas la dispersion de l'argile lors de la mise en contact de l'échantillon avec le méthanol et, lors du séchage, la formation d'une croûte par coalescence d'agrégats. Elle s'exprime par une distribution dimensionnelle des agrégats peu reproductible (le tamisage provoquant la destruction aléatoire de cette croûte) : coefficient de variation supérieur à 30% par classe de taille d'agrégats sur trois répétitions. Ce processus pourrait s'interpréter par la dilution importante du méthanol dans l'eau qui l'empêcherait de jouer pleinement son rôle.

* A $pF=2,7 - pF=3$: l'échantillon de sol semble se fractionner complètement, et sans provoquer le trouble du méthanol ; le séchage s'effectue rapidement sans réagrégation ou formation de croûte. On constate sur les histogrammes un resserrement de la distribution des agrégats autour de leur taille moyenne ainsi qu'une bonne reproductibilité (coefficient de variation moyen inférieur à 10% sur trois répétitions).

* A partir de $pF=3,5$: le fractionnement semble incomplet puisque les histogrammes montrent un étalement de la distribution vers les plus grands diamètres (1 à 5 mm). Cette mauvaise désagrégation est très marquée pour les sols sodiques à argiles gonflantes (Fig. IV.9).

* Au-delà de $pF=4,2$, pour des contraintes hydriques non atteintes dans les conditions naturelles (échantillon séché à l'air ($pF=6$) et à $105^{\circ}C$) deux comportements se distinguent :

- un fractionnement difficile et incomplet des échantillons de sols ferrallitiques (fig. IV.8) et sols argilo-limoneux (annexe IV.2), allant jusqu'à la non désagrégation de l'échantillon.
- un fractionnement optimal pour les échantillons des sols vertiques, et un resserrement très net de la distribution autour de la moyenne (Fig. IV.7 et IV.9).

Trois critères sont pris en considération pour guider notre choix de l'état hydrique initial le plus approprié :

- la reproductibilité des résultats ;
- le resserrement de la distribution autour de la moyenne ;
- la facilité du fractionnement, et l'absence d'artefacts (dispersion des argiles, formation de croûte..).

Les observations précédentes montrent une bonne reproductibilité pour tous les états hydriques testés, les moins bonnes étant cependant à $pF=1$ et $pF=4,2$ pour les sols vertiques et ferrallitiques, où la fragmentation incomplète laisse de gros agrégats dans les classes de diamètre les plus hautes, influençant fortement la reproductibilité de la distribution.

pois d'agrégats (+ sables libres) g/100g

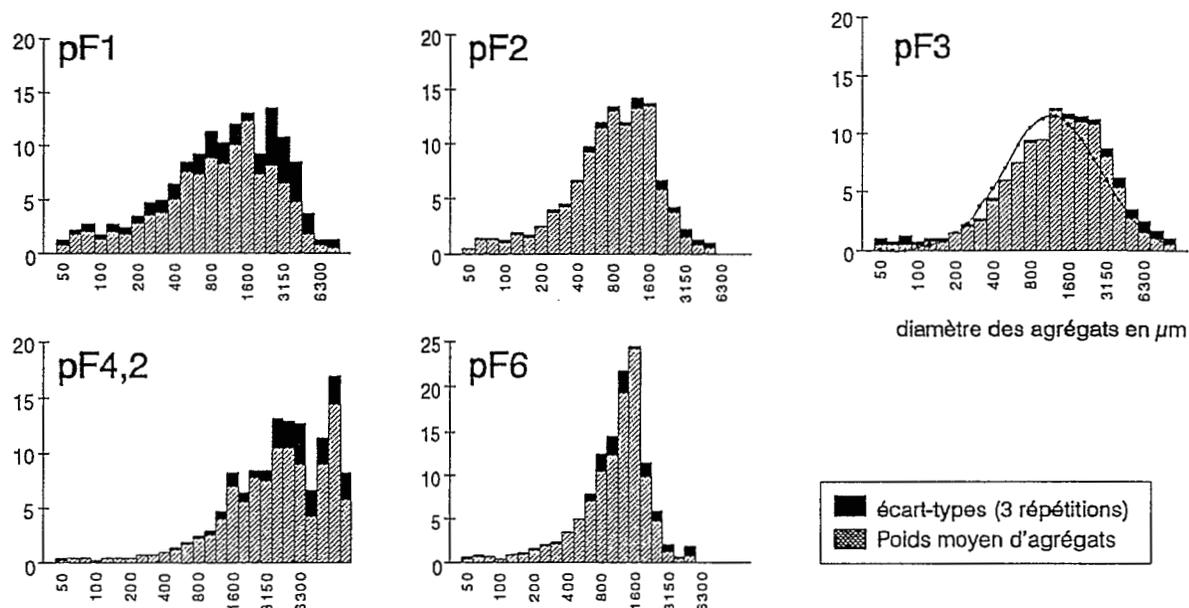


Figure IV.9 :

Influence de l'état hydrique initial d'un échantillon d'un vertisol sur la distribution du poids moyen d'agrégats par classe de taille.

Vertisol à complexe sodique (C3) : horizon profond (110cm) (64% d'argile)

En ce qui concerne le resserrement de la distribution autour de la moyenne, la gamme de pF compris entre 2 et 3 fournit les meilleurs résultats, ainsi que pF=6 pour les sols vertiques.

En ce qui concerne la facilité du fractionnement, il est certain qu'il faille écarter les états hydriques extrêmes, à cause de la dispersion de l'argile et de la formation d'une croûte à pF=1, et de la désagrégation difficile et incomplète des échantillons lorsqu'ils sont très secs.

Notons que le cas particulier d'une très bonne fragmentation des sols vertiques à pF=6, pourrait s'expliquer par le gonflement important, provoqué par l'entrée du méthanol dans l'argile desséché. Pour obtenir ce résultat, l'échantillon de sol doit être argileux et gonflant, ce qui est le cas des échantillons vertiques, contrairement aux échantillons ferrallitiques et ferrugineux. A pF=2 ou 3, au contraire, l'argile est encore saturée en eau, ainsi qu'une partie de la macroporosité, la désagrégation est donc provoquée, non pas par gonflement, mais par retrait de l'argile, le méthanol remplaçant l'eau qui s'y trouve.

Cette gamme de pF semble bien la plus appropriée pour un fractionnement "doux" de l'échantillon. C'est pourquoi nous proposons un pF compris entre 2,7 et 3 comme état hydrique standard pour l'opération de fractionnement au méthanol.

3.3.2 Cohérence avec d'autres approches

Il est intéressant de noter que certains auteurs, dont les préoccupations étaient souvent différentes des nôtres, ont montré que le sol, dans cette gamme de pF compris entre 2,7 et 3, possède des propriétés particulières. Les pédologues s'accordent, en particulier, sur le fait que les fragments de sol, prélevés au voisinage de la capacité au champ (pF de l'ordre de 3), sont friables et se débitent facilement, sous la pression des doigts, en agrégats millimétriques cohérents (HENIN et al., 1969 ; UTOMO et DEXTER, 1981). D'autres auteurs, avec des approches expérimentales différentes, décrivent des phénomènes de fissuration, d'anisotropie, de tassement et de retrait dans cette gamme de pF.

Ainsi, BRUAND (1985), décrivant l'organisation de matériaux gonflants, montre l'existence et le développement de fissures au cours du processus de déshydratation : à partir d'une valeur de pF proche de 2,8, il constate l'ouverture de fissures de rayon de constriction compris entre 80 nm et 3,5 μm qui s'élargissent au fur et à mesure que la teneur en eau diminue. Cette fissuration semble correspondre au retrait d'agrégats millimétriques.

HALLAIRE (1987) propose un schéma structural décrivant l'évolution de la porosité au cours du dessèchement d'un matériau argileux. Ce retrait s'opère en deux temps : microfissuration correspondant à une fragmentation du matériau et, dans un deuxième temps, fermeture de ces fissures correspondant à une prise en masse. La gamme de teneur en eau, enregistrée lors de cette fissuration, semble tout à fait cohérente avec nos propres observations (HALLAIRE, Com. pers.).

MAPANGUI (1992), par l'analyse de l'évolution des propriétés physiques des sols ferrallitiques cultivés, confirme ces données en montrant clairement que le retrait de ces sols engendre successivement des phénomènes de fissuration non monotone ($pF < 3$) et de prise en masse croissante ($pF > 3,5$).

A l'échelle des assemblages de particules argileuses des smectites, TESSIER et BERRIER (1979) constatent que les phénomènes de dessiccation se produisent d'abord sans évolution importante de l'orientation des cristallites. Ces cristallites ont brutalement vers $pF=3$ une orientation anisotrope (les éléments du réseau tendent à se disposer parallèlement les uns aux autres), tandis qu'à partir de $pF=3,5$, il y a diminution de la taille des pores, accompagnée d'un véritable emboîtement des éléments, et une organisation, à nouveau, isotrope.

Récemment, SALA et TESSIER (1993), étudient l'importance de l'état énergétique de l'eau sur l'aptitude au tassement de matériaux argileux non saturés. Ces auteurs montrent, sur

des massifs d'agrégats, qu'il existe un domaine de potentiel, correspondant à une gamme de pF entre 2,5 et 3, "où les forces capillaires contribuent au rapprochement des agrégats de sols", facilitant leur déformation et "provoquant le maximum de compactage des matériaux". Ainsi ce sont les matériaux dans lesquels le potentiel de l'eau est de l'ordre de $pF=2,5$ - $pF=3$ qui sont les plus sensibles au tassement.

Enfin, selon le modèle de retrait proposé par BRAUDEAU (1988) (voir chapitre III), la couche d'eau entourant les agrégats disparaît complètement à partir d'un point appelé point de friabilité ou LM "limit of contribution of macroporosity", l'agrégat continuant de se rétracter en conservant son état saturé jusqu'au point d'entrée d'air dans les agrégats.

La mesure associée du potentiel de l'eau, dans les échantillons de sol, lors du retrait (BOIVIN, 1990), a permis de corroborer la signification de ce "point de friabilité" dans le sens où il correspond précisément au point de désamorçage du tensiomètre. La figure IV.10 présente un exemple de courbe de succion sur un échantillon de vertisol :

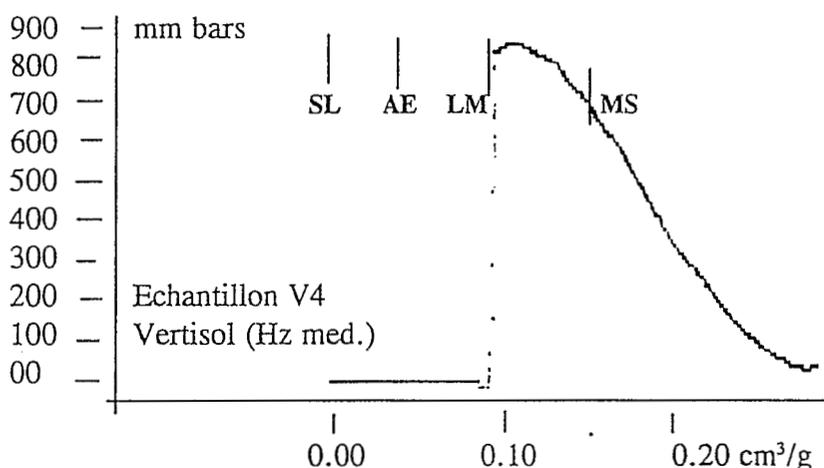


Figure IV.10 :

Courbe de succion d'un échantillon de vertisol. Correspondance entre le point de friabilité (LM), limitant les phases de retrait normal et structural, et le point de désamorçage du micro-tensiomètre.

Le désamorçage du tensiomètre se produit au point LM de la courbe de retrait : le film d'eau entre l'eau du sol et l'eau de la bougie poreuse du tensiomètre est rompu. Ce résultat a été constaté, sur une gamme de sols, allant des sols ferrallitiques aux sols vertiques et alluviaux. BOIVIN (1990) note que le désamorçage du tensiomètre ne se produit pas à une pression constante, mais varie entre 600 et 950 mb, ce qui équivaut à un potentiel de $pF=2,7$ - $pF=3$ (le micro-tensiomètre étant théoriquement capable de mesurer des pressions jusqu'à 1000 mb).

Sur une gamme de sol à kaolinite dominante ayant de 11 à 76% d'argile, BOIVIN (1990) constate une bonne relation statistique de la teneur en eau au point de friabilité avec la teneur

en eau à $pF=3$. Nous constatons également pour l'ensemble de nos échantillons (fig. IV.11) une relation statistique linéaire (de pente 1 et passant par l'origine) entre la teneur en eau à ce point et celle à $pF=3$.

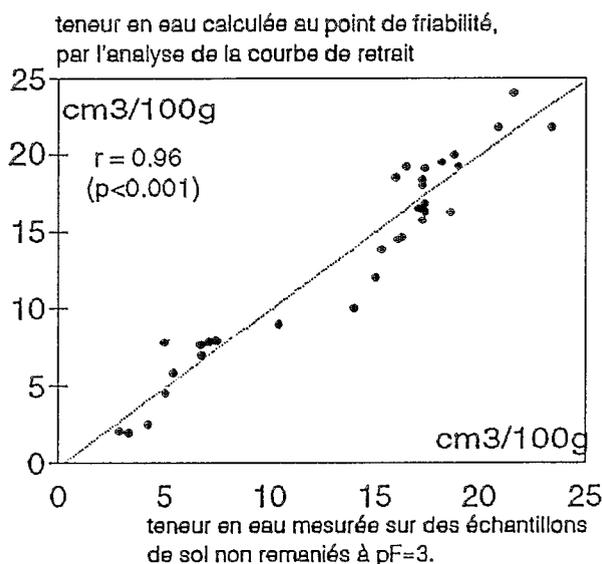


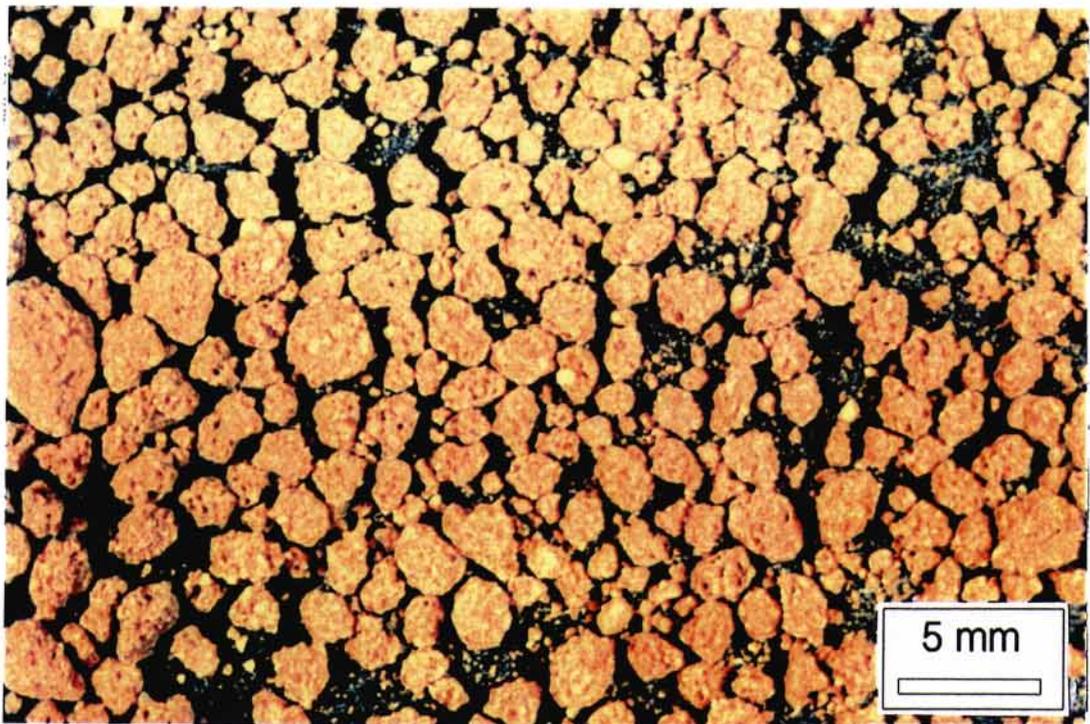
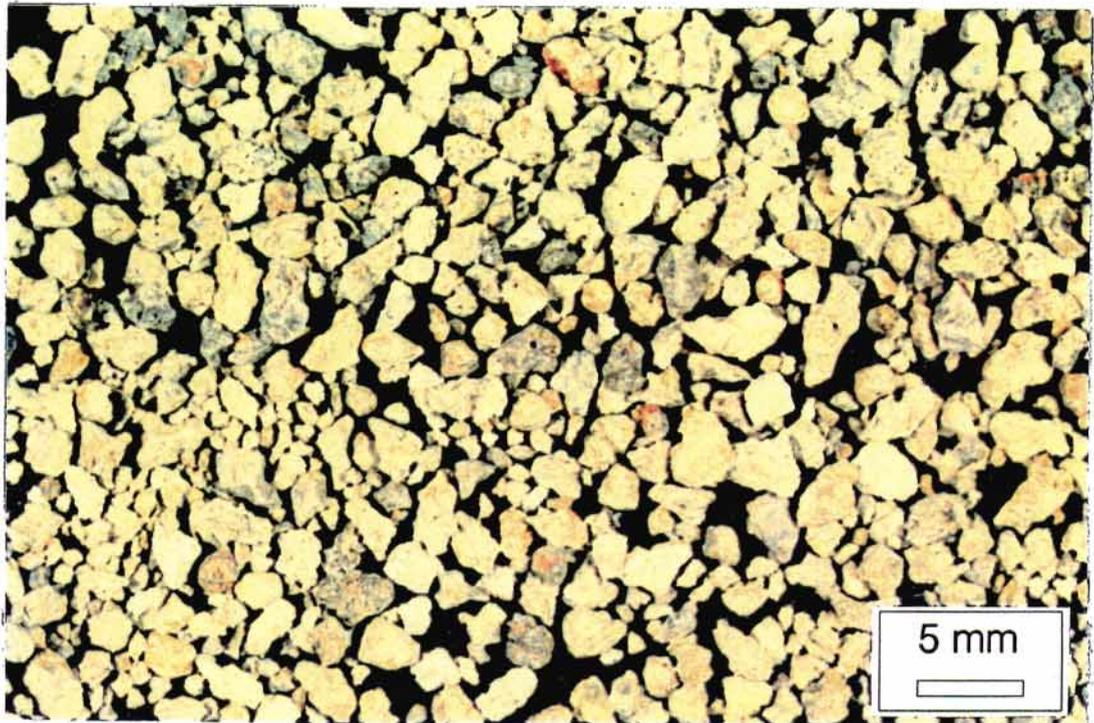
Figure IV.11 :

Relation entre teneur en eau mesurée sur des échantillons non remaniés à $pF=3$, et teneur en eau calculée, au point de friabilité, par l'analyse de la courbe de retrait de cet échantillon non remanié.

Ce point de friabilité est défini par BRAUDEAU (1988) comme étant le point exact où l'eau entourant les agrégats a complètement disparu. Il correspond bien à l'état hydrique préconisé pour fractionner un échantillon de sol en ses agrégats constitutifs.

En résumé, de nombreux auteurs, utilisant des techniques très différentes, s'accordent sur le fait que le sol possède des propriétés physiques particulières dans une gamme de pF proche de 3. La meilleure fragmentation d'un échantillon de sol serait obtenue au maximum de fissuration, ou d'anisotropie, de cet échantillon, c'est-à-dire au maximum d'individualisation des agrégats. C'est donc la gamme de pF de 2,7 à 3 qui semble la plus appropriée pour fractionner un échantillon de sol en éléments structuraux naturels du sol.

Nous avons proposé un protocole de fractionnement en agrégats, qui a pour objectif de séparer les éléments structuraux naturels du sol. Il est important de vérifier si les agrégats issus du fractionnement correspondent bien à des éléments structuraux naturels, préexistants dans le sol. Pour cela les agrégats issus du fractionnement seront comparés à ceux observés dans une lame mince de l'échantillon "mère" non remanié, imprégné par de la résine, à $pF=3$.



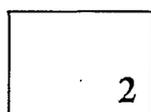
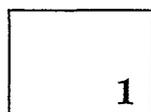


Planche photographique V :
AGREGATS ISSUS DU FRACTIONNEMENT
(photos en lumière naturelle)

Photo 1 : macro-agrégats d'un vertisol

Photo 2 : macro-agrégats d'un sol ferrallitique rouge "amont" (horizon B2)

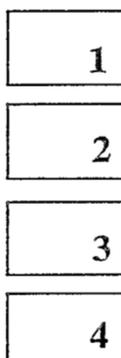


Planche photographique VI :
AGREGATS D'UN SOL FERRALLITIQUE
(rouge "amont"-horizon B2)

observés en lumière transmise sous microscope optique polarisant

Photo 1 : microorganisation d'un échantillon non remanié .

Photo 2 : détail de la microorganisation d'un échantillon non remanié :
macro-agrégats, micro-agrégats (agréats élémentaires),
et squelette (quartz)

Photo 3 : macro-agrégats issus du fractionnement

Photo 4 : micro-agrégats (ou agrégats élémentaires) issus du fractionnement

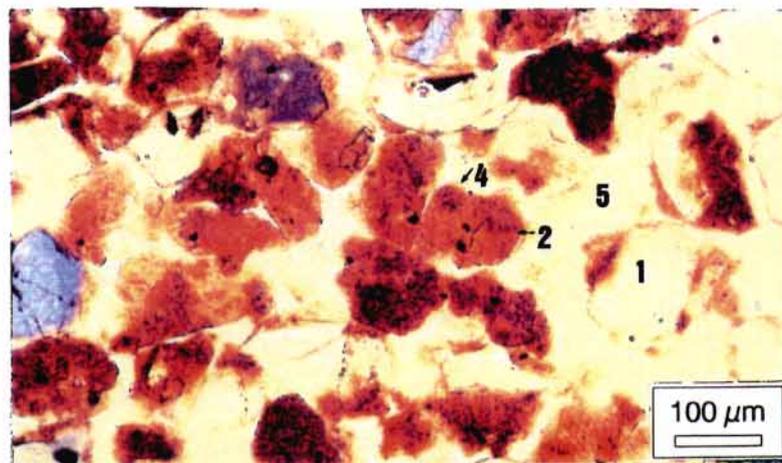
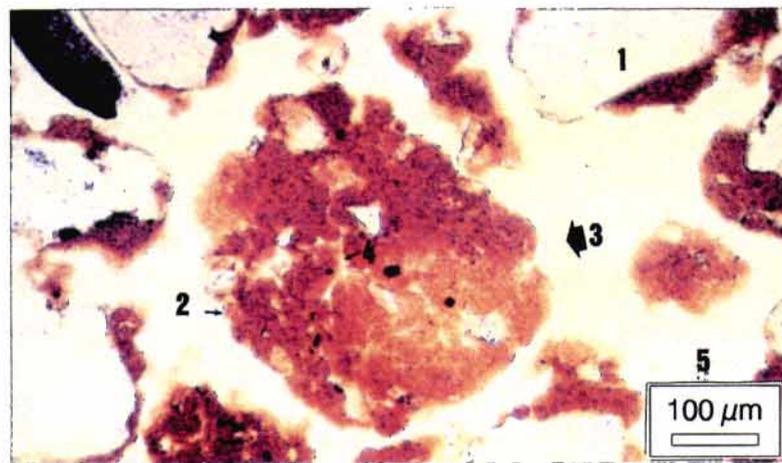
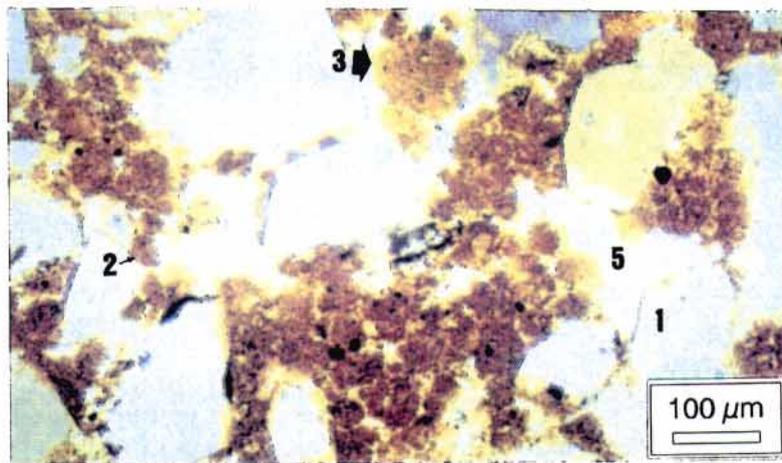
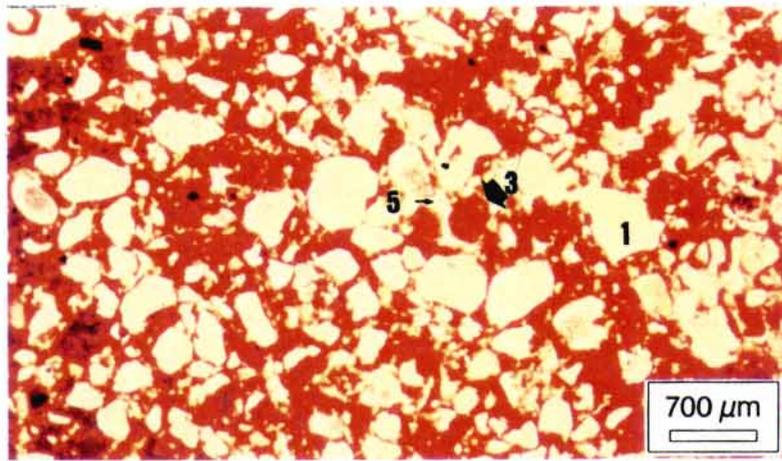
1 : quartz

2 : micro-agrégat

3 : macro-agrégat

4 : cutane

5 : vide



3.4 Observation micromorphologique des agrégats

La caractérisation des différents niveaux d'organisation des échantillons analysés sera présentée plus en détail, dans le chapitre V pour les sols ferrallitiques et ferrugineux, et dans le chapitre VII pour les vertisols. Dans ce paragraphe, nous présenterons uniquement quelques points caractéristiques de la morphologie des agrégats.

Les planches photographiques I V et V montrent les agrégats issus du fractionnement d'échantillons de sols (ferrallitiques et vertiques) avant tamisage (planche IV : photo 4) et après tamisage (planche V).

On remarque que les agrégats sont cohérents, propres et, dans l'ensemble, de forme sub-arrondie pour les sols ferrallitiques, et sub-angulaire pour les vertisols. Ils ne semblent pas présenter des traces de dégradation ou d'érosion particulières.

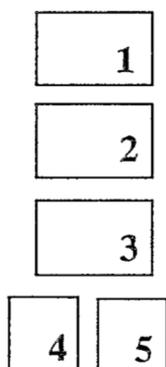
Les planches photographiques VI (sols ferrallitiques) et VII (vertisols) présentent les agrégats issus du fractionnement vus, cette fois-ci, en coupe, et les agrégats observés sur les échantillons non remaniés correspondants. On distingue, pour les sols ferrallitiques, des agrégats élémentaires formés uniquement par l'assemblage des particules primaires les plus fines (de taille $< 250 \mu\text{m}$) (planche VI : photo 4) et des agrégats secondaires formés par l'assemblage d'agrégats élémentaires, de limons grossiers et de sables ($> 250 \mu\text{m}$) (planche VI : photo 3).

Ce fait est moins net pour les agrégats des vertisols, en raison de la faible proportion de sables et limons grossiers dans ces sols.

Les agrégats issus du fractionnement et les agrégats non remaniés présentent des similitudes morphologiques frappantes : en dehors des critères de taille et de forme, c'est l'existence de traits pédologiques caractéristiques, soulignant l'individualité des agrégats, qui atteste de la validité du protocole de fractionnement. En effet d'après BREWER (1960) les agrégats de sol peuvent être identifiés par la présence de cutanes, c'est-à-dire par l'existence d'une modification de la texture ou d'une différenciation plasmique entre les agrégats.

Les agrégats semblent avoir été séparés les uns des autres selon des surfaces structurales reconnaissables sur les lames minces d'échantillons de sol indurés à $\text{pF}=3$ par la présence de cutanes. Ces cutanes sont très nettes dans les sols ferrallitiques étudiés et correspondent à de fins liserés biréfringents micrométriques, enveloppant l'ensemble des microagrégats de sol (planche VI : photo 4).

Pour les sols vertiques, les cutanes sont différentes : il s'agit de cutanes de "contraintes mécaniques", de "stress-cutans" selon la définition de BREWER (1960). Elles sont révélées par des motifs de biréfringence striés plus accentués à la périphérie des agrégats. Cependant, il est



**Planche photographique VII :
AGREGATS DE VERTISOLS**

observés en lumière transmise sous microscope optique polarisant

Photo 1 : microorganisation d'un échantillon non remanié (horizon profond)

**Photo 2 : détail de la microorganisation d'un échantillon non remanié
(horizon supérieur)**

Photo 3 : macro-agrégats issus du fractionnement (horizon profond)

**Photo 4 : micro-agrégats (ou agrégats élémentaires) issus du fractionnement
(horizon profond)**

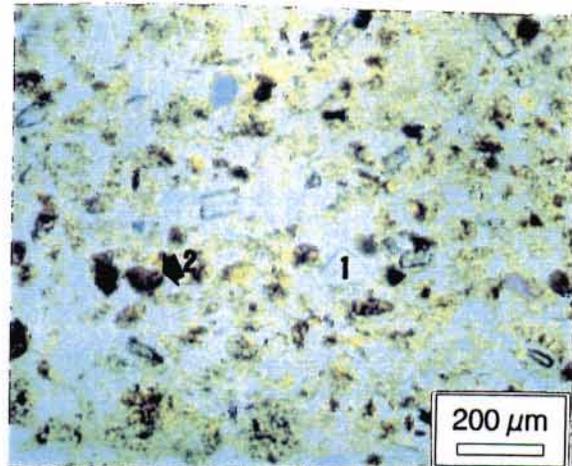
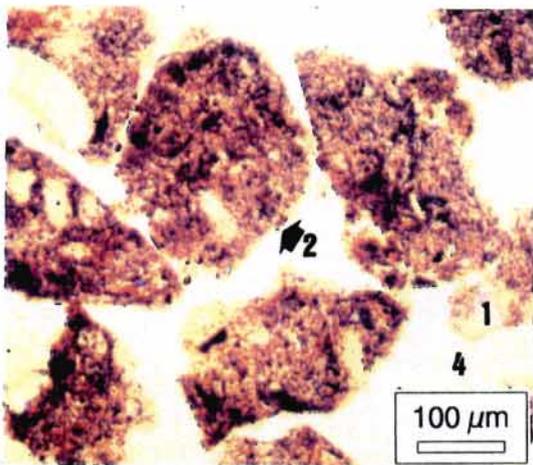
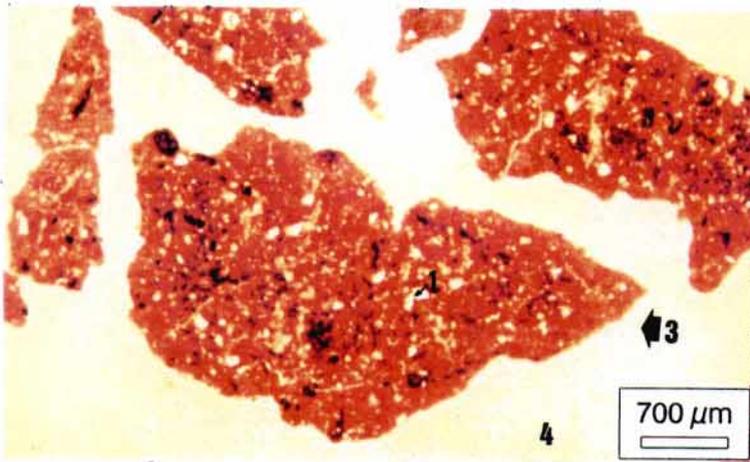
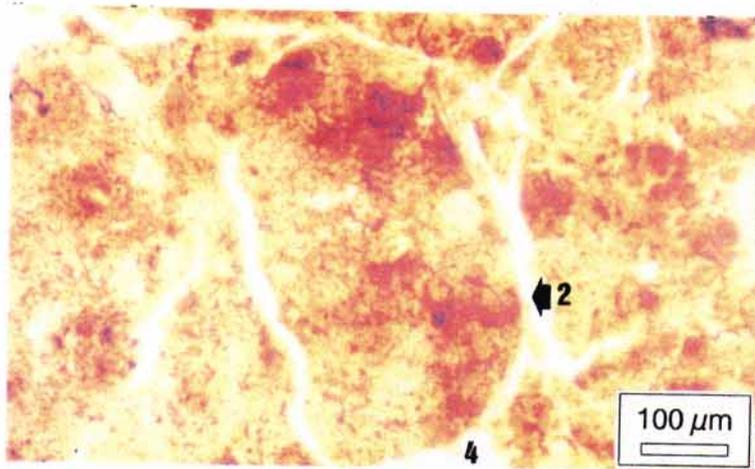
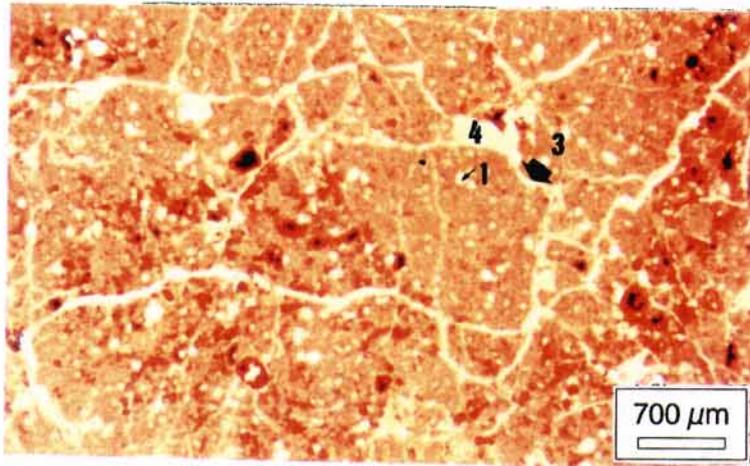
Photo 5 : micro-agrégats et limons grossiers/sables libres issus du fractionnement

1 : quartz

2 : micro-agrégat

3 : macro-agrégat

4 : vide



à souligner que ces traits pédologiques s'observent également à l'intérieur des agrégats, témoignant ainsi de la faible individualité des agrégats et de la constante homogénéisation de ces sols (planche XI : photos 3 et 4). Sous la loupe binoculaire, les faces des agrégats de vertisols sont franches, souvent conchoïdales et lisses, correspondant à des faces de micro-glissement (planche V : photo 1).

En résumé pour l'ensemble des sols testés, un potentiel hydrique voisin de $pF=2,7$ - $pF=3$ semble le plus propice au fractionnement complet et reproductible de l'échantillon en agrégats. La reproductibilité des résultats du fractionnement et la comparaison de la morphologie des agrégats issus du fractionnement avec les agrégats observés dans les échantillons non remaniés de sol permettent de supposer que le fractionnement a isolé des agrégats naturels du sol, constitutifs d'un ou de plusieurs niveaux d'organisation structurale du sol.

3.5 Séparation des sables libres

Les classes d'agrégats obtenues après fractionnement et tamisage contiennent des agrégats vrais (stricto sensu) et des sables libres, c'est-à-dire des sables non inclus dans les agrégats. C'est surtout le cas pour les sols ferrallitiques et ferrugineux qui sont peu argileux, et où les sables non agrégés et nus se trouvent en quantité importante parmi les agrégats. Dans ce cas, afin d'étudier et caractériser la distribution dimensionnelle des agrégats seuls, il est nécessaire de pouvoir la distinguer de celle des sables libres.

3.5.1 Estimation des sables libres

La distribution des sables libres peut être appréciée par un comptage sous loupe binoculaire. D'un point de vue pratique et même conceptuel, il faut noter que la séparation entre agrégats et sables libres n'est pas chose aisée dans les sols sableux ferrugineux. En effet de nombreux quartz présentent des incrustations et imprégnations de plasma argileux, d'oxydes et oxy-hydroxydes de fer. La séparation de ces sables sous loupe binoculaire est alors délicate notamment dans la gamme de taille inférieure à $200 \mu m$.

L'observation à la loupe binoculaire détermine un pourcentage en nombre des sables libres (n_i) par rapport au nombre des grains dans chaque classe granulométrique. Ce pourcentage est ensuite transformé en masse de sables libres (p_i) pour 100 grammes de sol sec par la formule suivante :

$$(p_i) = [(n_i) \cdot ds / ((100 - n_i) \cdot dag + n_i \cdot ds)] \cdot mi$$

où dag représente le volume massique des agrégats, ds le volume massique des sables, et mi la masse d'agrégats et sables libres pour 100 g de sol sec.

Le volume massique des agrégats (dag) est pris arbitrairement égal à 2 (OLSON et ZOBECK, 1989). En réalité il varie suivant la taille et la nature des agrégats, et serait proche d'une ou plusieurs lois fractales (travail en cours), mais il est à noter que cette simplification n'altère que légèrement la précision des calculs.

La figure IV.12 représente les histogrammes des sables libres et sables totaux (en g pour 100 g de sol sec) de deux échantillons de sol ferrallitique et sol ferrugineux. L'annexe IV.3 donne les histogrammes des sables libres et totaux de quatre horizons B1 et quatre horizons B2 le long de la toposéquence de sols ferrallitiques-ferrugineux de YABONE.

Sur la figure IV.12, et dans l'annexe IV.3, on note deux résultats intéressants :

- la distribution des sables totaux des échantillons de sols ferrallitiques ou ferrugineux reste sensiblement la même sur toute la séquence et s'apparente à une distribution lognormale centrée sur 220 μm .

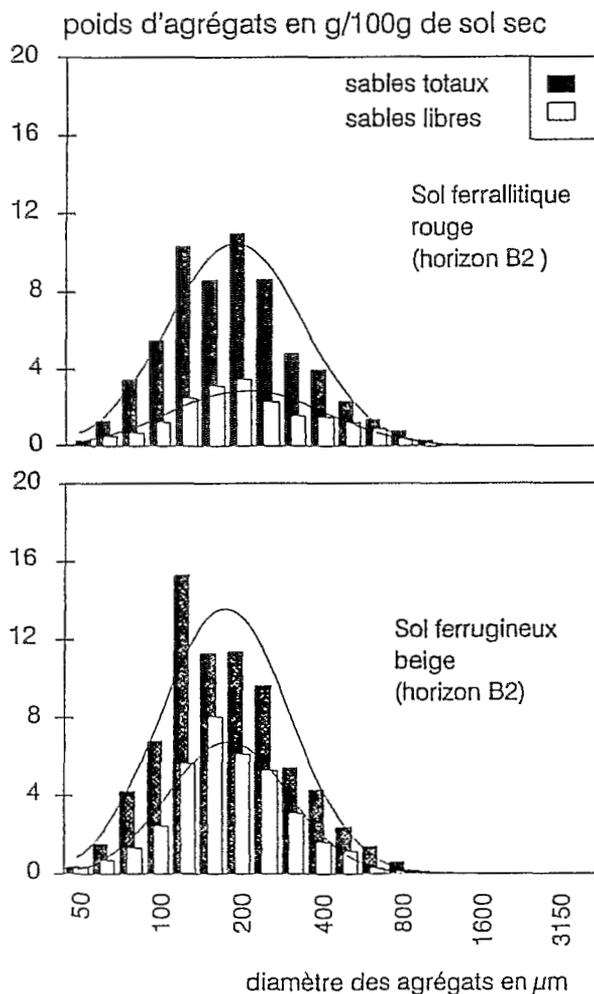


Figure IV.12 :
Distributions dimensionnelles des sables totaux, et des sables libres estimés par comptage sous loupe binoculaire, des horizons B2 d'un sol ferrallitique et d'un sol ferrugineux.

- de moyenne légèrement supérieure à celle des sables totaux, la distribution des sables libres est aussi lognormale, ce qui exprime un lien très net entre les deux distributions. La proportion sables libres par rapport aux sables totaux est de 20 à 30 % pour les sols ferrallitiques, et de 50 % pour les sols ferrugineux. Ce rapport dépend évidemment du taux d'argile et de sable dans l'échantillon (fig. IV.13), mais aussi probablement de la structure (forme d'agrégation), ce qui reste à préciser.

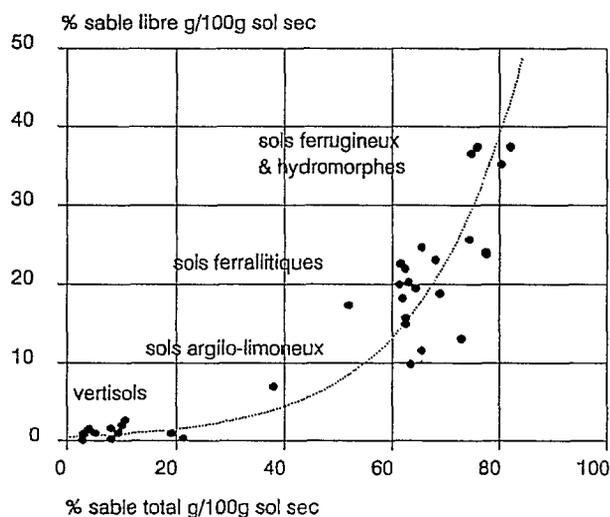


Figure IV.13 :
Relation exponentielle
entre le pourcentage de sables
libres et le pourcentage de sables
totaux dans l'échantillon pour
100g de sol sec ($R=0,92$, seuil 99,9%).

Remarque : la distribution des sables totaux de l'échantillon est obtenue par une étude granulométrique classique (destruction de la matière organique par l'eau oxygénée et dispersion de l'argile par l'hexamétoposphate). Cette méthode semble valable pour l'ensemble des sols étudiés, car la comparaison entre les pourcentages granulométriques de quelques échantillons obtenus selon cette méthode courante et selon la technique des résines échangeuses d'ions (ROUILLER et al., 1972 ; BARTOLI et al., 1988) ne nous a pas permis de déceler de différence significative. Pour les sols fortement micro-agrégés, comme certains sols ferrallitiques argileux très riches en gibbsite, BARTOLI et al. (1990) montrent l'efficacité de cette méthode et recommandent son utilisation. La spécificité des sols ferrallitiques de YABONE, relativement pauvres en fer et sans gibbsite (KALOGA, 1990), pourrait expliquer la faible résistance à la dispersion de ces sols.

3.5.2 Calcul de la distribution des agrégats stricto sensu

Connaissant la distribution des sables libres, il est possible de déduire l'histogramme des agrégats vrais (stricto sensu) par simple différence entre l'histogramme du produit du fractionnement (agrégats totaux) et celui des sables libres.

La figure IV.14 présente les histogrammes des agrégats totaux et vrais, ainsi que les courbes des sables totaux, pour les horizons B2 d'un sol ferrallitique et d'un sol ferrugineux.

Les sols ferrallitiques et ferrugineux (fig. IV.14) présentent des distributions dimensionnelles

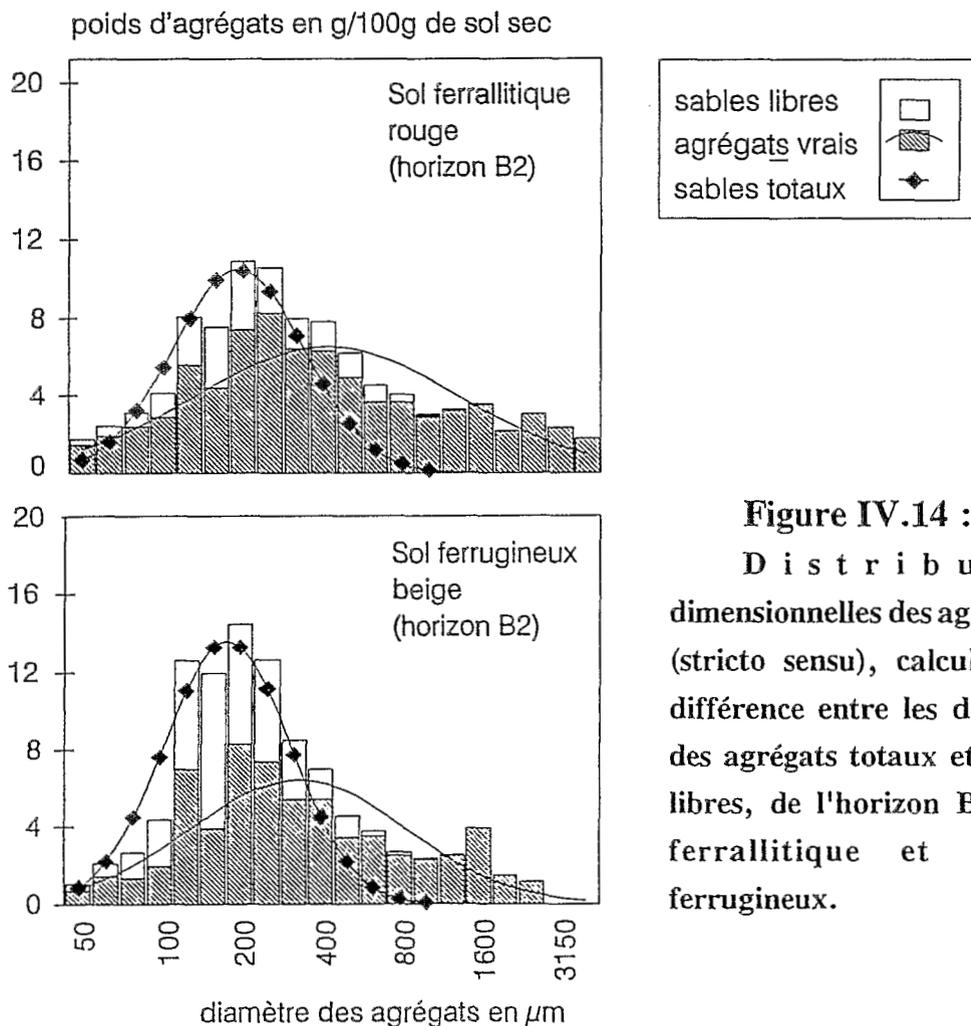


Figure IV.14 :

Distributions dimensionnelles des agrégats vrais (stricto sensu), calculées par la différence entre les distributions des agrégats totaux et des sables libres, de l'horizon B2 d'un sol ferrallitique et d'un sol ferrugineux.

d'agrégats vrais, de forme lognormale, dont la moyenne et l'écart-type diffèrent ($m = 860 \mu\text{m}$ pour les horizons B2 ferrallitique, $m = 650 \mu\text{m}$ pour les sols ferrugineux). Nous analyserons, plus en détail, ces résultats dans la troisième partie consacrée à l'analyse de la toposéquence de YABONE.

Les vertisols (fig. IV.15) présentent très nettement une distribution lognormale, dont la moyenne est largement supérieure à celle des sables (de 400 à 1000 μm). Il est intéressant de noter que les deux échantillons de vertisol présentés, montrant des moyennes des distributions dimensionnelles d'agrégats très différentes (800 et 1500 μm), proviennent d'horizons possédant les mêmes caractéristiques texturales et minéralogiques, mais qui diffèrent par leurs teneurs en sels sodiques. Ces résultats seront discutés dans la quatrième partie consacrée à l'analyse de la cuvette de vertisols de DIAWARA.

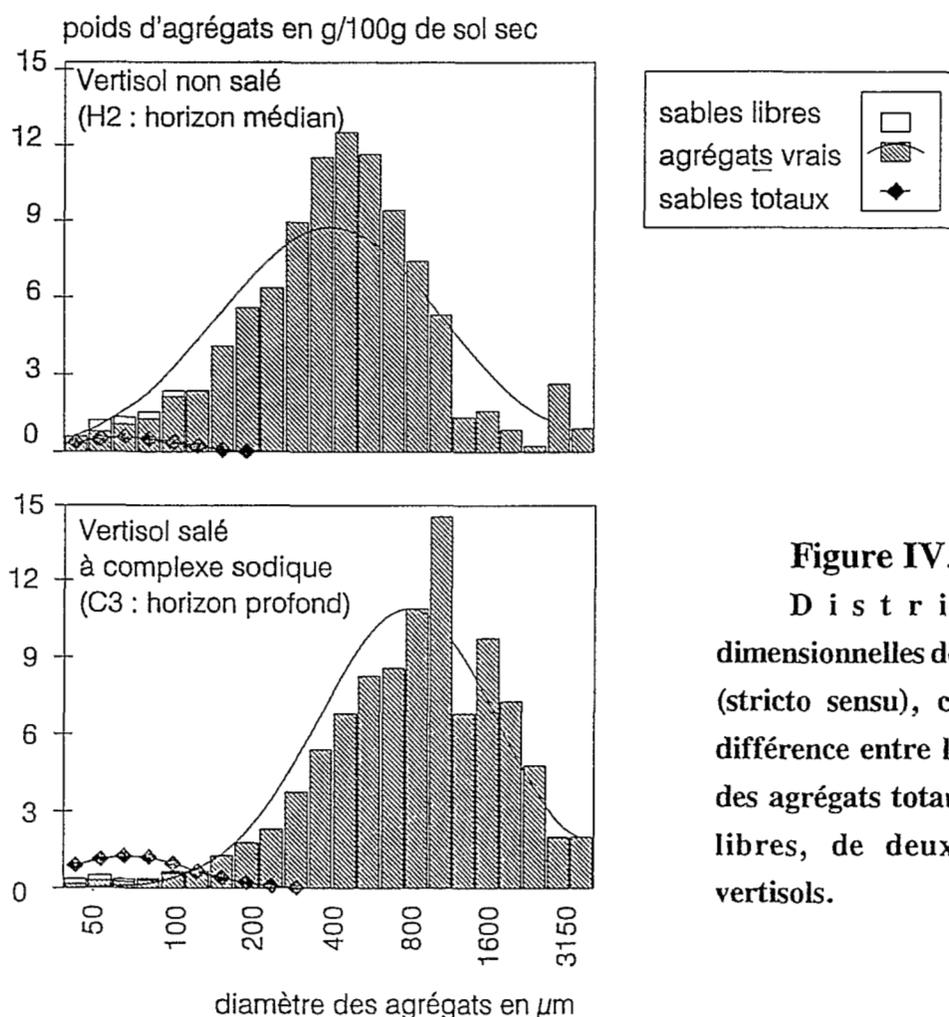


Figure IV.15 :
Distributions dimensionnelles des agrégats vrais (stricto sensu), calculées par la différence entre les distributions des agrégats totaux et des sables libres, de deux horizons de vertisols.

3.5.3 Ajustement des distributions dimensionnelles d'agrégats à une loi log-normale

Les distributions dimensionnelles d'agrégats vrais forment, pour l'ensemble des horizons de sols étudiés, des courbes en cloche de type "gaussienne".

Dans le domaine des sciences du sol, de nombreuses distributions physiques et, notamment granulométriques, ont été décrites par une loi log-normale et leurs propriétés discutées (AFFLECK, 1953 ; SCHALLER et STOCKINGER, 1953 ; ALLISON, 1956 ; GARDNER, 1956 ; SHIRAZI et BOERSMA, 1984 ; BRAUDEAU, 1982 ; SHIRAZI et al., 1988 ; WEBSTER et OLIVER, 1990).

L'ajustement de ces distributions dimensionnelles d'agrégats à une loi log-normale va nous permettre de comparer les distributions entre elles en simplifiant les représentations graphiques.

Nous prenons comme hypothèse que le poids moyen d'agrégats (x_i) par classe de taille (f_i) suit une loi log-normale. Si x_i suit une loi log-normale, $\ln(x_i)$ suit une loi normale de moyenne m et de variance s^2 (DAGNELIE, 1969) :

$$\text{avec } m = 1/N \sum_{i=1}^{26} f_i \ln(x_i) \quad \text{et } s^2 = 1/(N-1) \sum_{i=1}^{26} f_i (\ln(x_i) - m)^2$$

$$= 1/(N-1) \sum_{i=1}^{26} (f_i (\ln(x_i))^2) - 1/N (\sum_{i=1}^{26} f_i \ln(x_i))^2$$

ou x_i = poids moyen des agrégats par classe de taille (f_i) en g pour 100g de sol sec.

N = poids total des particules.

$\sum_{i=1}^{26}$ = somme de 1 à 26 classes de taille.

La densité de probabilité est donnée par la relation :

$$f(x) = 1/[s(2\pi)] \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln(x_i) - m}{s} \right)^2 \right]$$

Pour chaque échantillon, nous avons calculé la moyenne et l'écart-type de la distribution dimensionnelle expérimentale des agrégats et estimé sa distribution théorique log-normale. La vérification de la normalité de $\ln(x_i)$ a pu être réalisée de deux manières :

- graphiquement par représentation de l'histogramme de la distribution expérimentale associée à la distribution théorique (fig. IV.14 et IV.15). Elle peut être accompagnée d'un test graphique dit des droites de HENRY : une distribution log-normale étant représentée sur échelle gaussio-arithmétique à ordonnées gaussiennes (papier probit) par une droite.

- quantitativement au moyen de test de statistiques de conformité tel que le test du CHI-deux.

Pour l'ensemble de nos échantillons et en dehors de quelques exceptions (sols argilo/sablo-limoneux à bimodalité nette), la divergence observée entre la distribution expérimentale et la distribution théorique reste dans les limites de fluctuations fortuites (au seuil de sécurité de 95 %). On peut en déduire que les données expérimentales sont compatibles avec une hypothèse de loi log-normale.

3.6 Conclusions

Nous avons déterminé l'état hydrique le plus approprié pour isoler les éléments structuraux naturels du sol. Les expériences de fractionnement, menées à différents états hydriques, sur des échantillons d'origines variées : ferrallitiques, ferrugineux, alluvial hydromorphe et vertique, ont montré que la gamme de potentiel hydrique assurant le fractionnement optimal est relativement étroite ($2,7 < pF < 3$). Ce choix est conforté par d'autres auteurs aux préoccupations différentes des nôtres, mais aussi par l'allure de la distribution dimensionnelle des agrégats issus

du fractionnement, ainsi que par les caractéristiques micromorphologiques des agrégats, comparés à ceux de l'échantillon mère.

Pour les sols sableux la distribution dimensionnelle des sables libres (non inclus dans les agrégats) est déterminée par comptage à la loupe binoculaire, ce qui permet de déduire les histogrammes des agrégats stricto sensu qui se révèlent caractéristiques des types de sols.

On montre également l'existence de relations statistiques entre distribution des sables libres et distribution des sables totaux.

Cette relation nous permettra d'estimer les sables libres dans chaque classe de taille d'agrégats, sans pour autant compter les sables libres sous loupe binoculaire pour tous les échantillons, puisque la distribution des sables libres peut être calculée à partir de celle des sables totaux. Ce calcul nous permettra, ensuite, d'estimer la distribution des agrégats stricto sensu et d'approcher de manière plus précise les caractères physico-chimiques de chaque classe d'agrégats.

D'autre part, cette relation indique qu'il existe une relation étroite entre la texture (% en sable, limon, argile) et la structure des échantillons, qu'il sera intéressant de développer.

La méthode de fractionnement proposée permet d'identifier et de séparer des éléments structuraux naturels, qui semblent constitutifs des premiers niveaux d'organisation structurale du sol. Ainsi, les agrégats les plus petits semblent répondre à la définition des agrégats élémentaires, c'est-à-dire des volumes homogènes de quelques dizaines de μm à quelques centaines de μm , formés par l'assemblage des particules primaires les plus fines du sol (argiles et limons fins), indépendamment du squelette, et séparés entre eux par des traits pédiques particuliers. Les agrégats les plus gros ($> 250 \mu\text{m}$), répondent à la définition des agrégats secondaires, c'est-à-dire à des assemblages d'agrégats élémentaires incorporant des sables et des limons grossiers.

Conclusions de la deuxième partie :

Nous avons proposé un protocole de fractionnement du sol, qui a pour objectif de séparer les éléments structuraux naturels du sol, et de les conserver en vue de l'étude de leur morphologie, constitution et comportement.

S'inspirant de quelques méthodes de fractionnement basées sur l'intervention d'un solvant organique et notamment de celle proposée par BRAUDEAU en 1982, nous avons recherché les conditions opératoires les plus appropriées, principalement la teneur en eau initiale des échantillons, pour que le fractionnement soit plus une individualisation et une séparation d'agrégats préexistants qu'une fragmentation arbitraire qui ne tiendrait compte ni de l'assemblage, ni de l'état hydrique de l'échantillon.

La méthode mise au point consiste à immerger lentement l'échantillon de sol dans le méthanol. Il semblerait que le méthanol qui est entièrement miscible à l'eau, occupe la macroporosité grâce à son fort pouvoir de diffusion, supprime les forces de capillarité et par échange d'eau avec la microporosité intra-agrégat, en provoque le retrait, ce qui favorise le fractionnement en agrégats.

Pour l'ensemble des sols testés, un potentiel hydrique compris entre $pF=2,7$ et $pF=3$ semble le plus propice à une fragmentation complète et reproductible de l'échantillon en agrégats. Cette reproductibilité et la confrontation entre la morphologie des agrégats issus du fractionnement et ceux observés sur lame mince d'échantillons non remaniés et humides correspondants, permet de supposer que la fragmentation a isolé les agrégats constitutifs naturels élémentaires.

L'estimation des sables libres (sables non inclus dans les agrégats) permet de calculer la distribution des agrégats stricto sensu. Ces distributions sont présentées, soit sous forme d'histogramme de poids moyens d'agrégats, soit sous forme de courbe de poids moyen cumulé d'agrégats, pour 100g de sol sec et pour trois répétitions. Les distributions dimensionnelles d'agrégats sont caractérisées par leurs moyenne et écart-type. L'ajustement des distributions à une loi log-normale facilite la comparaison des courbes entre elles.

Pour mieux juger de la validité de la technique de fractionnement, il conviendrait de confronter le produit du fractionnement avec les caractéristiques physiques des échantillons non remaniés correspondants. C'est cette confrontation entre une approche morphologique et une approche physique que nous proposons d'appliquer, dans la suite de ce travail.

Troisième partie

APPLICATION A UNE TOPOSEQUENCE DE SOLS FERRALLITIQUES-FERRUGINEUX TROPICAUX DE BASSE-CASAMANCE (SENEGAL)

Cette troisième partie est consacrée à l'analyse de la toposéquence de YABONE. Elle exposera, tout d'abord, les résultats obtenus à l'aide des approches morphologiques et physiques (chapitre V), puis les résultats du fractionnement en agrégats (chapitre VI).

Chapitre V : Approches morphologique et physique

La microorganisation d'horizons représentatifs de la toposéquence de sols ferrallitiques-ferrugineux de YABONE est décrite, à différentes échelles et différents états hydriques. Les propriétés physiques, sont également analysées, en se focalisant sur les surfaces ou les volumes poreux mesurés par des techniques complémentaires.

Avant d'analyser les résultats du fractionnement en agrégats, il est nécessaire de bien saisir les relations entre les transformations structurales et les modifications du comportement du sol, le long de la toposéquence de YABONE. Nous présenterons donc, dans ce chapitre V, les caractéristiques micromorphologiques et physiques (surfaces porales mesurées par analyse d'images, volumes poreux mesurés par porosimétrie au mercure et rétractométrie, propriétés de retrait/gonflement...) d'échantillons représentatifs de la toposéquence de YABONE.

1 ECHANTILLONNAGE

La toposéquence de YABONE correspond à un modèle classique, en Afrique de l'Ouest, de transformation de sols ferrallitiques en sols ferrugineux et ferrugineux-hydromorphes.

Dans la suite de notre travail, et suivant la classification française actuelle (R.P.F., 1988), nous appellerons "sols ferrallitiques" ou sols rouges, rouge pâle, rouge-jaune, les sols qui sont caractérisés par une structure micro-agrégée typique, comme nous avons pu la décrire dans le chapitre II.

Les sols ferrugineux tropicaux ou "sols beiges" (selon la terminologie généralement admise (MAIGNIEN, 1961 ; CHAUVEL, 1977), puisque la couleur réelle est plus proche du jaune : 10 YR code MUNSELL), sont caractérisés par une individualisation propre des sesquioxydes de fer par rapport à la kaolinite (KALOGA, com. pers.). Dans ces sols, la structure micro-agrégée a disparu. En fonction de l'intensité des phénomènes d'hydromorphie ou de lessivage, les sols ferrugineux tropicaux sont également appelés sols hydromorphes ou sols ferrugineux tropicaux lessivés.

A partir des travaux de KALOGA (1990), nous avons sélectionné un nombre restreint d'échantillons représentatifs de la toposéquence.

L'essentiel des caractérisations morphologiques et physiques a été réalisé sur des échantillons prélevés dans l'horizon B2 le long de la toposéquence (1/6 : sol rouge "amont", 3/5 : sol rouge "aval", 6/7 : sol rouge pâle, 8/6 : sol beige). Cet horizon B2, situé environ entre 1 et 3 m de profondeur, est l'horizon dans lequel les caractéristiques physico-chimiques et structurales sont les plus marquées.

Nous avons prélevé également des échantillons de façon systématique, entre 40 et 60 cm de profondeur, dans l'ensemble des profils de la toposéquence. Ces échantillons correspondent aux horizons B1, ou AB (horizon intermédiaire entre A et B, subissant encore fortement l'influence de la matière organique et possédant une texture plus sableuse que l'horizon B1).

Les sols ferrallitiques de la toposéquence présentent un pâlisement graduel du rouge, de l'amont vers l'aval (de 2,5 YR 5/7 à 2,5 YR 6/8 suivant le code MUNSELL (fig. V.1)), c'est pourquoi nous distinguerons les sols rouges "amont" des sols rouges "aval".

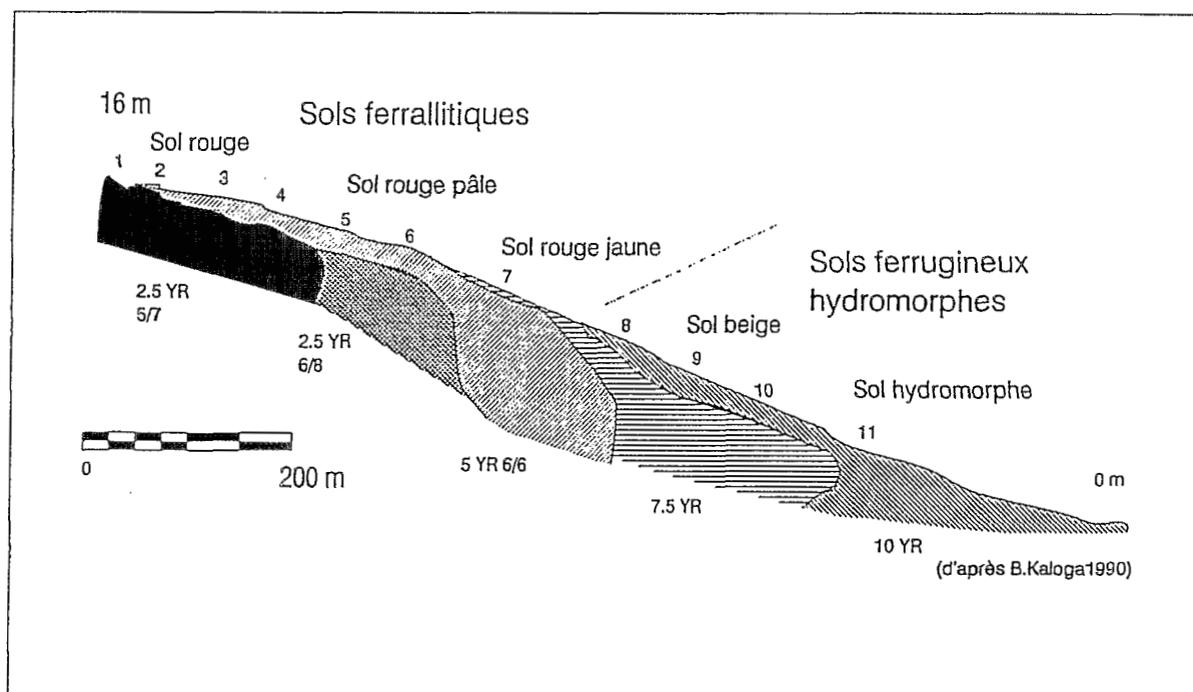


Figure V.1 :

Toposéquence de YABONE.

Distribution des sols selon le code des couleurs MUNSELL.

2 CARACTERISATION DE LA MICROORGANISATION DES SOLS

Pour compléter les descriptions micromorphologiques, réalisées par KALOGA (1990), nous avons effectué une étude de la micro-organisation, à quatre échelles et trois états hydriques ($pF=1$, $pF=3$, $pF=6$), de l'horizon B2 d'un sol rouge "amont", d'un sol rouge "aval", d'un sol rouge pâle, et d'un sol beige. Notons que la microorganisation de chaque horizon étudié ne présente apparemment peu de différences, selon les états hydriques auxquels ils ont été induré, et aux échelles de travail retenues. L'analyse d'images (paragraphe 3) permettra, cependant, pour le sol beige, de montrer que les caractéristiques des surfaces porales diffèrent fortement suivant l'état hydrique.

Une étude micromorphologique des agrégats issus du fractionnement sera également effectuée, afin de confronter leurs caractéristiques morphologiques avec celles des agrégats observés dans les échantillons non remaniés.

La terminologie micromorphologique employée est celle du "Handbook for soil thin section description" (BULLOCK et al., 1985). La correspondance avec les termes de BREWER (1964) sera effectuée afin de faciliter la comparaison avec d'autres travaux micromorphologiques réalisés sur les sols ferrallitiques (ESWARAN, 1972 ; BEAUDOU, 1972 ; CHAUVEL, 1977 ; MULLER, 1977 ; BEAUDOU et al., 1987 ; FRITSCH et al., 1990 ; BITOM et VOLKOFF, 1991)

2.1 Le sol rouge "amont" et le sol rouge "aval" (horizon B2)

2.1.1 Echantillons de sol non remaniés

Microorganisation pédique (observée à l'oeil nu et à la loupe binoculaire)

(cf. fig. V.2 et V.3) :

Les sols rouges présentent une microorganisation pédique fragmentaire grenue hétérogène. Cette microorganisation fragmentaire est très nette sur l'échantillon de sol rouge "aval" (fig. V.3 et planche VIII : photo 2) : des agrégats centimétriques de forme sub-angulaire sont délimités par un réseau de fissures polygonales fines. Sous lumière ultra-violet, ces agrégats centimétriques forment des plages sombres (photo noir et blanc), tandis que les plages les plus claires correspondent à des chenaux partiellement remplis par une multitude d'agrégats en assemblage très lâche et hétérogène : cette bioturbation est très importante dans le sol rouge "amont" étudié (planche VIII : photo 1). La granomasse (le squelette) est formée essentiellement de quartz de petite taille.



Niveau d'organisation
pédique
observé à l'œil nu ou
à la loupe binoculaire

10 mm



Niveau d'organisation
matriciel
observé à la loupe binoculaire

500 μ m



Niveau d'organisation
textural
observé au microscope
optique polarisant

100 μ m



pF=1

200 μ m



pF=3

200 μ m



pF=6

200 μ m

Niveau d'organisation
textural et plasmique



Quartz



Plasma



Vide



liseré biréfringent

Figure V.2 :

Microorganisation de l'horizon B2 d'un sol rouge "amont" (échantillon 1/6), observée à différentes échelles.

*Microorganisation matricielle (observée à la loupe binoculaire)**(cf. fig. V.2 et V.3) :*

La microorganisation matricielle ménage une porosité constituée de chambres millimétriques, de chenaux et de vides résultant de l'assemblage, plus ou moins compact, d'agrégats millimétriques, et de quartz micrométriques. La porosité inter-agrégats est délimitée en partie par de fins liserés jaunes de plasma orienté : zone faiblement vosépique. Elle est quelquefois colmatée par l'accumulation de dépôts micro-laminaires discordants et polychromiques (nettement visibles au niveau textural). Ces traits pédologiques correspondent à des phénomènes d'illuviation de l'argile de faible intensité ; ils sont visibles essentiellement dans la lame de l'horizon B2 du sol rouge "aval " (fig.V.3 et planche VIII : photo 3), mais ce phénomène n'est pas caractéristique de cet horizon (KALOGA, com. pers.). Les agrégats sont formés par un plasma, plus ou moins homogène, rouge en lumière naturelle. La granomasse (squelette d'abondance environ 25%) est constituée de quartz de taille inférieure à 800 μm .

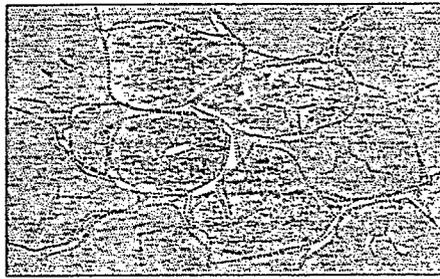
Microorganisation texturale (observée à faible grossissement au microscope optique polarisant) (cf. fig. V.2 et V.3) :

Au niveau textural, le type d'assemblage du squelette est porphyrique. Les agrégats et quartz, assemblés les uns aux autres, forment une microstructure continue.

Les grains de quartz sont fracturés (inclusion et revêtement d'oxydes et d'oxyhydroxydes de fer), enveloppés de fins liserés biréfringents. Les agrégats sont composés d'un plasma amorphe rougeâtre, constitué de sables et de limons quartzeux, d'argiles et d'oxydes et oxyhydroxydes de fer. Ce plasma présente une porosité interne, polyconcave, souligné par des motifs de biréfringence striés (masépique), délimitant des micro-agrégats de quelques centaines de μm (planche VI : photo 2).

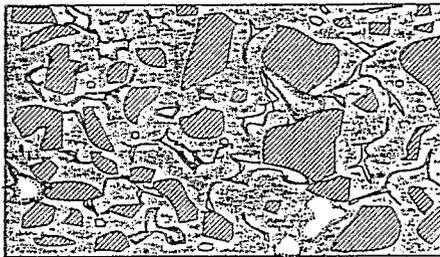
Microorganisation plasmique (observée à fort grossissement au microscope optique polarisant) (cf. fig. V.2 et V.3) :

Au niveau plasmique, les micro-agrégats de forme ovoïde et de petite taille (d'environ 30 à 200 μm) sont formés d'un plasma rouge ou jaune/rouge présentant un motif de biréfringence ponctué (mosépique). L'individualisation des micro-agrégats, marquée par des séparations plasmiques striées jaune claire, semble plus prononcée sur les échantillons indurés à $\text{pF}=3$, que sur ceux indurés à $\text{pF}=6$. Ces micro-agrégats incluent de rares quartz de la taille du limon fin (planche VI photo 2). La porosité intra-agrégats n'est pas visible au microscope optique polarisant.



Niveau d'organisation
pédique
observé à l'œil nu ou
à la loupe binoculaire

10 mm



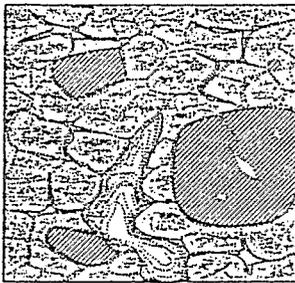
Niveau d'organisation
matriciel
observé à la loupe binoculaire

500 μm



Niveau d'organisation
textural
observé au microscope
optique polarisant

100 μm



pF=1

200 μm



pF=3

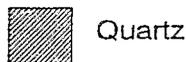
200 μm



pF=6

200 μm

Niveau d'organisation
textural et plasmique



Quartz



Plasma



Vide



liseré biréfringent

Figure V.3 :

Microorganisation de l' horizon B2 d'un sol rouge "aval" (échantillon 3/5), observée à différentes échelles.

En résumé, la structure des horizons B2 des sols rouges est micro-agrégée et l'assemblage du squelette est porphyrique. Deux types d'agrégats sont visibles dans l'horizon B2 des sols rouges. Les uns, de petites tailles ($< 200 \mu\text{m}$), présentent un plasma argileux ponctué, relativement homogène, et sont individualisés par de fins liserés biréfringents. Les autres, de taille plus grossière (de quelques centaines de μm à quelques dizaines de millimètres), présentent un plasma argilo-limoneux moins homogène, localement strié (délimitant des micro-agrégats), incluant des quartz de la taille des limons aux sables. Les macro-agrégats sont constitués de l'assemblage, plus ou moins compact, de micro-agrégats et de quartz.

2.1.2 Agrégats issus du fractionnement

Les agrégats individualisés par fractionnement présentent les mêmes caractéristiques morphologiques que les agrégats observés sur lames minces d'échantillons non remaniés. On remarque que les micro-agrégats issus du fractionnement sont également enveloppés par de fins liserés biréfringents continus (planche VI : photo 4), tandis que les macro-agrégats sont enveloppés par la juxtaposition des liserés biréfringents entourant les quartz et micro-agrégats constitutifs de ces macro-agrégats (planche VI : photo 3).

On n'observe pas d'évolution particulière de la microorganisation interne des macro-agrégats ($> 200 \mu\text{m}$) ; l'assemblage interne est cependant plus compact et relativement homogène (inexistence de traits pédologiques de bioturbation). Les macro-agrégats ont une forme grossièrement sphérique, mais présentent de nombreuses faces sub-angulaires. Leur contour est digité avec des pointements de quartz et quelquefois des cavités correspondant à l'emplacement de quartz détachés. Ces agrégats présentent une porosité constituée de cavités (pour les plus gros) et de vides résultant de l'assemblage de micro-agrégats et de quartz.

Les agrégats les plus petits ($< 200 \mu\text{m}$) sont ovoïdes à sub-angulaires, de couleur rouge, et homogènes. Ils sont constitués uniquement d'argile (motif de biréfringence ponctué) et de limon fin, et ne présentent pas de porosité visible au microscope optique polarisant.

L'ensemble des agrégats présente, quelquefois, en inclusion, des nodules noirs poly-anguleux, micrométriques, semblant correspondre à des cristaux d'hématite (planche VI : photo 4).

2.2 Le sol rouge pâle (horizon B2g)

2.2.1 Échantillons de sol non remaniés

La microorganisation des échantillons étudiés de l'horizon tacheté de profondeur se distingue des précédentes par (*cf. fig. V.4*) :

- une microorganisation pédique particulière correspondant au développement de plages opaques, qui apparaissent en noir en lumière ultra-violet. Ces plages sont de formes variées à tendance ovoïde, de taille centimétrique (planche IX : photo 4). Elles présentent sur leur périphérie un éclaircissement du fond matriciel dont la couleur passe, en lumière naturelle, du rouge foncé au brun. La limite avec les plages claires ne correspond pas à une modification d'organisation des assemblages d'agrégats. Au niveau textural, les plages sombres sont constituées par un assemblage, en grappe, plus ou moins compact de nodules noirs, ovoïdes, et isotropes ($< 100\mu\text{m}$) ("typic nodules" assimilés à des cristaux d'hématite) dans un plasma brun argilo-ferrique (goethite) présentant un assemblage plasmique strié (masépique) (*fig. V.4* et planche VIII : photo 4).

- la porosité des plages sombres est fortement réduite, elle résulte, semble-t-il, de l'imprégnation par des oxydes et oxy-hydroxydes de fer des vides inter-agrégats ;

- le type d'assemblage des grains de quartz et agrégats est toujours de type porphyrosquelique. Il est composé localement, dans la partie claire, d'un assemblage plus lâche d'agrégats, et de grains revêtus et pontés (assemblage aggloméroplasmique) ;

- les micro-agrégats des plages claires présentent de fins liserés dont l'intensité semble plus forte que les liserés précédemment décrits, l'ensemble du plasma, au niveau textural, étant fortement biréfringent.

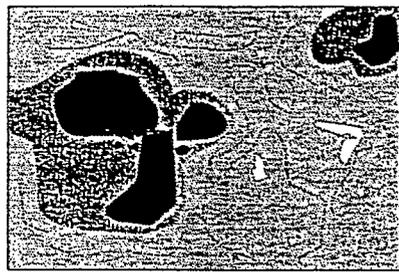
2.2.2 Agrégats issus du fractionnement

Les agrégats, issus du fractionnement, présentent les mêmes caractéristiques morphologiques que ceux observés dans les échantillons de sol non remaniés. Ils se décomposent en trois catégories :

- les plus gros ($> 800 \mu\text{m}$), sont essentiellement formés par des fragments de plages sombres : assemblages de nodules, de micro-agrégats et de quartz, colmatés par des oxydes et hydroxydes de fer ;

- les agrégats de taille inférieure à $800 \mu\text{m}$ (assemblage, plus ou moins compact, de micro-agrégats et de quartz), sont de teinte claire et présentent quelquefois en inclusion des nodules noirs d'hématite ;

- les agrégats les plus petits ($< 200 \mu\text{m}$), sont homogènes et denses (motif de biréfringence ponctué) et présentent quelquefois, en inclusion, des nodules noirs d'hématite.



Niveau d'organisation
pédique
observé à l'oeil nu ou
à la loupe binoculaire

10 mm



Niveau d'organisation
matriciel
observé à la loupe binoculaire

500 μm



Niveau d'organisation
textural
observé au microscope
optique polarisant

100 μm



pF=1

200 μm



pF=3

200 μm

Niveau d'organisation
textural et plasmique



pF=6

200 μm



Quartz



Plasma



Vide



liseré biréfringent

Figure V.4 :

Microorganisation de l'horizon B2 d'un sol rouge pâle (échantillon 6/7), observée à différentes échelles.

2.3 Le sol beige (horizon B2)

2.3.1 Echantillons de sol non remaniés

(cf. fig. V.5, planche VIII : photo 4, planche IX : photo 2a)

Le passage du sol rouge pâle au sol beige se traduit sur les lames étudiées par :

- le développement d'une organisation pédique réellement massive;
- la disparition de l'essentiel des macro-agrégats ;
- la diminution du nombre de micro-agrégats ;
- l'augmentation, au niveau d'organisation texturale et plasmique, de la porosité résultant de l'assemblage des quartz et micro-agrégats.

L'assemblage du squelette est aggloméroplasmique (énaulique) : il est constitué de micro-agrégats disséminés entre des grains de quartz revêtus. L'assemblage des grains de quartz sur certaines plages devient intertextique, ces plages sont composées exclusivement de grains de quartz revêtus (chitoniques) et pontés (géfuriques). L'entassement de la granomasse est alors libre, rarement compact.

Dans les lames minces étudiées, les imprégnations ferrugineuses précédemment observées (sol rouge pâle - horizon B2g) ont totalement disparu, mais ce phénomène n'est pas une caractéristique des horizons B2 des sols beiges, il est fonction de l'intensité des processus d'hydromorphie (KALOGA, com. pers.).

2.3.2 Agrégats issus du fractionnement

Les agrégats obtenus par fractionnement présentent des caractéristiques morphologiques particulières de telle sorte que le terme même "d'agrégat", pour les macro-agrégats, ne semble plus approprié (planche IX : photo 2b) :

- les agrégats les plus grands, issus du fractionnement sont très peu nombreux et constitués d'un assemblage géfurique de quartz hétérométriques ;
- les agrégats intermédiaires (entre 200 μm et 1mm) sont formés soit de quartz seuls enveloppés de ferri-argilanes, soit de la coalescence de quelques quartz englobés dans un plasma sablo-argilo-ferrique. L'assemblage plasmique jaune clair est fortement biréfringent.
- les micro-agrégats (< 200 μm) sont formés d'un plasma très biréfringent mosépique, de teinte brun pâle, présentant quelquefois, en inclusion, un cristal d'hématite.

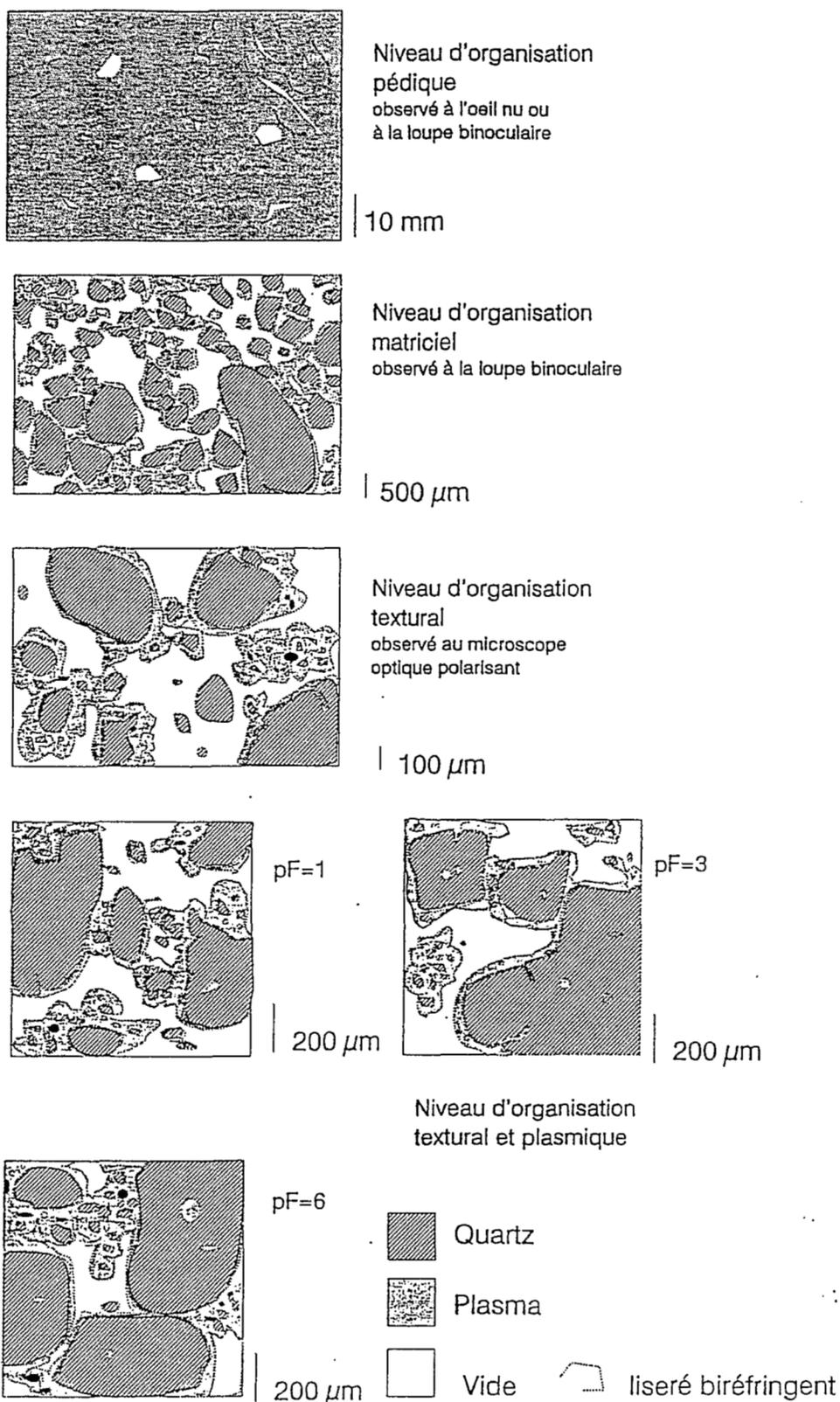


Figure V.5 :
Microorganisation de l'horizon B2 d'un sol beige (échantillon 8/6), observée à différentes échelles.

2.4 Conclusions

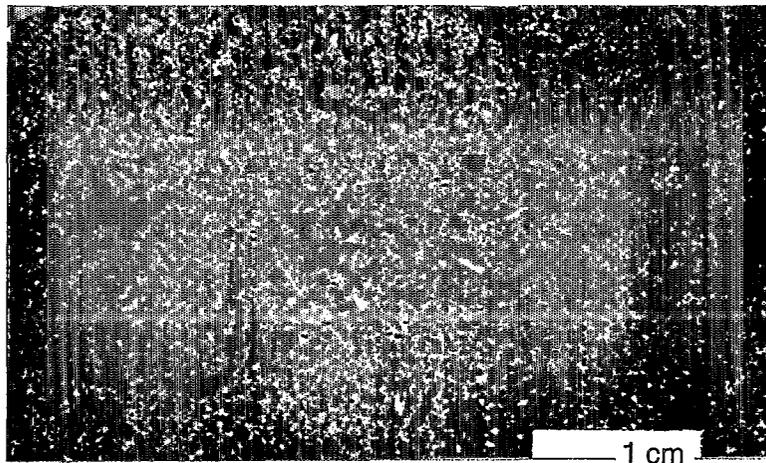
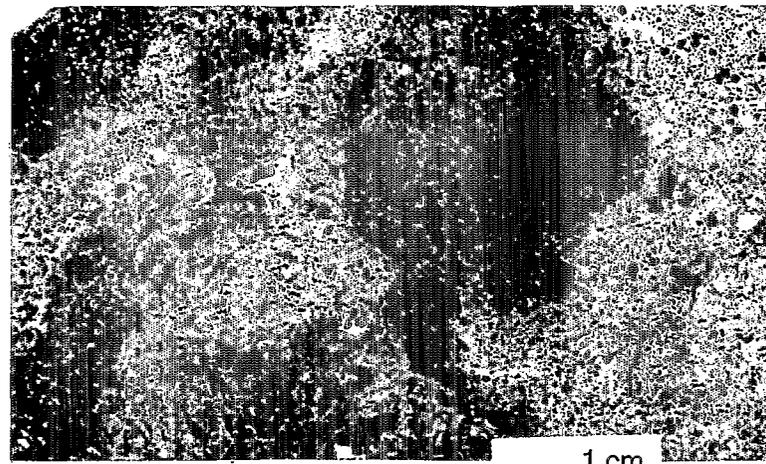
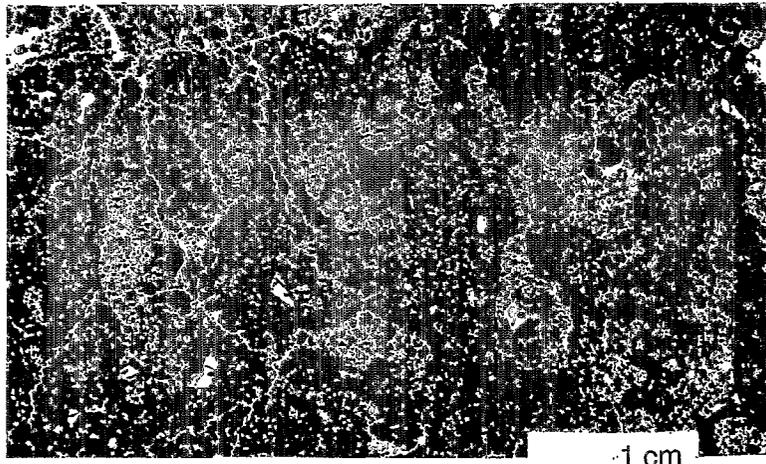
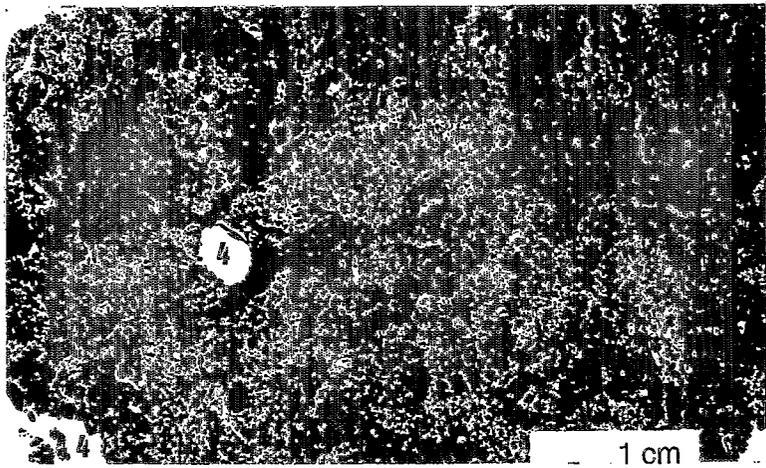
L'analyse micromorphologique de quatre échantillons de sol, représentatifs des horizons B2 des sols ferrallitiques et ferrugineux de la toposéquence de YABONE, nous permet d'analyser la modification de la microorganisation des horizons B2 le long de la toposéquence :

Le point de départ est la structure micro-agrégée et l'assemblage porphyrosquelique, typiques des horizons B2 des sols rouges. Cette structure est donc caractérisée, essentiellement, par l'assemblage d'agrégats. Les uns de petites tailles ($< 200 \mu\text{m}$) présentent un plasma argileux ponctué, relativement homogène, et sont individualisés par de fins liserés biréfringents. Les autres, de taille plus grossière (de quelques centaines de μm à quelques dizaines de millimètres) présentent un plasma moins homogène, strié, formé de l'assemblage de micro-agrégats et de quartz de la taille des limons aux sables.

La première modification de cette structure correspond, au niveau de l'horizon B2g du sol rouge pâle, à une accumulation d'oxydes et oxy-hydroxydes de fer, sous forme d'imprégnations centimétriques (ferritisation sous forme figurée) et son corollaire : appauvrissement en fer de certaines plages plasmiques (lessivage du fer). Ce phénomène est typique des horizons tachetés de profondeur. Il correspond à des processus de ségrégation ferrugineuse en liaison avec des processus d'hydromorphie de profondeur (KALOGA, 1990).

La deuxième modification s'observe dans les sols ferrugineux et se traduit par la disparition de l'essentiel des agrégats, et la modification de la composition des macro-agrégats. Les macro-agrégats sont alors formés par l'association de quelques quartz imprégnés d'argile et d'oxy-hydroxydes de fer. Les micro-agrégats conservent leur microorganisation interne, mais présentent, cependant, les signes d'une altération (pâlisement de la couleur du plasma, motifs de biréfringence très accentués...). Cette modification structurale se traduit par le passage d'un assemblage porphyrosquelique à un assemblage aggloméroplasmique (énaulique), puis intertextique (chitonique à géfurique), et une augmentation importante de la porosité résultant de l'assemblage des quartz et des agrégats.

Notons que les micro-agrégats issus du fractionnement et observés sur échantillons non remaniés des horizons B2 de sols rouges ferrallitiques de YABONE ne correspondent pas aux formes nodulaires décrites par CHAUVEL (1977) dans les sols ferrallitiques de Moyenne Casamance. Ils semblent correspondre plutôt aux micropeds d'organisation définis par BITOM et VOLKOFF (1991) dans les sols ferrallitiques camerounais. Selon ces auteurs, les agrégats décrits dans les sols de YABONE, correspondraient à un processus de micro-agrégation, par microstructuration (séparation plasmique), par opposition à un processus de micronodulation (concentrations ferrugineuses authigènes).



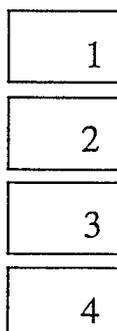


Planche photographique VIII :
MICROORGANISATIONS DES SOLS
FERRALLITIQUES ET FERRUGINEUX
(horizon B2)

observée en lumière réfléchie ultra-violet
Prise de vue en macrophotographie sur lame mince de sol

Photo 1 : sol rouge "amont"

Photo 2 : sol rouge "aval"

Photo 3 : sol rouge pâle

Photo 4 : sol beige

2 : macro-agrégat
3 : plage sombre
4 : vide

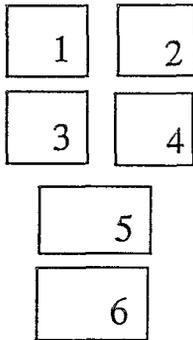


Planche photographique IX :
MICROORGANISATION DES SOLS
FERRALLITIQUES ET FERRUGINEUX
(horizon B2)

observée en lumière transmise sous microscope optique polarisant

Photo 1 : sol ferrallitique rouge "aval" (échantillon non remanié)

Photo 2 : sol ferrugineux beige (échantillon non remanié)

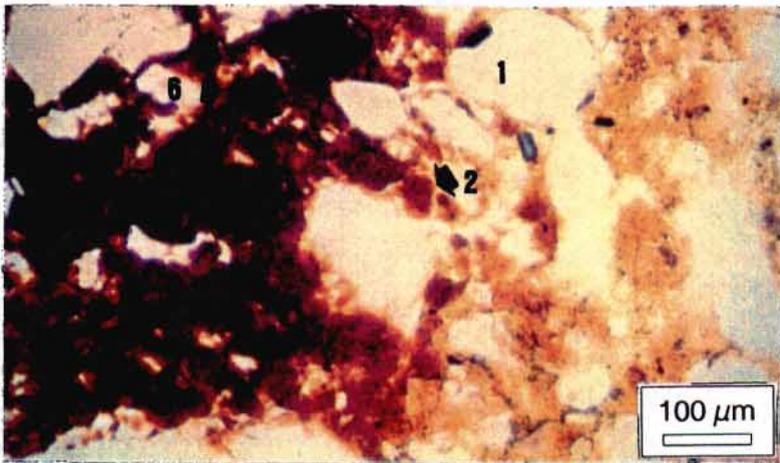
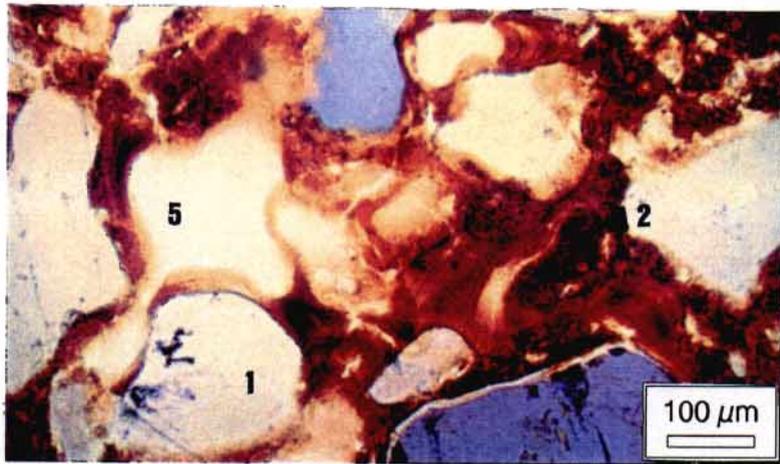
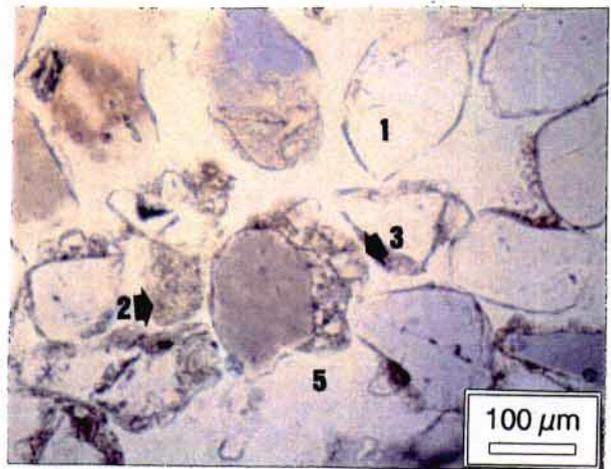
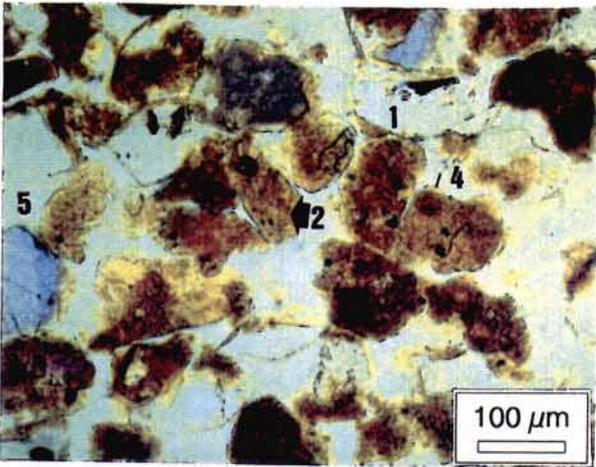
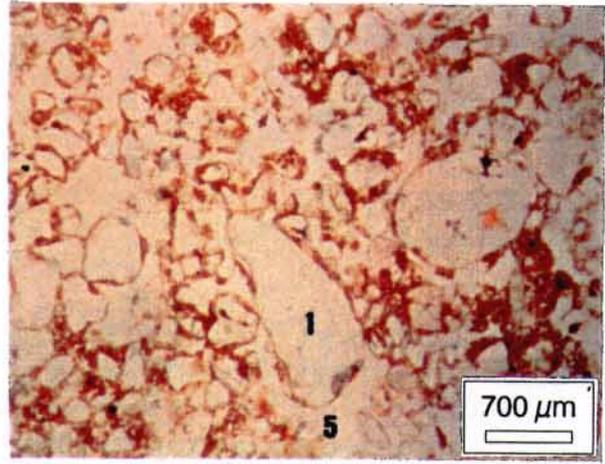
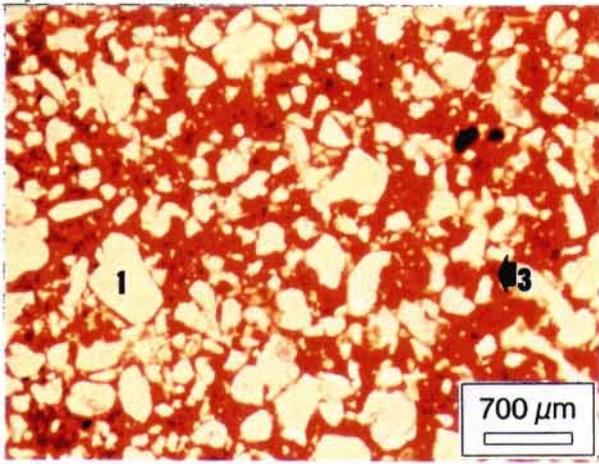
Photo 3 : sol ferrallitique rouge "aval" : micro-agrégats issus du fractionnement

Photo 4 : sol ferrugineux beige : agrégats issus du fractionnement

**Photo 5 : sol ferrallitique rouge "aval". Dépôts micro-laminaires d'argile
(échantillon non remanié)**

**Photo 6 : sol ferrallitique rouge pâle. Plage sombre et plage claire
(échantillon non remanié)**

1 : quartz
2 : micro-agrégat
3 : macro-agrégat
4 : cutane
5 : vide
6 : nodule d'hématite



3 CARACTERISATION DE L'ESPACE PORAL DES SOLS

Après avoir décrit la microorganisation des horizons B2 des sols rouges et beiges, et insisté sur le rôle de la modification des assemblages d'agrégats et de quartz dans la transformation structurale des sols ferrallitiques en sols ferrugineux, il semble opportun de quantifier cette réorganisation structurale, en se focalisant sur les caractéristiques de l'espace poral résultant des assemblages d'agrégats et de quartz.

L'espace poral d'un sol peut être caractérisé, par le volume ou la surface qu'il représente, suivant les techniques de mesure utilisées, mais également par son organisation et son fonctionnement.

3.1 Description des différentes composantes de l'espace poral

Selon les outils utilisés et les échelles d'investigation, nous identifions plusieurs catégories de pores.

3.1.1 Apport de l'analyse d'images

L'essentiel des surfaces porales visibles au microscope optique polarisant est lié aux assemblages des micro et macro-agrégats. Cette porosité peut être décomposée en plusieurs niveaux emboîtés :

- une porosité grossière d'origine biologique, millimétrique, formée par des chenaux et des vides discordants sur la microorganisation de l'horizon ;
- une porosité fine inter-macroagrégats, de quelques centaines de μm , polyconcave, formée par des réseaux de fissures, plus ou moins interconnectées selon les sols, et pouvant s'ouvrir sur de petites cavités allongées ;
- une porosité fine intra-macroagrégats, ou inter-microagrégats, de quelques dizaines de μm , polyconcave, soulignée par un réseau de fins liserés biréfringents ;
- enfin, une porosité très fine intra-microagrégats de quelques μm , très difficilement discernable au microscope optique polarisant.

L'analyse d'images permet de quantifier et de caractériser la répartition des surfaces porales en fonction de la taille des pores, compris entre des surfaces d'une dizaine de mm^2 à quelques dizaines de μm^2 .

Nous nous intéresserons plus particulièrement aux porosités fines inter-micro et macro-agrégats, sans toutefois, pouvoir les distinguer. Pour quantifier et caractériser ces porosités, nous avons choisi de travailler, à partir d'une lame mince de sol, sur un champ d'environ 23 mm^2 , ce qui permet d'englober une partie des surfaces porales inter-agrégats et d'éviter toutes surfaces porales d'origine biologique. Cependant il faut souligner qu'une infime partie de la porosité inter-microagregats est prise en compte, en raison de la difficulté de la distinguer au microscope optique polarisant. En effet, de nombreux macro-agrégats sont formés d'un assemblage très compact de micro-agrégats, seuls de fins lisérés biréfringents, difficilement seuillables, indiquent alors la présence d'une porosité inter-microagregats.

Deux modes de représentation graphiques seront utilisés :

- histogramme des surfaces porales par classe de taille de pores ;
- histogramme du nombre de pores (en %) par classe de taille de pores.

Les surfaces porales sont exprimées en $\text{mm}^2/100 \text{ mm}^2$ (ou mm^2 pour 1cm^2 de lame mince de sol analysé) et les classes de taille de pores en mm^2 selon une échelle logarithmique. Les mesures correspondent à la moyenne des surfaces porales pour 6 champs (de 23 mm^2) analysés par lame mince de sol.

La figure V.6 présente les distributions des surfaces porales de deux échantillons, de sol rouge et de sol beige, indurés à trois états hydriques différents ($pF=1$, $pF=3$, $pF=6$). L'annexe V.1 présente l'ensemble des résultats pour les horizons B2 des sols rouges "amont", "aval", pâle et du sol beige, ainsi que leurs caractéristiques morphologiques (périmètre poral, indice de forme des pores), et l'estimation de la variabilité des surfaces porales pour 6 champs analysés.

A partir de ces figures nous pouvons comparer les caractéristiques des surfaces porales selon l'état d'hydratation des échantillons ; nous reviendrons plus en détail sur ces résultats au paragraphe 3.3. Mais auparavant, il semble intéressant de montrer l'existence, d'après leur nombre, leur taille et leur forme, de différentes catégories de surfaces porales.

Ainsi, on peut distinguer, par ordre décroissant de taille et par ordre croissant de nombre, trois grandes catégories de surfaces porales :

- des surfaces porales grossières ($> 4 \text{ mm}^2$), qui sont quasi-absentes (moins de 6%) dans les échantillons de sols rouge amont, aval et rouge pâle, mais fortement représentées dans les échantillons du sol beige (30 à 70 % de la surface porale totale selon l'état hydrique, pour moins

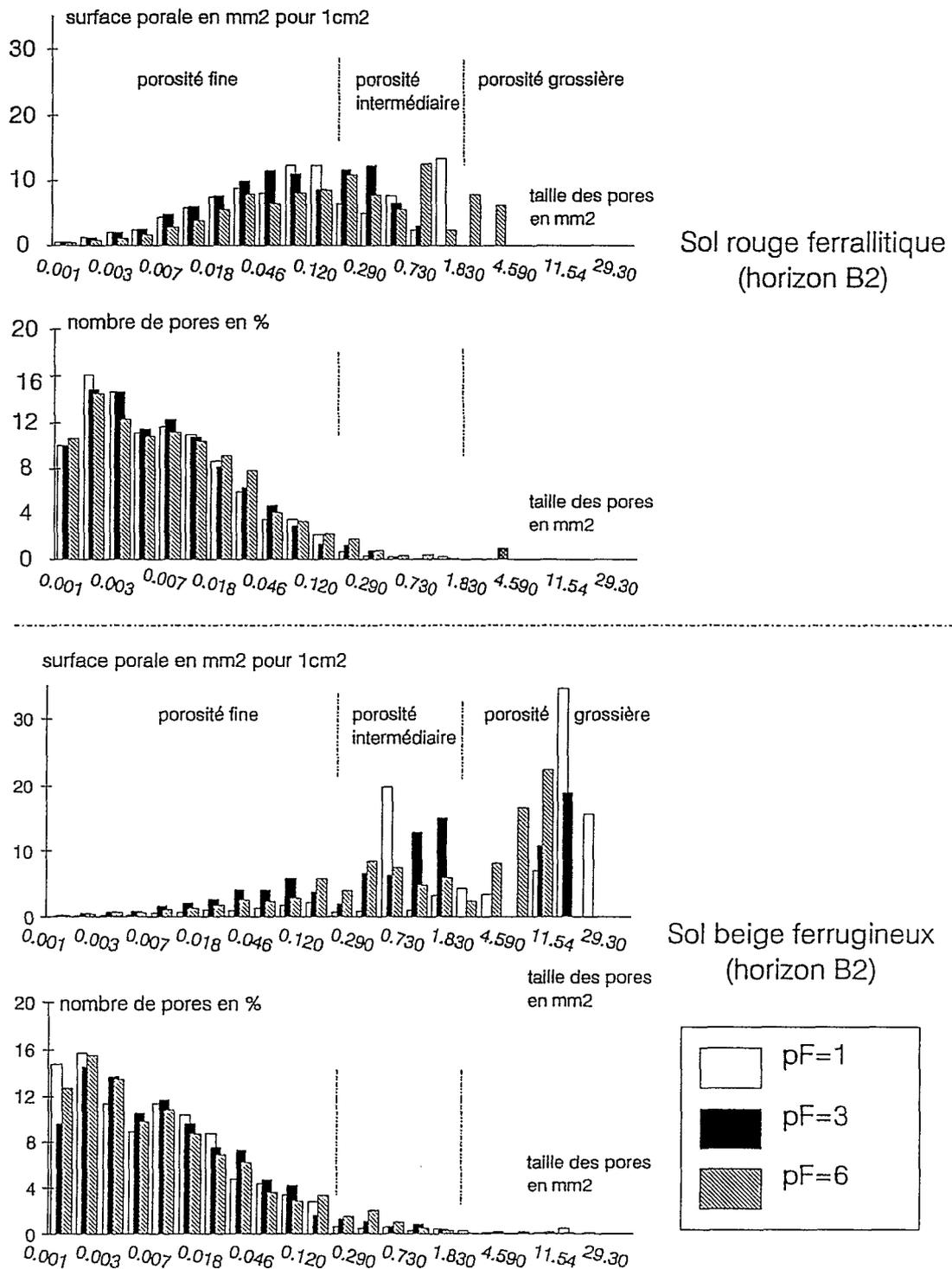


Figure V.6 :

Distribution de la surface porale et du nombre de pores, mesurée par analyse d'images sur des lames minces d'échantillons de sols rouges ferrallitiques et beiges ferrugineux, indurés à différents états hydriques.

Distribution sous forme d'histogramme de la surface porale par classe de taille de pore (a) ; distribution sous forme d'histogramme du nombre de pores par classe de taille de pore (b).

de 1 % du nombre des pores). Les surfaces porales grossières sont caractérisées par des surfaces porales très développées pour un nombre très réduit de pores, et un périmètre et indice de forme correspondant à des formes très digitées (cf. annexe V.2). Ces caractéristiques et l'image labélisée de cette catégorie de surfaces porales, nous permettent d'affirmer qu'il s'agit d'un ensemble de fissures et de vides inter-agrégats très développés et digités. Les surfaces porales d'origine biologique sont négligeables à cette échelle, mais la faune peut contribuer à la dislocation des assemblages d'agrégats et donc à l'augmentation de ces surfaces porales ;

- des surfaces porales intermédiaires ($0,2-4 \text{ mm}^2$), qui sont très peu nombreuses (2 %) mais occupent dans l'ensemble des échantillons 20 à 40 % de la surface porale totale. Ces surfaces porales présentent les mêmes caractéristiques de forme, que les surfaces porales grossières et correspondent donc, également, à une porosité d'assemblage d'agrégats ;

- des surfaces porales fines ($< 0,2 \text{ mm}^2$), qui représentent jusqu'à 98 % du nombre des pores, mais n'occupent qu'environ 80 à 60 % de la surface porale totale dans les sols rouges amont et aval, et rouge pâle, et moins de 30 % pour le sol beige. Ces surfaces porales présentent, également, les mêmes caractéristiques de forme que les précédentes surfaces porales, mais englobent des pores plus fins (jusqu'à $0,001 \text{ mm}^2$), elles correspondent donc, là encore, à une porosité d'assemblage d'agrégats.

En résumé, l'analyse d'images permet de montrer que l'ensemble des surfaces porales mesurées sont des fissures et vides, très développés et très digités, qui se différencient en trois catégories suivant leur taille, leur nombre et leur importance, dans les échantillons de sols ferrallitiques et ferrugineux. Ces surfaces porales semblent correspondre à la porosité d'assemblage des agrégats, sans pour autant pouvoir distinguer la porosité d'assemblage inter-microagrégats et inter-macroagrégats.

Afin de compléter la caractérisation de l'espace poral, d'autres techniques ont été mises en oeuvre : nous présenterons, dans le paragraphe suivant, l'apport de la porosimétrie au mercure, puis celui de l'analyse des courbes de retrait d'échantillons non remaniés.

3.1.2 Apport de la porosimétrie au mercure

La porosimétrie au mercure permet de déterminer et de quantifier la répartition du volume poral en fonction de la taille des pores, sur une gamme de pores accessibles à des rayons de constriction compris entre $100 \mu\text{m}$ et quelques nm. Les échantillons analysés ont une taille de quelque cm^3 et sont deshydratés à l'air puis à l'étuve à 105°C .

Deux modes de représentations graphiques seront utilisés (cf. fig. V.7) :

- courbe du volume poral cumulé (en cm^3/g), des plus petits pores (3 nm) aux plus grands ($100 \mu\text{m}$) ;
- spectre poral, qui correspond à la dérivée de la courbe précédente (sous forme de courbe ou d'histogramme).

Les volumes poraux sont exprimés en cm^3/g et les rayons équivalents (ou rayons de constriction) des pores en μm , selon une échelle logarithmique.

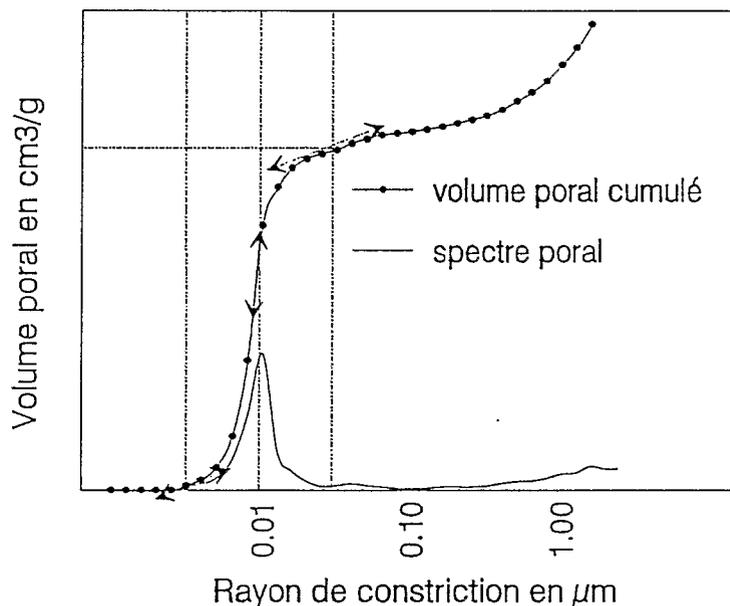


Figure V.7 :

Exemple d'un spectre poral et d'une courbe de volume poral cumulé d'un échantillon de sol rouge ferrallitique (horizon B2) mesurés par porosimétrie au mercure. Caractérisation de la classe porale la plus fine, par son volume poral, son rayon de constriction modal et ses limites de taille.

La porosimétrie au mercure a été pratiquée à la fois sur de petites mottes non remaniées, de quelque cm^3 , et sur des assemblages d'agrégats (et sables libres), de taille définie, issus du fractionnement.

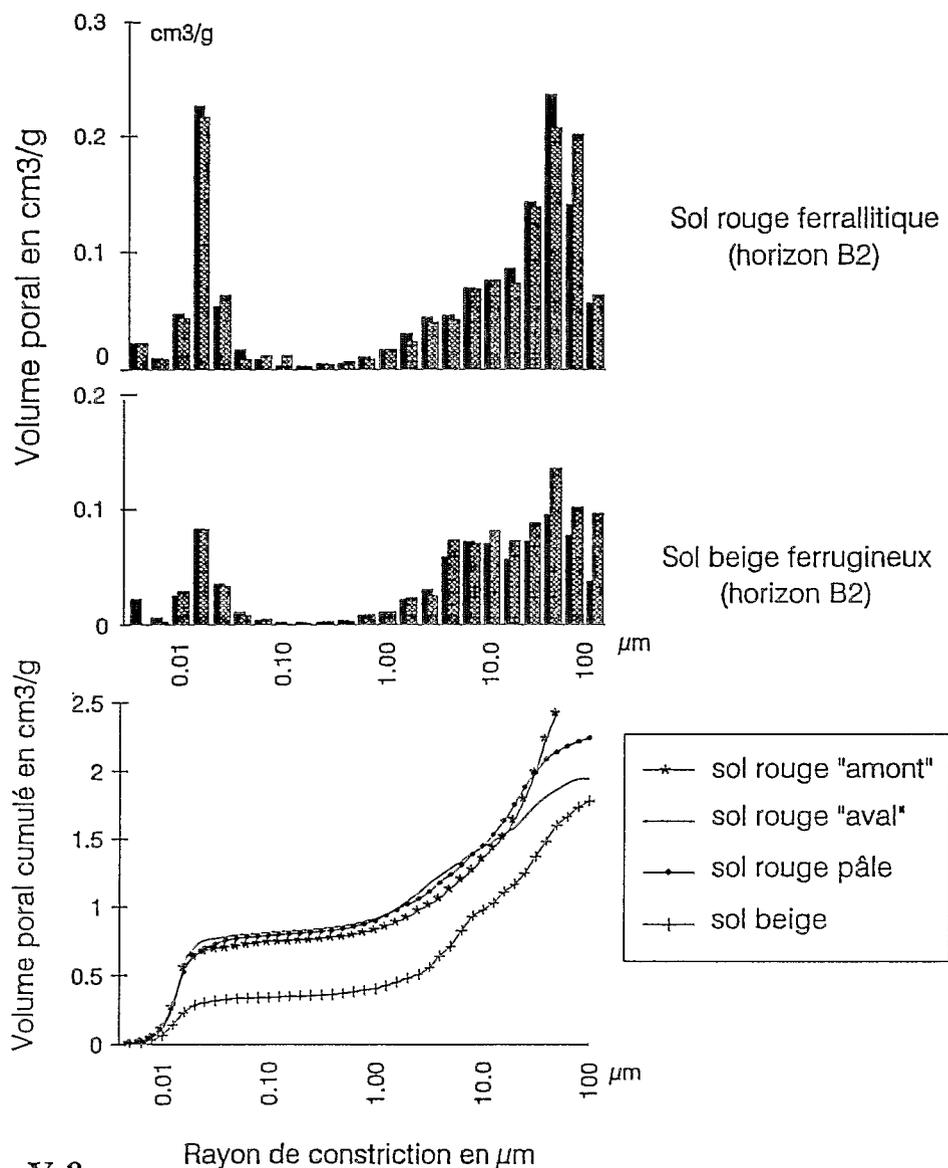


Figure V.8 :

Spectres poraux et courbes moyennes des volumes poraux cumulés de sols ferrallitiques et ferrugineux (horizons B2), pour deux répétitions par échantillon, mesurés par porosimétrie au mercure.

Les courbes obtenues (fig. V.7, V.8 et V.12) montrent la présence de plusieurs classes de taille de pores. Chaque classe peut être caractérisée par son volume poral, son rayon équivalent modal (maximum sur le spectre poral et point d'inflexion sub-vertical sur la courbe cumulée), et ses limites de taille (minima sur le spectre poral, point d'inflexion horizontal sur la courbe cumulée) (e.g. BRUAND et PROST, 1987) (cf. fig. V.7).

Les spectres poraux sont, pour tous les échantillons analysés, nettement bimodaux (fig. V.8) et font donc apparaître l'existence de deux grandes classes de pores, correspondant à des rayons équivalents (ou de constriction) spécifiques. La première grande classe de pores présente un rayon équivalent modal d'environ 0,014 - 0,015 μm, tandis que la seconde présente un rayon équivalent modal, moins bien défini et variant selon les échantillons, entre 10 et 50 μm.

La première grande classe de pores correspond à des rayons équivalents compris entre environ 3.75 nm et 0,15 μm . Les travaux réalisés par DIAMOND (1970), CAMBIER et PROST (1981), FIES (1984), CAMBIER (1986), FIES et BRUAND (1990), à la fois sur des modèles théoriques d'empilement des particules et sur des observations aux échelles ultramicroscopiques, montrent que cette classe de pores résulte de l'arrangement des particules de kaolinites associées aux oxydes, oxyhydroxydes et à la matière organique évoluée. Dans les sols ferrallitiques et ferrugineux, observés au microscope optique polarisant, nous avons précédemment montré l'existence localisée de fins dépôts micrométriques ferri-argileux, colmatant parfois certains pores, et l'existence de cutanes correspondant à de fins liserés biréfringents enveloppant les micro-agrégats et certains quartz libres. CAMBIER (1986), qui observe ces différenciations plasmiques aux MET, montre que ce sont des domaines orientés qui ménagent des pores de formes variées et de la taille voisine de celle des pores inter-cristallites.

Ainsi, on peut conclure que cette première grande classe de pores résulte de l'assemblage des particules primaires du sol, c'est-à-dire correspond à la porosité intra-microagrégats ou, autrement dit, intra-agrégats élémentaires, à laquelle on doit ajouter la porosité ménagée par tous les dépôts argileux non organisés en micro-agrégats (revêtements argileux...).

La deuxième grande classe de pores correspond à des rayons équivalents compris entre 0.15 μm et 100 μm . Cette porosité semble, elle-même, être bimodale pour les fragments d'échantillons non remaniés et certains assemblages d'agrégats issus du fractionnement. On peut ainsi distinguer deux classes secondaires de rayon équivalent modal de 4 μm , et d'environ 25 μm . Tandis que pour la classe la plus petite, l'ensemble des échantillons et assemblages d'agrégats issus du fractionnement, présente la même valeur modale, les caractéristiques de la classe la plus grande sont beaucoup plus fluctuantes (fig. V.9).

Cette classe de grands pores (entre 0,15 et 100 μm) résulte de l'assemblage des agrégats. Cette affirmation s'appuie sur trois constats :

- (1) l'empilement compact de sphères identiques, de rayon R, ménage des ouvertures d'au moins 0,155 R (GRATON et FRASER, 1935), c'est-à-dire, qu'en théorie, les micro-agrégats (de 30 à 200 μm de diamètre) identifiés précédemment peuvent ménager entre eux des vides d'environ 2 à 15 μm , et les macro-agrégats (de 250 μm à quelques mm de diamètre), des vides supérieurs à 15 μm et inférieurs au millimètre ;

- (2) on constate que les pores de taille supérieure à 15 μm deviennent de plus en plus développés lorsque la taille des agrégats diminue ; par ailleurs le rayon équivalent diminue (fig. V.9). La taille des pores inter-agrégats diminue avec la taille des agrégats et donc le volume poral pris en compte en porosimétrie au mercure augmente ;

- (3) FIES et BRUAND (1990) ont réalisé des mesures de porosité sur des assemblages d'agrégats en colmatant la porosité intra-agrégats par un film acrylique, et montrent que les volumes poraux grossiers mesurés résultent bien de l'assemblage des agrégats entre eux.

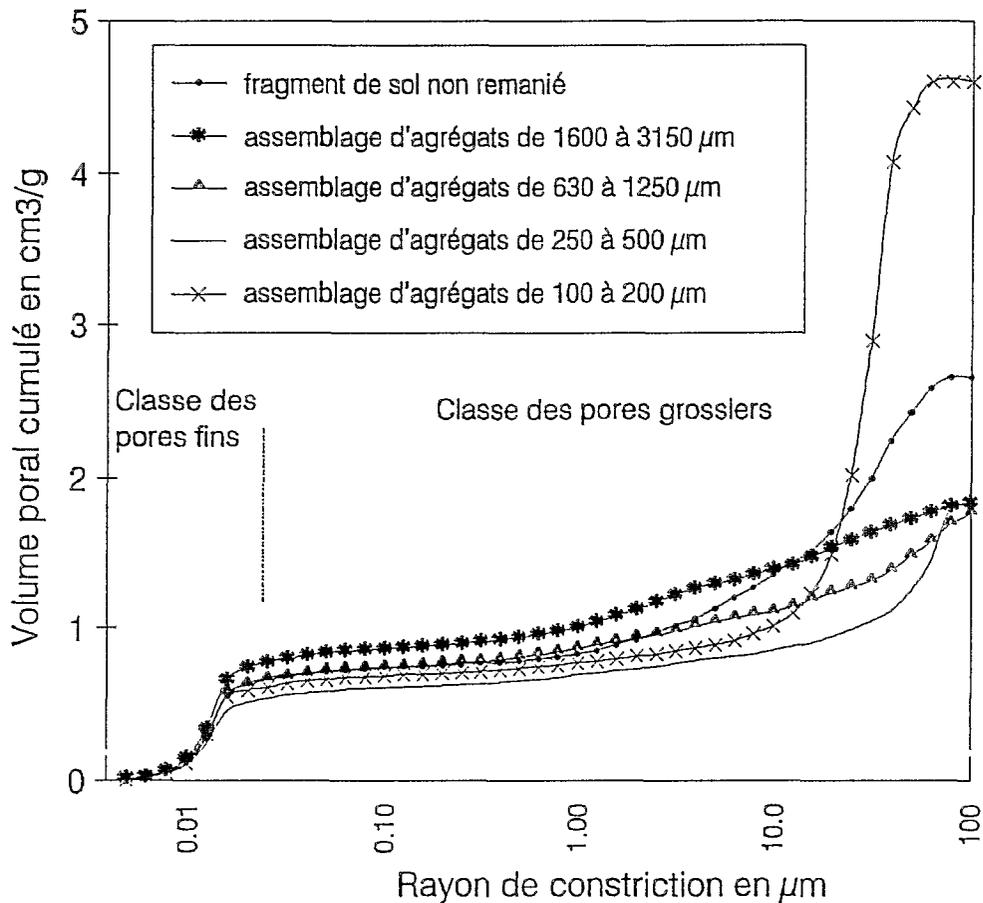


Figure V.9 :

Courbes moyennes des volumes poraux cumulés d'un échantillon de sol rouge ferrallitique (horizons B2), et d'assemblages d'agrégats, de taille différente, issus du fractionnement du même échantillon.

En résumé, la première classe de pores (3,75 nm à 15 µm) résulte de l'assemblage des particules primaires les plus fines du sol et correspond à la porosité intra-microagrégats, et d'une façon générale à la porosité ménagée par le plasma, constitué d'argile, de limons fins, de matières organiques évoluées, d'oxydes et oxyhydroxydes de fer. La deuxième grande classe de pores (15 à 100 µm) résulte de l'assemblage des agrégats entre eux, l'existence de sous catégories de pores pouvant s'expliquer par la présence d'assemblages, plus ou moins compacts, d'agrégats incluant, plus ou moins, de sables et limons grossiers.

3.1.3 Apport de l'analyse des courbes de retrait

Suivant le modèle proposé par BRAUDEAU (1988), il existe deux systèmes responsables du retrait dans le sol. L'un est qualifié de "microporal" et l'autre de "macroporal". L'analyse des courbes de retrait d'échantillons de sol non remaniés permet, en particulier, de quantifier ces volumes poraux à toutes teneurs en eau. Le premier système possède les caractéristiques d'une pâte d'argile et correspond aux "agrégats fonctionnels du sol". Ainsi, le volume poral du sol peut se décomposer en volume microporal (ou porosité intra-agrégats) et volume macroporal (ou porosité inter-agrégats).

Ces deux composantes de la porosité sont considérées comme deux systèmes complémentaires, imbriqués l'un dans l'autre. Le modèle stipule qu'il existe une "cinétique" d'échange d'eau entre le système microporal et le système macroporal au cours du retrait des "agrégats fonctionnels". Cette conception se distingue des schémas classiques de "pores équivalents" et d'espace poral "rigide" employés dans les modèles physiques qui font référence aux notions de "pores équivalents ou qui suppose un espace poral "rigide".

3.2 Variation des caractéristiques de l'espace poral dans la toposéquence de YABONE

Nous venons de rappeler l'existence de différentes composantes de l'espace poral. Dans ce paragraphe, nous allons analyser l'évolution quantitative de ces espaces poraux, mesurés à l'état sec, le long de la toposéquence de YABONE.

3.2.1 Caractéristiques quantitatives des volumes poraux mesurés par rétractométrie

3.2.1.1 Horizons AB et B1

L'évolution, le long de la toposéquence, des volumes poraux mesurés en rétractométrie est donnée sur la figure V.10, pour des échantillons des horizons AB et B1. Le tableau V.1 donne les volumes poraux de quatre échantillons représentatifs de l'horizon B1.

Le volume poral total (mesuré à la limite de retrait) décroît légèrement des sols rouges typiques aux sols rouge pâle, puis croît brutalement au passage des sols beiges. Cette variation est, surtout, le fait de la macroporosité dont le volume massique décroît graduellement des sols rouges aux sols rouge pâle, en passant d'environ 30 à 24 cm³/100g de sol sec, se stabilisant et passant alors brutalement de 24 à 33 cm³/100g de sol sec, entre les échantillons des profils 8 et 9, seuil de transition avec les sols beiges.

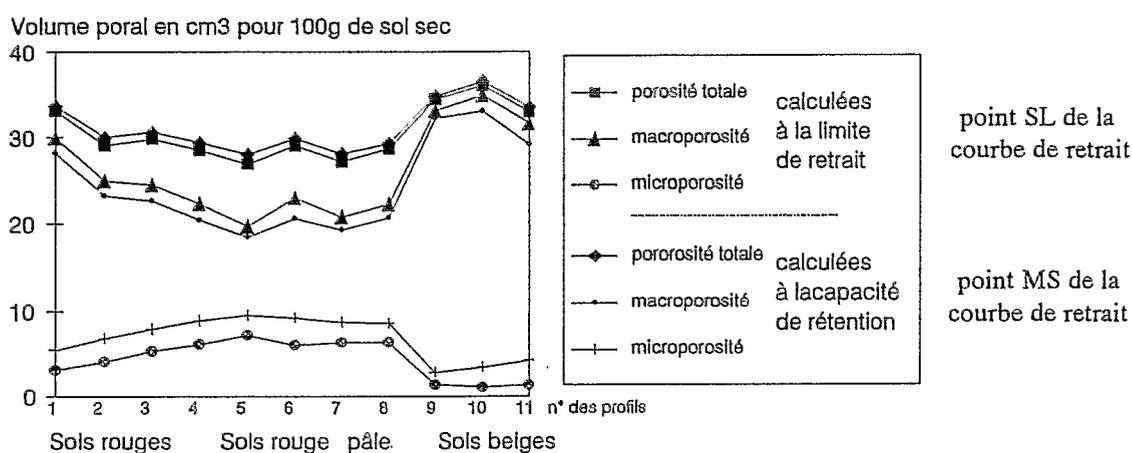


Figure V.10 :

Caractérisation des volumes poraux des horizons B1 de la toposéquence calculés à deux états hydriques différents, par rétractométrie.

horizon B1	argile+limon fin en g pour 100g de sol sec	porosité tot. en cm ³ pour 100g de sol sec	macroporosité en cm ³ pour 100g de sol sec	microporosité en cm ³ pour 100g de sol sec	microporosité en cm ³ pour 100 g d'argile+limon fin
sol rouge "amont"	22	29.3	25.1	4.3	20
sol rouge "aval"	29	29.9	24.5	5.4	19
sol rouge pâle	29	29.1	23.0	6.1	21
sol belge	11	34.5	33.1	1.4	13

Tableau V.1 :

Volumes poraux de quatre échantillons représentatifs de l'horizon B1, mesurés par rétractométrie

Le volume microporal augmente très légèrement en amont (présence d'un gradient granulométrique) et décroît brutalement de 6 à environ 1.5 cm³/100g de sol sec, au seuil précédent.

Les volumes microporaux sont associés à la teneur en constituants fins. Lorsqu'on rapporte ces volumes mesurés en rétractométrie la teneur massique en argile + limon fin, on constate que les sols rouges et sols rouge pâle, dans l'horizon B1, sont caractérisés par une microporosité constante (de l'ordre de 20 cm³/100g de constituants fins) et d'environ 12 cm³/100g pour les sols belges.

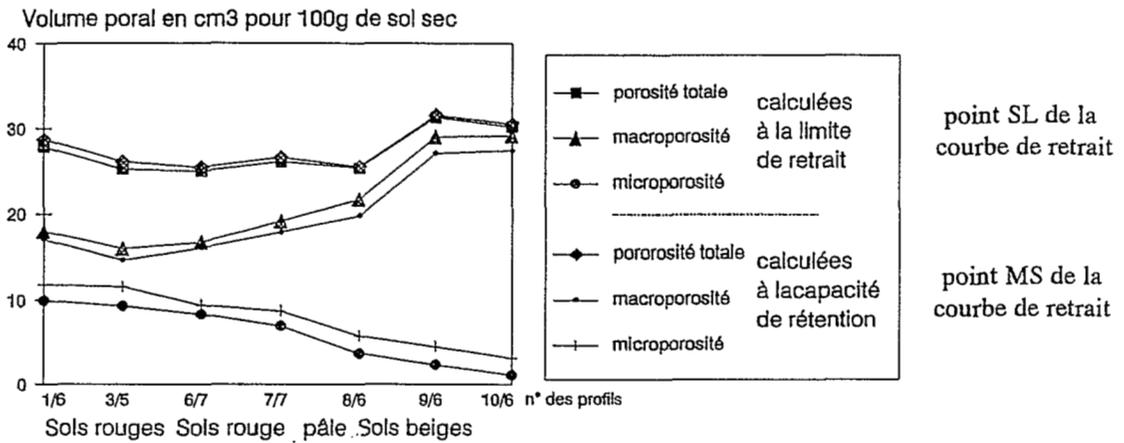


Figure V.11 :
Caractérisation des volumes poraux des horizons B2 de la toposéquence, calculés à deux états hydriques différents par rétractométrie.

horizon B2	argile+limon fin en g pour 100g de sol sec	porosité tot. en cm ³ pour 100g de sol sec	macroporosité en cm ³ pour 100g de sol sec	microporosité en cm ³ pour 100g de sol sec	microporosité en cm ³ pour 100 g d'argile+limon fin
sol rouge "amont"	35	27.9	18.0	9.9	28
sol rouge "aval"	33	25.3	16.0	9.3	28
sol rouge pâle	31	25.0	16.7	8.3	27
sol beige	15	25.3	21.7	3.6	24

Tableau V.2 :
Volumes poraux de quatre échantillons représentatifs de l'horizon B2, mesurés par rétractométrie

3.2.1.2 Horizon B2

L'évolution le long de la toposéquence des volumes poraux mesurés en rétractométrie est donnée sur la figure V.11 pour des échantillons de l'horizon B2. Le tableau V.2 donne les volumes poraux de quatre échantillons représentatifs de l'horizon B2.

La modification des caractéristiques des volumes poraux s'initie à partir de l'échantillon 7/7 et surtout 8/6, par une augmentation de la macroporosité d'environ 17 à 22 cm³/100g de sol sec, et une diminution sensible de la microporosité de 9 à 4 cm³/100g (et de 28 à 24 cm³/g de constituants fins). Sur ces horizons la modifications des caractéristiques des volumes poraux semble plus graduelle et moins importante que pour les horizons B1 et AB.

3.2.2 Caractéristiques quantitatives des volumes poraux mesurés en porosimétrie au mercure

Les courbes de volume poral cumulé (en cm³/100g de sol sec), obtenues par porosimétrie au mercure, sur des échantillons représentatifs de l'horizon B2, ont été présentées sur la figure V.8. Le tableau V.3 donne les volumes poraux de ces quatre échantillons exprimés de tel manière que l'on puisse les comparer aux volumes poraux mesurés en rétractométrie*.

horizon B2	argile+limon fin en g pour 100g de sol sec	porosité tot. en cm ³ pour 100g de sol sec	macroporosité en cm ³ pour 100g de sol sec	microporosité en cm ³ pour 100g de sol sec	microporosité en cm ³ pour 100 g d'argile+limon fin
sol rouge "amont"	35	23.7	16.2	8.5	24
sol rouge "aval"	33	22.2	14.0	8.2	25
sol rouge pâle	31	24.1	16.1	8.0	26
sol beige	15	23.7	20.1	3.5	23

Tableau V.3 :

Volumes poraux de quatre échantillons représentatifs de l'horizon B2, mesurés en porosimétrie au mercure.

Les volumes macroporaux et microporaux, mesurés en porosimétrie au mercure, sont sensiblement constant dans les sols rouges et le sol rouge pâle. Dans le sol beige le volume macroporal augmente fortement, passant de 16 à 21 cm³/100g de sol sec, tandis que le volume microporal diminue de 8 à 3,5 cm³/100g de sol sec (de 26 à 23 cm³/100g de constituants fins).

Les volumes microporaux mesurés sur des assemblages d'agrégats (agrégats et sables libres), issus du fractionnement, possèdent exactement les mêmes caractéristiques que le volume microporal mesuré sur un fragment de sol non remanié (fig. V.12). Les assemblages d'agrégats composés uniquement de micro-agrégats et sables libres, sont caractérisés par de très fortes macroporosités (de rayons équivalents supérieur à 8 μm), résultant de leur assemblage.

* La porosité total de l'échantillon de sol, sur lequel on a effectué la mesure au porosimètre au mercure, est calculée par la formule suivante :

Poros. tot. = $1 - \frac{d_a}{d_s}$ où d_a est la densité apparente et d_s la densité réelle, à l'état sec, de l'échantillon.

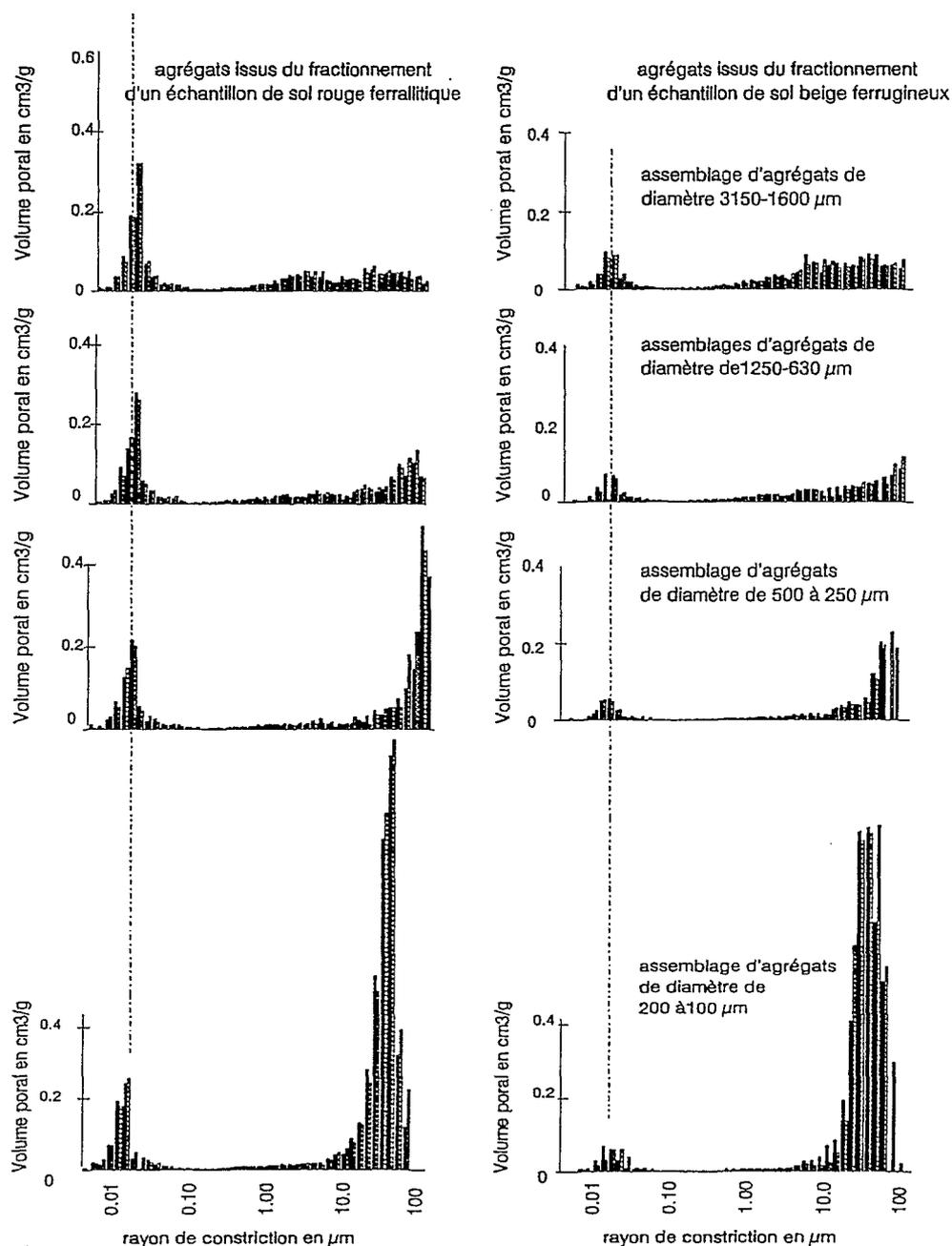


Figure V.12 :

Spectre poral d'assemblages d'agrégats de tailles différentes, issus du fractionnement d'un sol rouge ferrallitique et d'un sol beige ferrugineux. Pour chaque assemblage deux répétitions sont effectuées correspondant aux 2 trames d'histogramme.

Les mesures réalisées en porosimétrie au mercure et en rétractométrie, indiquent une diminution de la microporosité de l'ordre de 60% lors du passage au sol beige et une augmentation de la macroporosité de l'ordre de 30% (pour 100 g de sol sec). La diminution de la microporosité est d'environ 10% à teneur en constituants fins équivalente.

3.2.3 Caractéristiques quantitatives des surfaces porales mesurées par analyse d'images

Les caractéristiques des surfaces porales mesurées par analyse d'images, sur des lames minces d'échantillons de sols, sont représentées sur la figure V.6 et en annexe V.2.

Les surfaces porales totales diminuent légèrement de l'échantillon de sol rouge "amont" à l'échantillon de sol rouge pâle, puis augmentent fortement pour l'échantillon de sol beige.

L'augmentation de la porosité dans le sol beige est associée à une augmentation du périmètre et de l'indice de forme des pores. Elle est également associée à une diminution faible du nombre des pores totaux. Cette modification des caractéristiques de la porosité dans le sol beige résulte donc, non pas de la création de nouveaux pores, mais de l'interconnexion des pores existants.

En résumé, les caractéristiques des espaces poreux sont approximativement constantes dans les sols ferrallitiques ; la macroporosité résultant de l'assemblage d'agrégats est, cependant, plus élevée dans les horizons B1 et AB (fig. V.10 et V.11). Le passage au sol beige ferrugineux, s'exprime dans les horizons B1 et B2, par une diminution, respectivement de 41 et 12 % de la microporosité (à teneur en argile équivalente) et une augmentation de 44 et 36 % de la macroporosité. La diminution de la microporosité de la phase argileuse ne peut être associée à une modification minéralogique des argiles (même morphologie des spectres poreux), mais plutôt à un changement de constitution des agrégats élémentaires (teneurs en oxydes et hydroxydes de fer). Sur la figure V.9 on remarque que la diminution des volumes microporeux est compensée par l'augmentation de la macroporosité. L'augmentation de la macroporosité, qui est plus importante dans les horizons de surface, se traduit par l'interconnexion des pores, due à la dispartion des macro-agrégats et de phase argileuse de façon générale.

3.3 Variations des propriétés de l'espace poral dans la toposéquence de YABONE

3.3.1 Apport de la rétractométrie

La figure V.13 présente les courbes de retrait de deux échantillons non remaniés de l'horizon B2 d'un sol rouge ferrallitique et d'un sol beige ferrugineux.

A partir de ces courbes de retrait, et suivant leur formulation mathématique proposée par BRAUDEAU (1988), on peut calculer les volumes poreux micro et macro, à toute teneur en

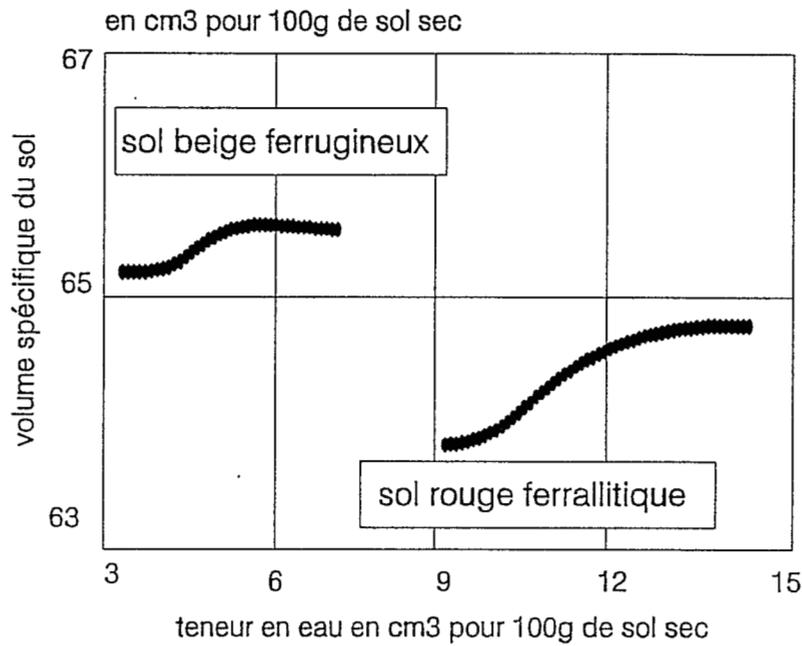


Figure V.13 :

Courbes de retrait de deux échantillons non remaniés de l'horizon B2 d'un sol rouge ferrallitique et d'un sol beige ferrugineux, mesurées par rétractométrie.

eau. On peut également estimer le retrait volumique des agrégats en calculant la différence de volume entre le point de la courbe où les agrégats sont à leur maximum de gonflement et le point où ils sont à leur maximum de retrait.

Le retrait (R) du volume microporal (V_{mi}) est donc exprimé par la différence de ce volume au point MS ("maximum of swelling" ou capacité de rétention) de la courbe et au point SL ("shrinkage limit" ou limite de retrait) :

$$R = V_{mi_{MS}} - V_{mi_{SL}}$$

Si on rapporte cette différence à la teneur en argile, on constate que la capacité de gonflement-retrait des agrégats (assimilés à la phase argileuse) est constante pour l'ensemble des échantillons des sols rouges et rouge pâle : elle est voisine de 0,13 cm³/100 g d'argile pour les horizons AB et B1, et de 0,08 cm³/100 g d'argile pour les horizons (B2) (fig. V.14).

Notons que BRUAND et al. (1990) mesurent une valeur voisine de 0,05 cm³/100 g pour les sols ferrallitiques de BOORO BOROTOU (Côte d'Ivoire) et confirment, de ce fait, la forte capacité de gonflement des sols ferrallitiques de YABONE.

Le passage au sol beige ferrugineux est marqué par l'augmentation très forte du taux de gonflement-retrait de la phase argileuse : on passe d'environ 0,12 à 0,35 cm³/100 g d'argile en surface dans les horizons AB et B1, et de 0,07 à 0,22 cm³/100 g en profondeur dans les horizons B2 (fig. V.14).

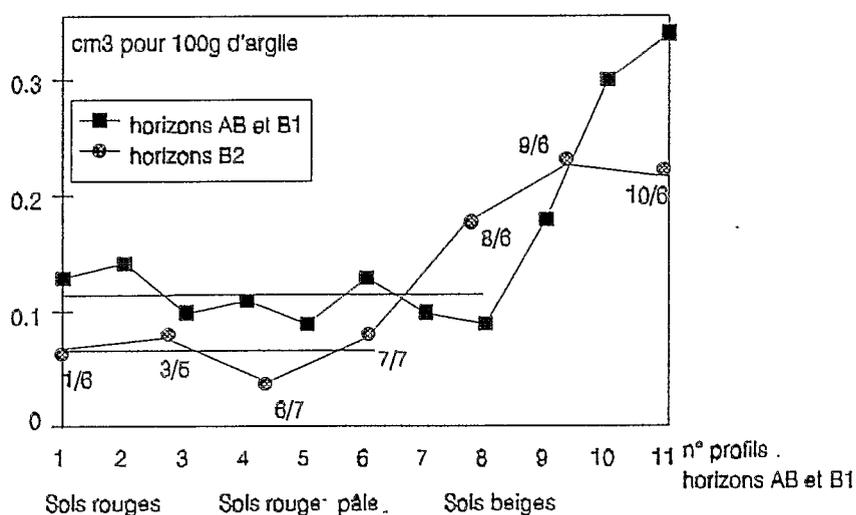


Figure V.14 :

Taux de gonflement-retrait de la phase argileuse des horizons AB, B1 et B2 de la toposéquence de YABONE, calculé par différence entre les volumes micro-poraux à l'état sec et humide, rapportée à la teneur en argile.

Les horizons de surface AB et B1 ont, globalement, un taux de gonflement 1.7 fois plus grand que l'horizon B2 dans l'ensemble de la toposéquence. Le sol ferrugineux a une capacité de gonflement trois fois supérieure à celle des sols ferrallitiques, à la fois dans les horizons AB, B1 et B2.

Sur les figures V.10 et V.11, on remarque que le retrait de l'ensemble des sols de la toposéquence est toujours accompagné d'une augmentation de la macroporosité et que le retrait global des horizons B1 et B2 des sols ferrallitiques est environ deux à trois fois plus élevé que les horizons B des sols ferrugineux. Il semblerait donc que les sols ferrallitiques se différencient par une modification de la capacité de gonflement-retrait, à la fois, de la phase argileuse et de son complément l'organisation des agrégats.

3.1.2 Apport de l'analyse d'images

La figure V.15 présente les courbes des surfaces porales cumulées par taille de pore, mesurées par analyses d'images sur des lames minces d'échantillons de sols rouges ferrallitiques et beige ferrugineux, indurés à différents états hydriques.

On constate sur cette figure que les distributions des surfaces porales, aux différents états hydriques, sont peu différentes dans les sols rouge et rouge pâle, tandis qu'elles sont bien distinctes dans le sol beige. Cette variation correspond à la modification des caractéristiques des surfaces porales supérieures à $0,006 \text{ mm}^2$, c'est à dire à l'ouverture des fissures, à leur interconnexion, et à l'augmentation des espaces interagrégats entre $pF=1$ et $pF=3$.

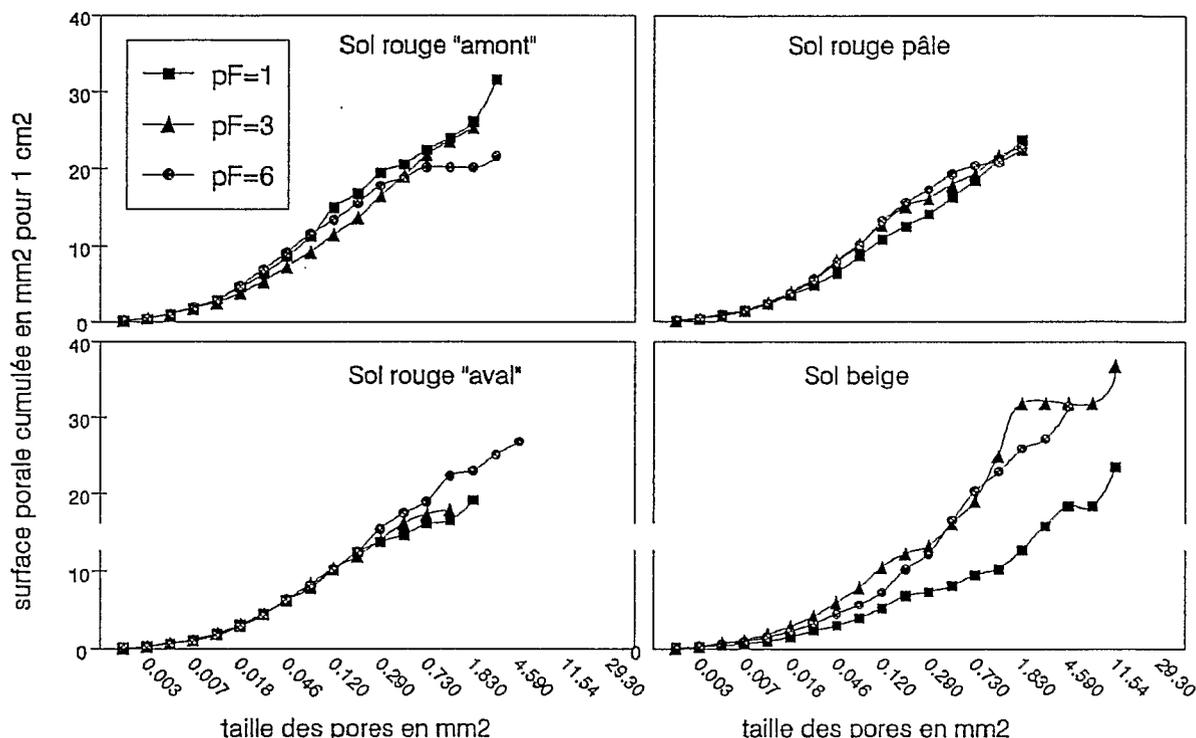
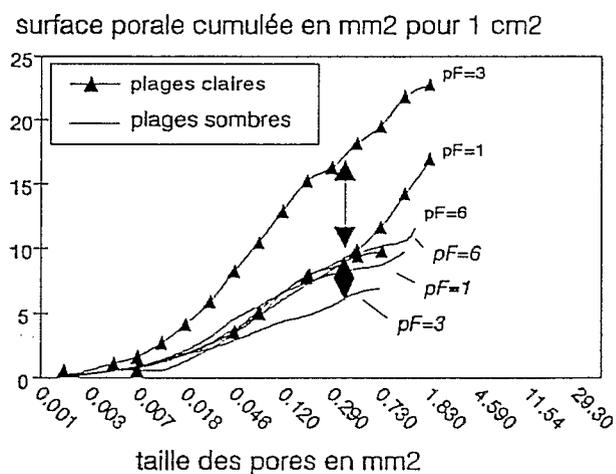


Figure V.15 :

Courbes des surfaces porales cumulées par taille de pore, mesurées par analyse d'images sur des lames minces d'échantillons des sols rouges ferrallitiques et du sol beige ferrugineux, à différents états hydriques.

Figure V.16 :

Mise en évidence des différences de comportement entre les surfaces porales des plages claires (assemblage lâche d'agrégats) et des plages sombres (assemblage d'agrégats imprégné d'oxydes et oxyhydroxydes de fer).



La figure V.16 présente les courbes de surfaces porales cumulées, des plages claires et sombres, observées sur les lames minces d'échantillons de sol rouge pâle (planche VIII : photo 3). On remarque que les plages claires, correspondant à des assemblages d'agrégats non colmatés par des oxydes et hydroxydes de fer, et beaucoup plus lâches et proches de la micro-organisation des sols beiges (assemblage aggloméroplasmique), sont caractérisées par des surfaces porales très développées lorsque l'échantillon est hydraté (à $pF=3$), tandis que les plages sombres sont caractérisées, au contraire, par des surfaces porales peu développées. Les caractéristiques des

surfaces porales, aux différents états hydriques, indiquent un comportement différent de ces plages, tandis que les plages claires présentent de profondes modifications avec un maximum de surfaces porales (c'est-à-dire de fissuration) à $pF=3$ et un fort intervalle entre les courbes, les plages sombres présentent, à l'inverse, un maximum de surfaces porales à $pF=6$ et $pF=1$. Ceci montre la plus grande rigidité des plages sombres par rapport aux plages claires.

Dans le sol beige, les surfaces porales les plus grossières doublent entre $pF=1$ et $pF=6$: il n'y a pas création de pores (cette porosité correspondant dans les deux cas à 1% du nombre des pores) mais ouverture des pores. Les différences entre les périmètres moyens (et indices de forme) mesurés sur ces échantillons corroborent ces faits (cf. annexe V.2).

3.1.3 Données complémentaires

Quelques résultats complémentaires, obtenus à partir du fractionnement en agrégats réalisé à différents états hydriques de l'échantillon de sol, et des mesures physico-chimiques classiques, permettent d'estimer la capacité de gonflement de la phase argileuse.

Par exemple, les courbes de poids moyens cumulés d'agrégats montrent que le sol beige présente un comportement au fractionnement très différent, selon les états hydriques des échantillons, contrairement aux sols rouges ferrallitiques (fig. V.17). Ces variations de comportement au fractionnement se manifestent par la forte dispersibilité du sol beige au contact de l'eau (dispersion des argiles à $pF=1$, $pF=2$; formation de croûte par coalescence d'agrégats et d'argile dispersée lors du séchage) et à la forte reprise en masse à partir de $pF=4,2$.

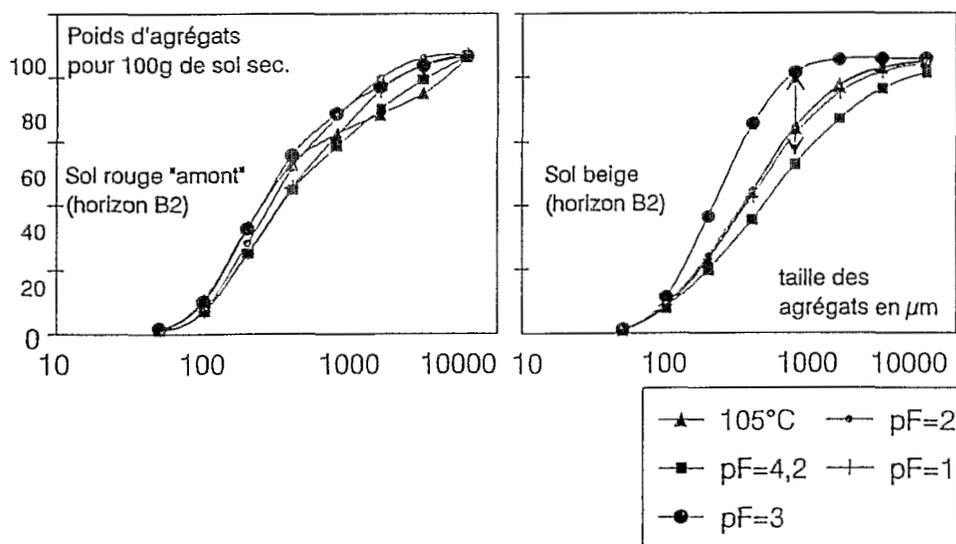


Figure V.17 :

Courbes des poids moyens cumulés des agrégats issus de fractionnement réalisé à différents états hydriques, d'un échantillon de sol rouge ferrallitique et beige ferrugineux.

D'autre part, KALOGA (1990) a montré que le passage des sols rouges aux sols beiges s'exprime par une augmentation de la capacité d'échange de la phase argileuse. La figure V.18 montre l'augmentation graduelle de cette capacité d'échange, plus brutale à partir des sols beiges, en relation avec une chute des teneurs en fer cristallisé. La relation entre les teneurs en eau aux $pF=3$ et $pF=4,2$ et les teneurs en argile donne également une indication sur l'"activité" des argiles. KALOGA (1990) montre ainsi que les matériaux constitutifs des horizons B des sols rouges ont une activité plus faible que ceux des sols beiges.

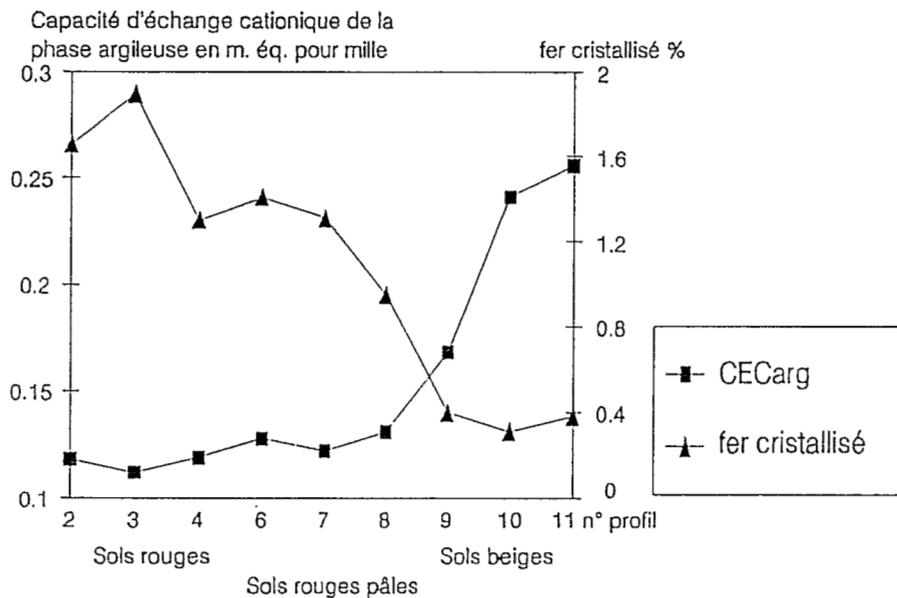


Figure V.18 :

Relation entre capacité d'échange cationique de la phase argileuse et teneur en fer cristallisé le long de la toposéquence de YABONE (horizon B1).

L'augmentation de la capacité de gonflement des argiles, dans les sols beiges ferrugineux, pourrait résulter de la néoformation d'argiles gonflantes (smectites). C'est pourquoi, une analyse semi-quantitative des diffractogrammes RX à été réalisée sur quatre échantillons de l'horizon B1 le long de la toposéquence. L'analyse de ces diffractogrammes ne met pas en évidence l'apparition de tels minéraux dans le sol beige. Il en va de même pour l'horizon B2 (KALOGA, com. pers.). De plus l'uniformité de la valeur modale de la porosité la plus fine mesurée en porosimétrie au mercure des sols rouges au sol beige est cohérente avec la stabilité minéralogique des argiles.

De toutes façons, les conditions de station ne permettent pas ici une néoformation de smectites (pH très acide) (KALOGA, com. pers.), l'augmentation de la capacité de gonflement des argiles n'est donc pas due à une transformation minéralogique des argiles

Le passage des sols ferrallitiques aux sols ferrugineux se traduit par le rétablissement de l'activité des argiles, dont le gonflement (mesuré en rétractométrie) et la dispersibilité sont des manifestations (observés lors du fractionnement à différents états hydriques).

Il semble que ce rétablissement de l'activité des argiles résulte de la dissociation du complexe kaolinite-fer, qui permet la libération de l'argile, la dislocation des agrégats, et, ainsi, l'augmentation des espaces intersticiels ménagés entre les grains de squelette (on assiste au passage d'un assemblage porphyrique à un assemblage aggloméroplasmique puis intertextique) (CHAUVEL, 1977 ; KALOGA, 1990 ; FRITSCH et al., 1990).

3.4 Conclusions

Selon les échelles et les modes d'évaluation, on peut identifier différents types de pores. Ces pores résultent de l'assemblage des agrégats et des quartz, pour les plus grands (macroporosité inter-agrégats), et de l'assemblage des particules primaires d'argile et de limons fins pour les plus fins (microporosité intra-microagrégats) .

L'analyse des variations de la composition volumique ou surfacique de la porosité, montre que l'espace poral des sols rouges aux sols beiges diffère par ses caractéristiques quantitatives mais aussi par son fonctionnement.

L'analyse des caractéristiques de l'espace poral montre que le passage des sols ferrallitiques aux sols ferrugineux s'exprime, dans l'horizon B2, par :

- la diminution brutale, de l'ordre de 60%, de la micro-porosité du sol sec et d'environ 10% de la microporosité de la phase argileuse ;
- l'augmentation, de l'ordre de 30%, de la macro-porosité : ouvertures et interconnexions des espaces poraux grossiers ;
- une diminution du retrait global des échantillons. Les sols ferrugineux ont un retrait global trois fois moins important que les sols ferrallitiques ;
- l'augmentation brutale des capacités de gonflement de la phase argileuse. Les sols ferrugineux ont une capacité de gonflement trois fois supérieure à celle des sols ferrallitiques.

Les différences entre les caractéristiques des horizons B1 et B2 sont de même nature que les différences entre les caractéristiques des sols ferrugineux et ferrallitiques, mais sont de plus faible intensité.

BRAUDEAU et BRUAND (1993) montrent également, dans la toposéquence de BOORO BOROTOU (Côte d'Ivoire), que le volume et le comportement des volumes macro et micro poraux, mesurés en rétractométrie et porosimétrie au mercure, varient très significativement le long de la séquence de transformation entre les domaines ferrallitiques et ferrugineux. Si le volume macroporal augmente et le volume microporal diminue sensiblement dans les sols ferrugineux aval, la porosité totale a tendance à diminuer des sols ferrallitiques aux sols ferrugineux. L'augmentation de la macroporosité ne semble pas être une caractéristique du passage des sols ferrallitiques aux sols ferrugineux, car plusieurs auteurs mesurent, au contraire, une diminution de la porosité grossière dans les sols ferrugineux (KALOGA, com. pers). CHAUVEL (1977) montre, en Moyenne Casamance, que la porosité structurale, de maille millimétrique à centimétrique, est répartie de façon beaucoup plus homogène dans le profil de sol rouge que dans celui de sol beige sans variations quantitatives importantes. L'auteur note que les systèmes de porosité des sols rouges et beiges diffèrent davantage par les modalités de leur fonctionnement que par leurs caractéristiques quantitatives.

De plus, soulignons que la valeur de la porosité total des différents sols n'évolue pas de façon significative avec la capacité de gonflement et de retrait de la phase argileuse.

4 CONCLUSIONS

Dans ce chapitre, nous nous sommes intéressés à la caractérisation des assemblages d'agrégats, par une approche morphologique (micromorphologie et analyse d'images) et physique (porosimétrie au mercure, rétractométrie).

Nous avons analysé, dans un premier temps, la microorganisation d'échantillons représentatifs des horizons B2 de sols rouges ferrallitiques et d'un sol beige ferrugineux.

Les sols ferrallitiques sont caractérisés par une structure agrégée, formée par l'assemblage de macro-agrégats (de 250 μm à quelques millimètres), de micro-agrégats (de 30 à 200 μm), et de quartz de la taille des limons grossiers et des sables. Les macro-agrégats sont constitués de micro-agrégats et de quartz, selon un assemblage, en grappe, plus ou moins compact. Les micro-agrégats sont composés uniquement par l'assemblage des particules primaires les plus fines du sol (argiles, limons fins, oxydes et oxyhydroxydes, matières organiques...) et sont individualisés, au niveau textural (visible au microscope optique polarisant), par de fins liserés biréfringents (cutanes). L'assemblage du squelette est de type porphyrique.

La microorganisation des sols beiges ferrugineux diffère par le nombre, la nature, et l'organisation des agrégats. Les macro-agrégats ont disparu, les micro-agrégats sont peu nombreux et fragilisés (pâlisement de l'assemblage plasmique et accentuation des motifs de biréfringence). L'assemblage du squelette est aggloméroplasmique et, par plages localisées, intertextuelle. Dans un deuxième temps, nous nous sommes focalisés sur les vides résultant de l'assemblage des agrégats, des particules primaires du sol.

A l'aide de techniques complémentaires, nous montrons que l'espace poral des sols ferrallitique et ferrugineux, diffère par ses caractéristiques quantitatives, mais surtout par son fonctionnement. Le passage des sols ferrallitiques aux sols ferrugineux s'exprime par une augmentation forte de la macroporosité, une diminution de la microporosité du sol, mais également de la phase argileuse. Il s'exprime, également, par l'augmentation de la capacité de gonflement et retrait de la phase argileuse (des micro-agrégats), et inversement par la diminution de la capacité de gonflement et retrait globale de l'échantillon

L'augmentation de la capacité de gonflement de l'argile ne provient pas de la transformation minéralogique des argiles. Elle serait liée à la dissociation des micro-assemblages de particules argileuses (complexes fer-kaolinites) (e.g. CHAUVEL, 1977 ; KALOGA, 1990), provoquant, ainsi la dislocation des agrégats, la dispersion et l'exportation des constituants fins, et donc, la réorganisation de l'assemblage squelette-plasma.

Enfin, il est à souligner que les horizons de surface (AB-B1) des sols ferrallitiques possèdent des caractéristiques porales et une capacité de gonflement de la phase argileuse, qui les rapprochent de l'horizon B du sol ferrugineux analysé.

L'étude des assemblages d'agréats nous permet de mieux comprendre l'évolution des propriétés physiques (porosité, capacité de gonflement ...) le long d'une toposéquence de sols ferrallitiques-ferrugineux.

L'analyse des agrégats issus du fractionnement semble donc importante, car elle nous permettra :

- de préciser la nature des agrégats ;
 - de quantifier la répartition des sables libres (quartz non agrégé) ;
-

Chapitre VI : Le fractionnement en agrégats

La microorganisation des sols est analysée, et quantifiée, par l'intermédiaire de l'analyse des distributions d'agrégats issus du fractionnement d'échantillons représentatifs des différents horizons de la toposéquence de YABONE. L'étude des caractéristiques physico-chimiques des agrégats est également entreprise, dans le but de comprendre les modifications morphologiques et physiques observées lors de la transformation structurale des sols ferrallitiques en sols ferrugineux.

Dans le chapitre IV, nous avons présenté une méthode mise au point pour fractionner un volume de sol en ses éléments structuraux naturels correspondant aux premiers niveaux d'organisation du sol. Dans le chapitre suivant (chapitre V), consacré à l'analyse de la toposéquence de YABONE, nous montrons que les sols rouges ferrallitiques et beiges ferrugineux diffèrent par leur microorganisation (assemblage et nature des agrégats), et par leurs propriétés physiques (caractéristiques de l'espace poral et des modalités de son fonctionnement). Afin de mieux comprendre cette évolution structurale, nous nous proposons de caractériser quantitativement les assemblages d'agrégats par l'analyse de leurs distributions dimensionnelles, et par l'étude de leurs caractéristiques physico-chimiques.

1 ETUDE DES DISTRIBUTIONS D'AGREGATS

1.1 Mode de présentation des résultats

Les résultats sont présentés sous forme de courbe de poids moyens d'agrégats (avec sables libres et sans sables libres) par classe de taille, ajustée à une loi log-normale. La moyenne (m), l'écart type (σ) et les coefficients de PEARSON (symétrie et aplatissement) de ces distributions dimensionnelles d'agrégats seront précisés dans le texte.

Afin de comparer entre elles les distributions d'agrégats des différents horizons et sols de la toposéquence, nous avons eu recours à l'analyse des variables selon l'Analyse en Composante

Principale (ACP). L'analyse des variables permet de prendre en considération, globalement, l'information fournie par les distributions dimensionnelles d'agrégats, et de faire apparaître les affinités entre les échantillons de sol (BENZECRI, 1973 ; FENELON, 1981). L'ACP permet d'analyser directement des tableaux de données quantitatives.

Nous présentons, dans un premier temps, l'analyse des distributions dimensionnelles des agrégats et sables libres, en séparant les échantillons des horizons AB et B1, et les échantillons prélevés dans l'horizon B2. Dans un deuxième temps, après suppression des sables libres suivant la méthode proposée dans le chapitre IV, nous présentons les distributions dimensionnelles des agrégats stricto sensu de l'ensemble des échantillons prélevés dans les horizons AB, B1 et B2 de la toposéquence de YABONE.

1.2. Etude des distributions d'agrégats des horizons AB et B1.

Les distributions dimensionnelles moyennes (pour trois répétitions et ajustement à une loi log normale) des agrégats et sables libres des échantillons prélevés entre 40 et 60 cm, sont présentées sur la figure VI.1 :

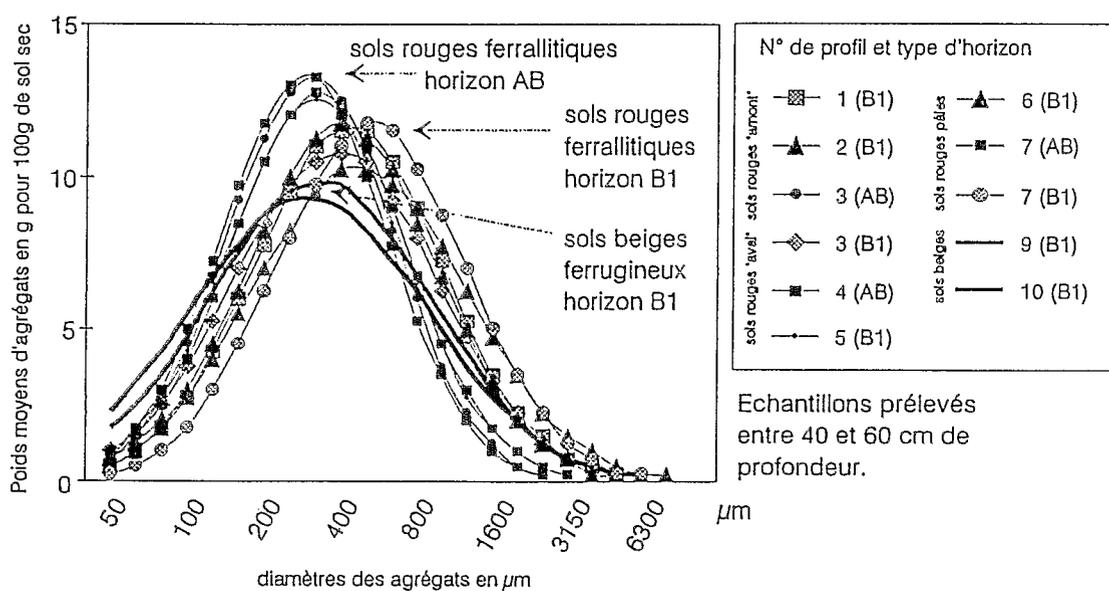


Figure VI.1 :

Courbes des poids moyens d'agrégats (et sables libres) par classes de taille, pour trois répétitions, ajustées à une loi lognormale. Cas des horizons de surface AB et B1.

Sur cette figure, on distingue trois types de distributions d'agrégats :

- une distribution symétrique, compacte, d'écart-type $\sigma = 410 \pm 80 \mu\text{m}$, formée d'agrégats de petite taille moyenne ($m = 470 \pm 60 \mu\text{m}$), caractéristique de l'horizon AB des sols ferrallitiques ;

- une distribution étalée ($\sigma = 780 \pm 300 \mu\text{m}$), de plus grande moyenne ($m = 760 \pm 150 \mu\text{m}$), caractéristique de l'horizon B1 des sols ferrallitiques ;
- une distribution beaucoup plus aplatie d'écart type $\sigma = 600 \pm 200 \mu\text{m}$, et de moyenne $m = 700 \pm 100 \mu\text{m}$, caractéristique de l'horizon B1 des sols ferrugineux.

1.3 Etude des distributions d'agrégats de l'horizon B2

Les échantillons prélevés en profondeur entre 100 et 300 cm, dans les horizons B2, présentent deux types de distribution dimensionnelle des agrégats et sables libres (fig. VI.2) :

- une distribution symétrique, compacte, formée d'agrégats de petites taille ($m = 420 \pm 90 \mu\text{m}$, $\sigma = 500 \pm 80 \mu\text{m}$), caractéristique des sols ferrugineux ;
- une distribution très étalée, formée d'agrégats de grande taille ($m = 900 \pm 300 \mu\text{m}$, $\sigma = 1200 \pm 500 \mu\text{m}$), représentative de l'horizon B2 des sols ferrallitiques.

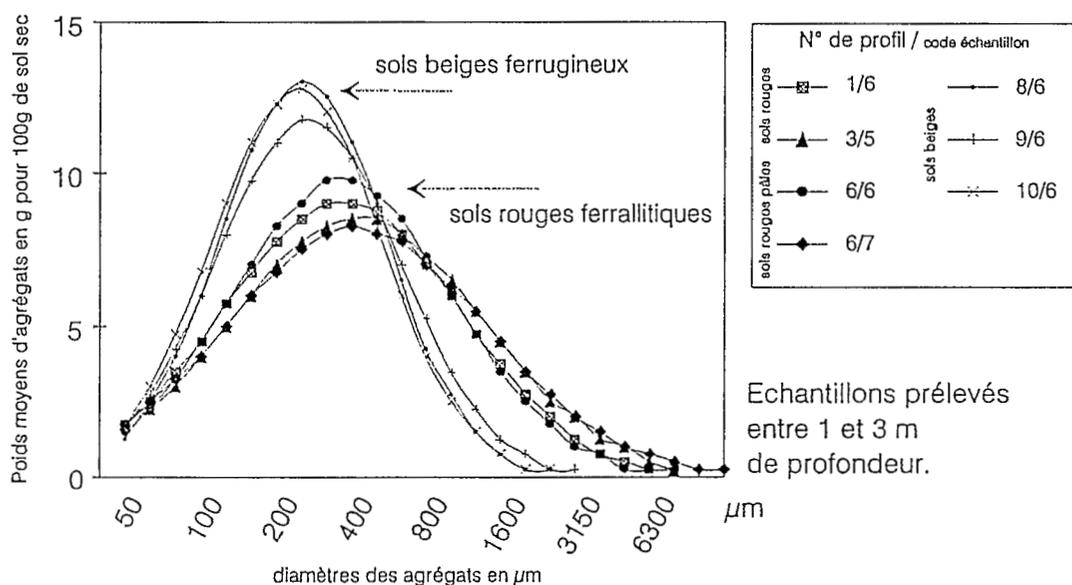


Figure VI.2 :

Courbes des poids moyens d'agrégats (et sables libres) par classes de taille, pour trois répétitions, ajustées à une loi lognormale. Cas de l'horizon de profondeur B2.

La distribution dimensionnelle des agrégats (et sables libres) permet de distinguer nettement, dans les mêmes horizons, les sols ferrugineux (sols beiges) des sols ferrallitiques (sols rouges et rouge pâle). Par contre, il n'y a pas de différence, dans les mêmes horizons, entre les échantillons ferrallitiques des sols rouges "amont", des sols rouges "aval", des sols rouge pâle, et mêmes des sols rouge-jaune (profil 7).

L'analyse de la distribution dimensionnelle des agrégats (et sables libres), issu du fractionnement, permet également, la distinction entre les horizons AB et B1 des sols ferrallitiques.

Notons enfin que les échantillons de l'horizon AB des sols ferrallitiques et ceux de l'horizon B2 des sols ferrugineux sont caractérisés par des distributions dimensionnelles d'agrégats très proches.

1.4 Etude de la distribution des agrégats stricto sensu

L'analyse des distributions dimensionnelles des agrégats et sables libres permet, à même profondeur, de différencier, à la fois, les sols ferrallitiques des sols ferrugineux, et l'horizon AB de l'horizon B2. L'analyse est rendue toutefois en raison de la présence des sables libres (sables non agrégés) qui sont en proportion plus élevée dans les sols beiges ferrugineux, mais également dans les horizons de surfaces (fig. VI.4 et VI.8). C'est pourquoi nous analyserons, cette fois-ci, la distribution dimensionnelle des agrégats stricto sensu, c'est-à-dire des agrégats en l'absence de sables libres non agrégés.

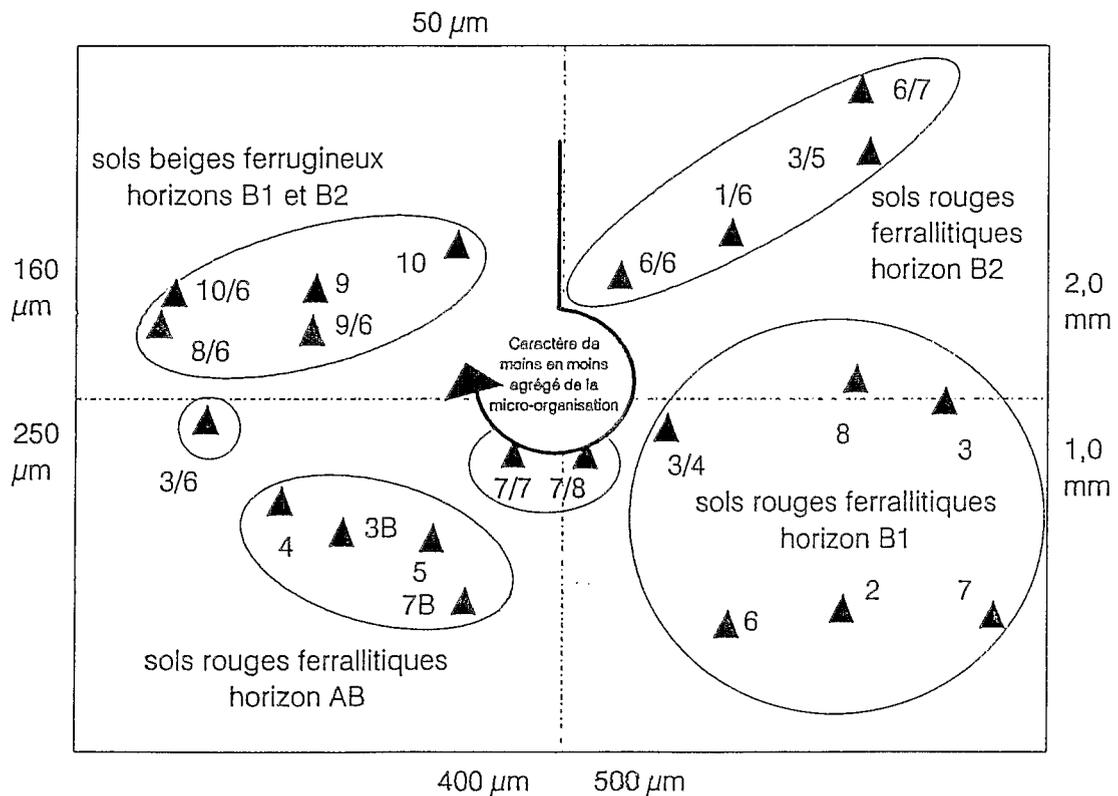


Figure VI.3 :

Diagramme représentant les résultats de l'analyse en composantes principales, des distributions dimensionnelles d'agrégats stricto sensu, issus du fractionnement d'échantillons de sols, prélevés dans l'ensemble des horizons de la toposéquence. Plan 1.2.

En raison du nombre élevé d'échantillons, l'analyse des agrégats stricto sensu requiert directement une analyse des variables. Pour l'étude des distributions dimensionnelles des agrégats, nous présentons une analyse en composantes principales sur l'ensemble des échantillons: (22 échantillons, tous horizons confondus, et 22 variables correspondant aux classes de taille d'agrégats).

Rappelons que chaque échantillon est caractérisé par la distribution dimensionnelle moyenne des agrégats stricto sensu issus du fractionnement, et que cette distribution moyenne présente une faible variabilité, pour trois répétitions, comme nous avons pu le montrer dans le chapitre IV.

Les deux premiers axes factoriels de l'analyse en composante principale expliquent 90% de l'inertie du nuage. L'essentiel de l'information contenue est donc parfaitement décrit par ce plan (fig. VI.3). Chaque axe factoriel (vertical et horizontal) est constitué par l'association de plusieurs classes de taille d'agrégats, déterminées en fonction des coefficients de qualité de la représentation et des corrélations (50 μm , 160 à 250 μm , 400 à 500 μm , 1 à 2 mm).

L'axe factoriel horizontal représente 64 % de l'information. Il discrimine essentiellement les classes de taille d'agrégats voisines de 160-250 μm en opposition avec les classes de 1 à 2 mm.

L'axe factoriel vertical représente 26 % de l'information. Il discrimine la classe la plus petite (50 μm) en opposition avec les classes de 400 à 500 μm .

Ce traitement nous permet d'obtenir une représentation graphique synthétique de l'ensemble des distributions. Il nous permet d'identifier quatre grands groupes et deux groupes complémentaires :

- le premier groupe, composé de quatre échantillons, est caractérisé par une distribution d'agrégats étalée ($\sigma = 1460 \pm 250 \mu\text{m}$) et une taille des agrégats relativement grande ($m = 860 \pm 200 \mu\text{m}$). Ce groupe correspond aux échantillons de l'horizon B2 des sols ferrallitiques (sols rouges et rouge pâle) ;

- le deuxième groupe, composé de six échantillons, présente une distribution plus faiblement étalée ($\sigma = 1120 \pm 240 \mu\text{m}$) avec une moyenne de taille des agrégats de $920 \pm 100 \mu\text{m}$, et un degré de symétrie plus faible. Ce groupe est formé de l'ensemble des échantillons ferrallitiques prélevés dans l'horizon B1.

- le troisième, composé de quatre échantillons, présente la distribution à la fois la plus compacte ($\sigma = 570 \pm 60 \mu\text{m}$) et la plus symétrique, avec un degré d'aplatissement faible. Les agrégats ont une taille moyenne de $560 \pm 50 \mu\text{m}$. Ce groupe correspond aux échantillons de l'horizon AB des sols ferrallitiques.

- le quatrième groupe, composé de six échantillons correspond à une distribution légèrement plus étalée et plus aplatie ($\sigma = 720 \pm 270 \mu\text{m}$) que la précédente, pour une taille moyenne des agrégats légèrement plus grande ($650 \mu\text{m}$). Ce dernier groupe est formé de l'ensemble des échantillons prélevés dans les sols ferrugineux et ferrugineux hydromorphes (sols beiges), tous horizons confondus.

Les deux groupes complémentaires correspondent à trois échantillons présentant des caractéristiques intermédiaires :

L'échantillon 3/6, prélevé entre 240 et 260 cm dans l'horizon B2 du sol rouge "aval", est décrit par KALOGA comme un échantillon de structure atypique : en effet, cet échantillon s'individualise par une cohésion d'ensemble très forte, un assemblage compact résultant, semble-t-il, d'une modification structurale particulière dans un contexte hydrique spécifique.

Les deux échantillons 7/7 et 7/8 ont été prélevés entre 180 et 270 cm dans l'horizon B2 d'un profil intermédiaire (n°7) entre le sol rouge-jaune ferrallitique et le sol beige ferrugineux.

Soulignons que les groupes ainsi reconnus sont assez bien individualisés et que les différences entre trois répétitions d'un même échantillon sont beaucoup plus faibles qu'entre les groupes, mais ne sont pas significatives (au seuil de 95%) entre les échantillons d'un même groupe.

Les sols beiges ferrugineux se différencient des sols rouges ferrallitiques, par la taille moyenne des agrégats, le ressèment de leur distribution et le moins bon ajustement de cette distribution à une loi lognormale, mais également par le pourcentage de sables libres pour 100g de sol sec (fig. VI.4). Il semblerait que la diminution du nombre d'agrégats, et plus précisément des macro-agrégats ($> 250 \mu\text{m}$), se fasse au profit de l'augmentation des sables libres.

1.5 Conclusions

L'analyse des distributions dimensionnelles des agrégats permet de reconnaître parfaitement les principaux horizons AB, B1 et B2 des sols ferrallitiques (reconnus dans sa description, par KALOGA), et de différencier les sols ferrugineux des sols ferrallitiques.

Le passage des horizons B2 des sols rouges ferrallitiques aux sols beiges ferrugineux est caractérisé par le resserrement de la distribution des agrégats autour de la moyenne, la diminution de cette moyenne, et par l'augmentation du pourcentage de sables libres.

De même, le passage des horizons B2 à B1, puis AB, est souligné par le resserrement de plus en plus prononcé de la distribution des agrégats autour de la moyenne et la diminution de cette moyenne, ainsi que l'augmentation du pourcentage de sables libres.

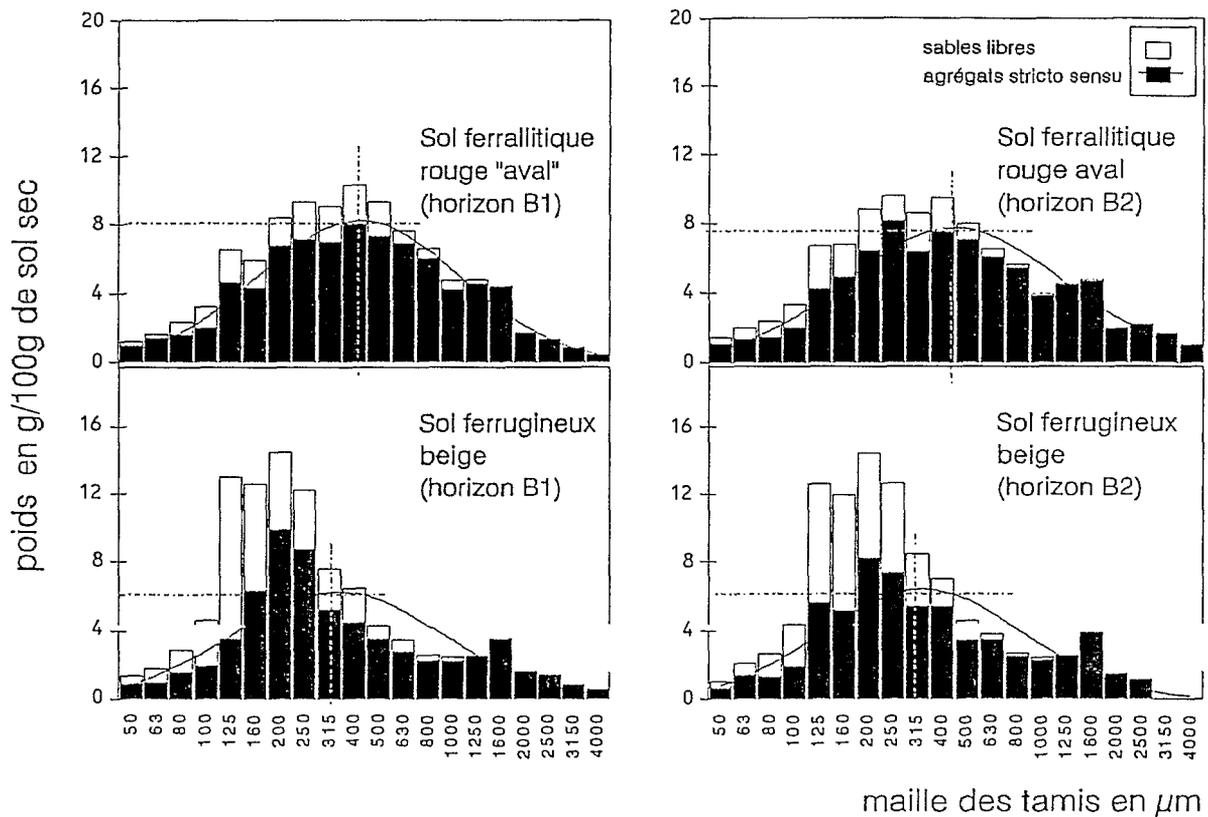


Figure VI.4 :

Histogrammes des poids moyens d'agrégats stricto sensu et des sables libres par classe de taille (maille des tamis). Distribution log-normale ajustée à la distribution des agrégats stricto sensu. Les traits discontinus verticaux indiquent la valeur modale de la distribution.

Ces transformations structurales, correspondent, dans les deux cas, à la diminution des agrégats les plus grossiers ($> 250 \mu\text{m}$).

Les distributions dimensionnelles d'agrégats peuvent donc être considérées comme des caractéristiques de la microorganisation de ces sols. La dégradation de la structure archétypique agrégée des sols ferrallitiques rouges, de l'horizon B2, résulte de la diminution des agrégats (essentiellement) grossiers au profit des sables libres. Cette modification de la structure archétypique agrégée différencie verticalement les horizons B2, B1 et AB et latéralement les sols ferrallitiques et ferrugineux.

Nous venons de décrire et d'analyser les distributions d'agrégats, issus du fractionnement de sols ferrallitiques et ferrugineux, et de montrer l'intérêt d'une telle démarche, dans la caractérisation de la microorganisation de ces sols. Mais cette démarche n'apporte pas d'informations précises sur la nature des agrégats et, donc, sur leur implication dans les propriétés physiques des sols. C'est l'objet du paragraphe suivant.

2 ETUDE PHYSICO-CHIMIQUE DES AGREGATS

2.1 Méthodes et modes de présentation des résultats

La séparation et le regroupement des agrégats par classe de tailles apparaît comme un préalable nécessaire. En raison de contraintes d'ordre pratique (nécessité d'avoir une masse d'agrégats relativement importante) et budgétaire (coût des analyses), nous nous sommes limités à six classes d'agrégats :

- A: de 50 à 80 μm
- B: de 100 à 200 μm
- C: de 250 à 500 μm
- D: de 630 à 1250 μm
- E: de 1600 à 3150 μm
- F: de 4000 à 5000 μm

Sur un plan pratique, la séparation entre agrégats stricto sensu et sables libres est délicate en dessous de 250 μm . Les méthodes de séparation par densité ou reposant sur les propriétés magnétiques sont inopérantes, car les agrégats sont formés de l'association de quartz, d'oxydes et oxy-hydroxydes, de matières organiques et d'argiles, dont la densité et le caractère magnétique ne sont pas significativement différents de celui de quartz incrustés et imprégnés d'oxydes et d'oxyhydroxydes. En l'absence de méthode de séparation simple et non destructive, nous avons réalisé les analyses physico-chimiques sur l'ensemble du fractionnement sables libres et agrégats.

Cependant le pourcentage de sables libres dans chaque classe a pu être estimé (cf. chapitre IV), ce qui a permis d'approcher de manière plus précise les caractères physico-chimiques propres aux agrégats.

De nombreux travaux ont porté sur l'état d'agrégation et le rôle des composés ferriques, aluminiques et organiques sur l'agrégation (BLACKMORE, 1973 ; GIOVANINI et SEQUI, 1976 a et b ; HAMBLIN et GREENLAND, 1977 ; CHAUVEL, 1977 ; CAMBIER et PROST, 1981 ; ROBERT et al., 1983 ; CAMBIER, 1986 ; LAHMAR et BRESSON, 1989 ; BARTOLI et al., 1988, 1990, 1991, 1992 ; DUTARTRE et al., 1993a).

Nous avons sélectionné, sur la base de cette revue bibliographique, les analyses physico-chimiques les plus pertinentes et les mieux adaptées à notre problématique, mais aussi les plus

simples, à mettre en oeuvre :

- caractérisation granulométrique ;
- teneur en certains composés du fer, aluminium et silicium ;
- teneur en carbone organique.

Les formes du fer (et d'aluminium et silicium) extraites au C-B-D semblent correspondre à l'ensemble des formes des oxydes et oxy-hydroxydes de fer (et d'aluminium et silicium) amorphes, et cristallisées (MEHRA et JACKSON, 1960 ; McKEAGUE et DAY, 1966). Le C-B-D dissout les formes cristallines de la goethite et de l'hématite (GUILLET et JEANROY, 1985) ; cependant il n'attaque pas la magnétite (JEANROY et al., 1983).

Les formes du fer (et d'aluminium et silicium) extraites à l'oxalate d'ammonium correspondent aux formes les plus vulnérables et les plus actives du fer (de l'aluminium et de silicium) : c'est-à-dire aux formes amorphes et mal cristallisées, minérales et organiques (TAMM, 1922 ; SCHWERTMANN, 1964). Cependant il est notable que l'oxalate peut attaquer certains minéraux silico-alumineux-magnésiens, certains oxydes de fer cristallisés comme la lépidocrocite et la magnétite, et aussi quelques allophanes et imogolites (SCHWERTMANN, 1964 ; JEANROY et al., 1983), mais qu'il préserve de la dissolution les oxydes et oxy-hydroxydes communs tels que l'hématite et la goethite (GUILLET et JEANROY, 1985).

JEANROY et al. (1983), par comparaison avec la spectrométrie Mössbauer, montrent la validité et la fiabilité de ces deux méthodes d'extraction.

La fraction des oxydes et oxy-hydroxydes bien cristallisés est obtenue par différence entre le fer_{CBD} et fer_{ox} . Elle pourrait correspondre notamment au couple goethite-hématite.

2.2 Analyses granulométriques

L'analyse granulométrique classique consiste à séparer les différentes fractions (argiles, limons, sables) et à les évaluer en pourcentages pondéraux de l'ensemble de l'échantillon. L'analyse microgranulométrique consiste, par diffraction au laser, à étudier la répartition des particules fines inférieures à 80 μm .

2.2.1 Analyse granulométrique classique

La figure VI.5 présente la granulométrie des classes d'agrégats de deux échantillons de horizon B1 d'un sol rouge et d'un sol beige. La figure VI.6 montre les variations de cette distribution granulométrique le long de la toposéquence.

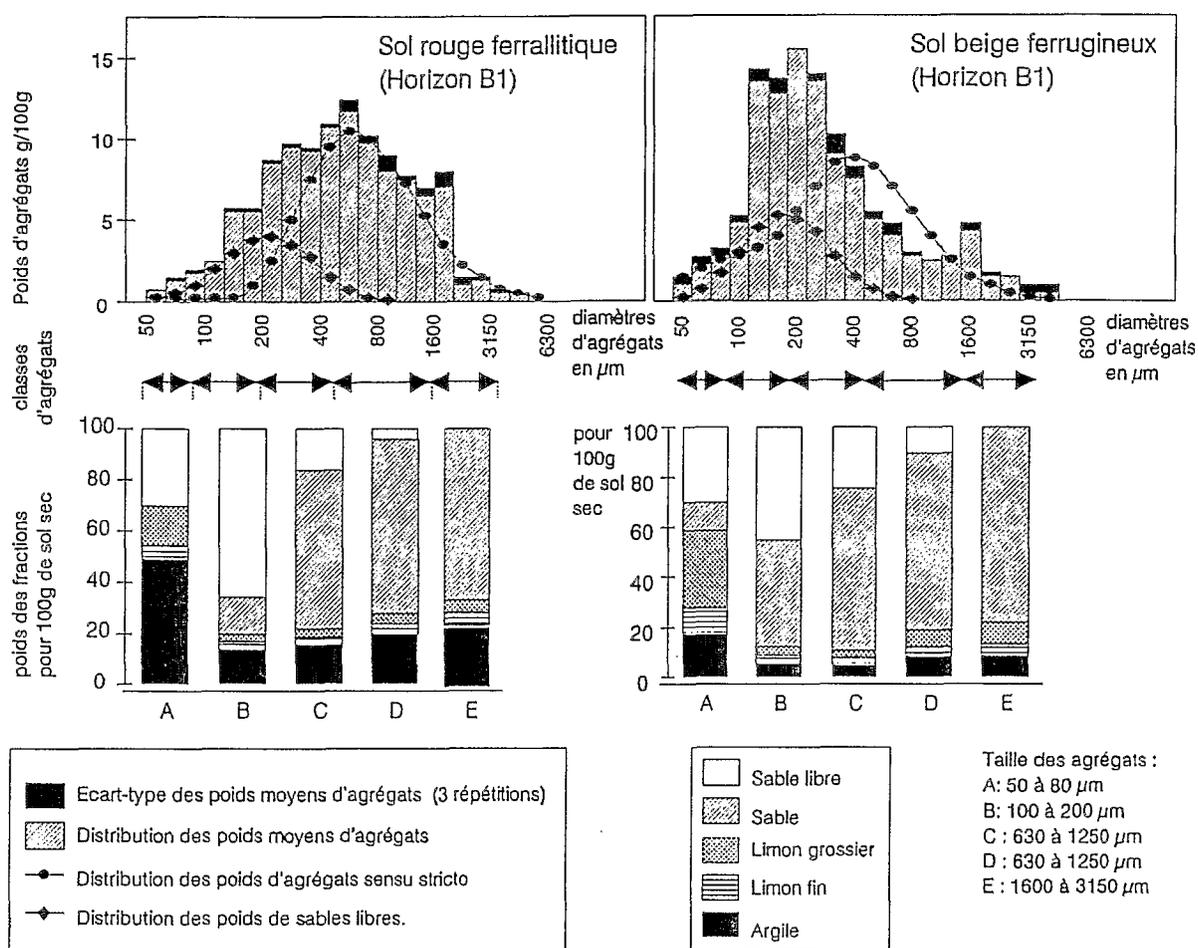


Figure VI.5 :

Répartition des différentes fractions granulométriques dans les classes d'agrégats (et sables libres), issus du fractionnement d'échantillons de l'horizon B1 d'un sol rouge ferrallitique et d'un sol beige ferrugineux.

La distribution de la fraction argileuse dans les classes d'agrégats (et sables libres) est présentée sur la figure VI.7 pour les horizons B1 et B2.

On constate que les sols rouges et le sol rouge pâle présentent les mêmes constitutions granulométriques, tandis que les sols beiges affirment leur spécificité par une constitution granulométrique nettement moins argileuse.

On note également, pour les sols ferrallitiques, que les horizons B1 se distinguent des horizons B2, par une plus faible teneur en argile dans la classe B correspondant aux agrégats de 100 à 200 μm .

Ce sont les classes d'agrégats les plus fines (A et B : de 50 à 200 μm) qui sont les plus riches en sables libres, à la fois dans l'horizon B1 et l'horizon B2. Mais les sables libres, dans ces deux classes, sont en quantité plus élevée dans l'horizon B1 que dans l'horizon B2, principalement dans la classe B (fig. VI.8).

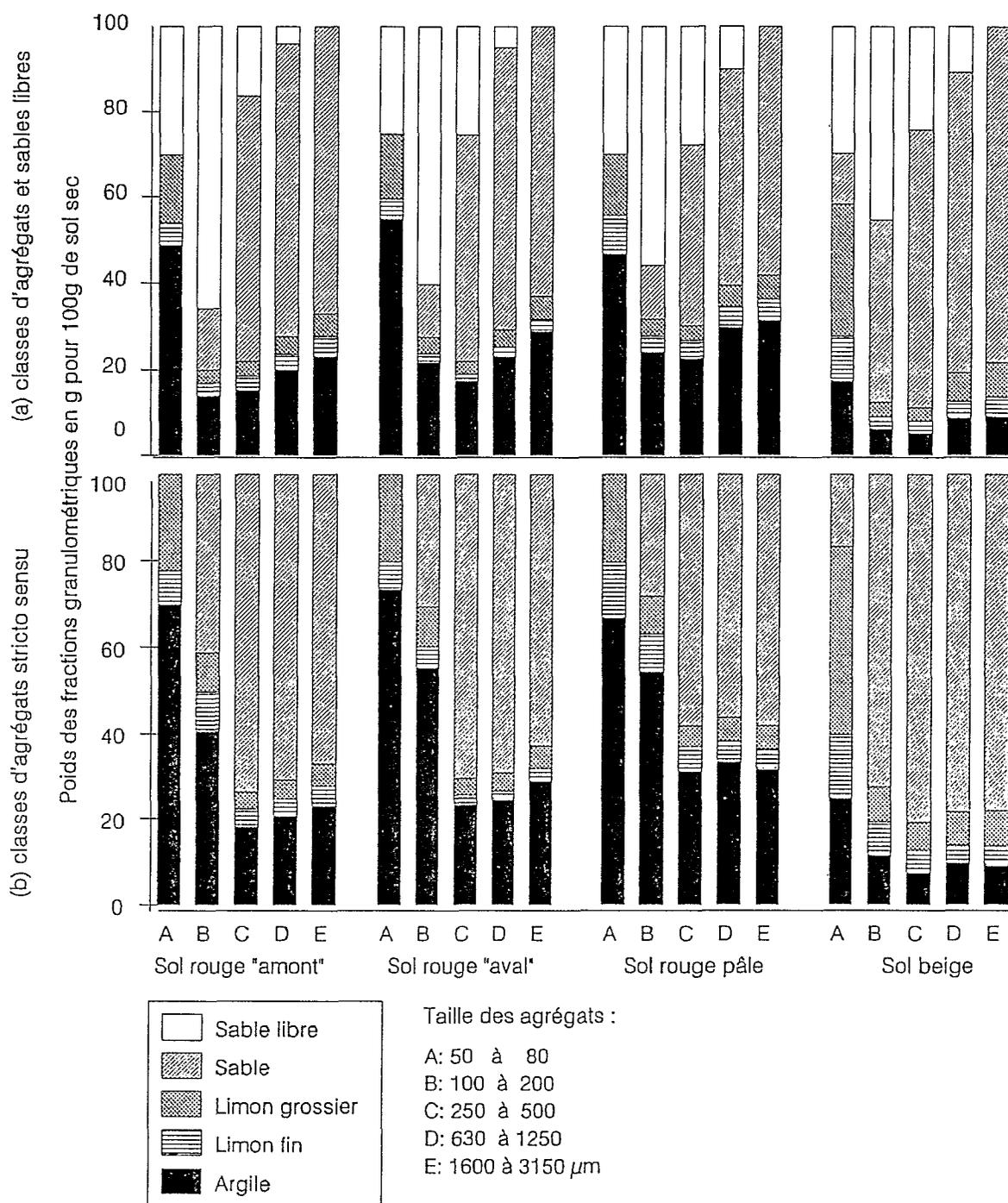


Figure VI.6 :

Répartition des différentes fractions granulométriques dans les classes d'agrégats, issus du fractionnement d'échantillons de l'horizon B1 des sols ferrallitiques rouge "amont", rouge "aval", et rouge pâle, et d'un sol beige ferrugineux :

- (a) dans les classes d'agrégats et sables libres ;
- (b) dans les classes d'agrégats stricto sensu.

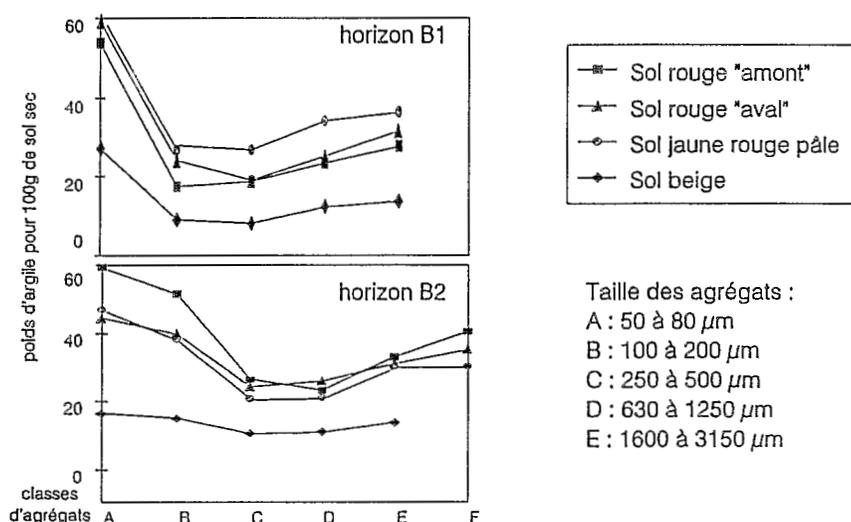


Figure VI.7 :

Répartition de la fraction argileuse dans les classes d'agrégats (et sables libres), issus du fractionnement d'échantillons représentatifs de la toposéquence de YABONE (horizons B1 et B2).

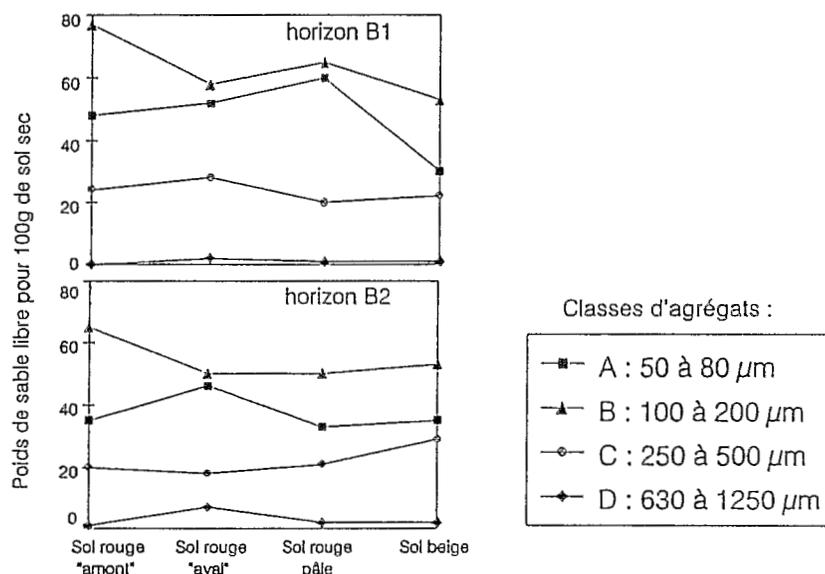


Figure VI.8 :

Répartition des sables libres dans les classes d'agrégats, issus du fractionnement d'échantillons représentatifs de la toposéquence de YABONE (horizons B1 et B2).

Dans l'horizon B1 des sols rouges et rouge pâle, les plus petites classes (A et B : 50 à 200 μm) représentent respectivement en moyenne 4 et 20 % de l'ensemble des agrégats, et sont constituées d'agrégats stricto sensu très argileux (65 et 50% de l'argile) (fig. VI.5). Tandis que les classes C, D, E (250 à 1250 μm) qui représentent ensemble 72 % des agrégats, sont constituées d'agrégats stricto sensu beaucoup plus sableux (20 % d'argile en moyenne).

Dans le sol beige, les classes sont constituées d'agrégats sablo-argileux ; seule la classe A (50 à $80 \mu\text{m}$) présente des agrégats légèrement plus argileux (20 % d'argile, 10 % en moyenne pour les classes de taille supérieure). Soulignons que la classe A est constituée par une proportion importante de limons grossiers (20 % dans les sols rouges et le sol rouge pâle, et plus de 40 % pour le sol beige).

En résumé, les agrégats constitutifs de tous les sols rouges ferrallitiques présentent des caractéristiques granulométriques semblables. Ces agrégats se décomposent en deux grandes classes d'agrégats :

- les plus petits (50 à $200 \mu\text{m}$) sont très argileux et incorporent très peu de sable.
- les plus grossiers ($> 200 \mu\text{m}$) sont argilo-sableux.

Le sol beige est constitué d'agrégats très sableux. Les agrégats les plus petits (50 à $80 \mu\text{m}$), du sol beige, présentent des caractéristiques granulométriques proches de celles des agrégats les plus grossiers des sols rouges, avec toutefois une teneur plus importante en limon grossier.

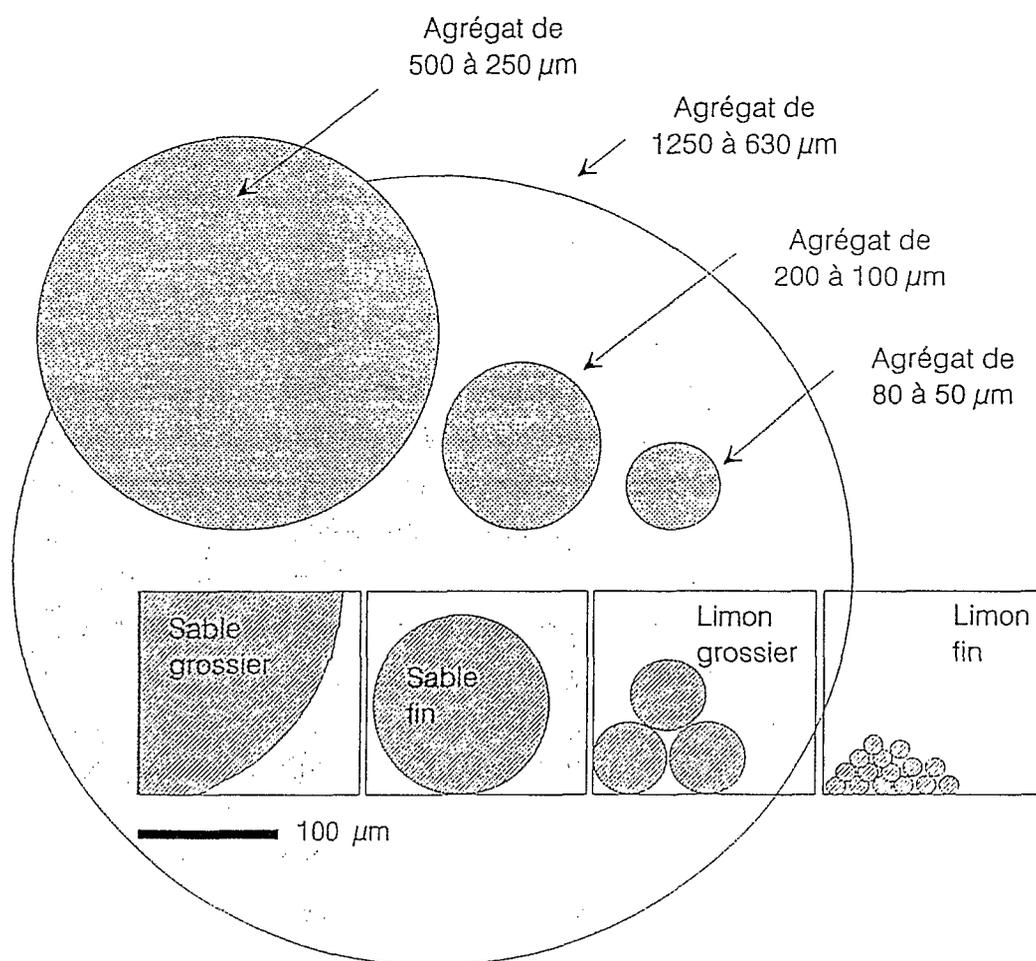


Figure VI.9 :

Schéma représentant les tailles moyennes des particules granulométriques (limons fins, limons grossiers, sables fins, sables grossiers) et les tailles moyennes des agrégats.

La répartition des sables dans les échantillons semble obéir à des contraintes d'ordre stérique: le schéma représentant les tailles moyennes des particules (limons, sables fins, sables grossiers) et la taille moyenne des agrégats des différentes classes A, B, C, D (fig. VI.9), montre que dans les classes A et B, il y a impossibilité physique d'incorporer des sables grossiers et possibilité d'incorporer très peu de sables fins. Dans la classe C, il ne peut y avoir qu'un ou au maximum deux petits sables grossiers à l'intérieur des agrégats.

Notons que dans ce schéma, nous raisonnons en terme de taille et de nombre d'agrégats et sur les distributions granulométriques en terme de masse. La présence d'un seul sable grossier dans un agrégat de la classe C peut représenter plus de 80% de la masse totale de l'agrégat.

Dans le chapitre IV nous avons montré l'existence de relations statistiques entre la distribution des sables libres et la distribution des sables totaux. L'existence d'une relation entre la texture et la structure des échantillons (état d'agrégation) est donc de nouveau suggérée. La répartition en deux grandes classes d'agrégats obéit donc à des règles d'assemblage physique, et les caractéristiques granulométriques de ces agrégats sont directement liées à la composition granulométrique globale de ces sols.

2.2.2 Analyse microgranulométrique

Après avoir analysé la répartition des fractions granulométriques dans les différentes classes d'agrégats, nous nous intéressons à la répartition des particules les plus fines (taille équivalente inférieure à 80 μm : argiles et limons). Les particules les plus fines revêtent une double importance en tant que principaux constituants des micro-agrégats, et elles sont à l'origine de la plupart des propriétés physiques et chimiques du sol.

L'étude par diffraction au laser des fractions inférieures à 80 μm , avec "déconvolution" des courbes (séparation des différentes fractions microgranulométrique), montre l'importance prépondérante des particules fines dans les sols ferrallitiques, puisque 60 à 70 % de la fraction microgranulométrique analysée est constituée de particules argilo-limoneuses inférieures à 10 μm .

La figure VI.10 présente les distributions microgranulométriques des échantillons non remaniés, ainsi que celle des classes d'agrégats A (50 à 80 μm) et C (250 à 500 μm), représentatifs de l'horizon B1. La figure VI.11 présente la répartition en pourcentage des différentes fractions microgranulométriques regroupées en familles. Les valeurs médianes (en μm) des familles les plus fines et des plus grossières sont indiquées sur la figure.

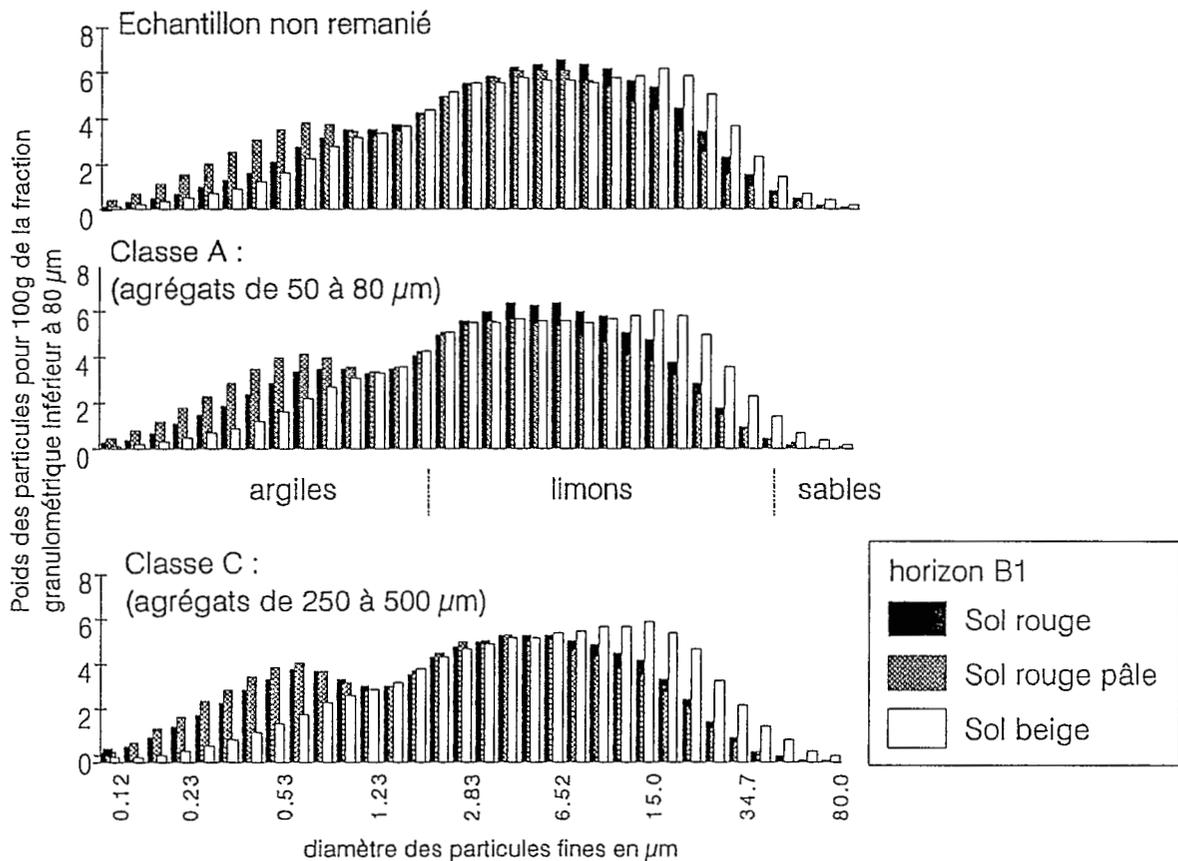


Figure VI.10 :

Histogrammes des poids des particules microgranulométriques par classe de taille ($< 80 \mu\text{m}$), d'un échantillon non remanié et de classes d'agrégats issus du fractionnement. Sols rouges ferrallitiques et sol beige ferrugineux (horizon B1).

Les distributions microgranulométriques se décomposent en quatre grandes familles. On constate pour l'ensemble des échantillons traités, la grande similarité des distributions microgranulométriques entre les différentes classes d'agrégats (A, B, C, D, E), ainsi qu'avec l'échantillon non remanié de sol. (Sur les figures VI.10 et VI.11, seule les classes d'agrégats A et C sont représentées, mais l'ensemble des classes d'agrégats a été traité). Cette relative similitude des résultats traduit l'homogénéité microgranulométrique des fractions fines (argiles et limons) au sein des différentes classes de taille d'agrégats.

Les sols rouge et rouge pâle sont caractérisés par la présence de familles microgranulométriques représentant plus de 30 % des fractions, centrées entre 0,3 et 0,7 μm (argiles). Tandis que ces mêmes familles sont au moins deux fois moins importantes dans le sol beige, et centrées entre 0,6 et 1 μm . Les fractions les plus grossières (limons grossiers et sables fins) sont, en moyenne, en quantité plus importante dans le sol beige et sont caractérisées par une valeur modale plus grande (de 12 à 13 μm pour le sol rouge et rouge pâle, de 16 à 17 μm pour le sol beige).

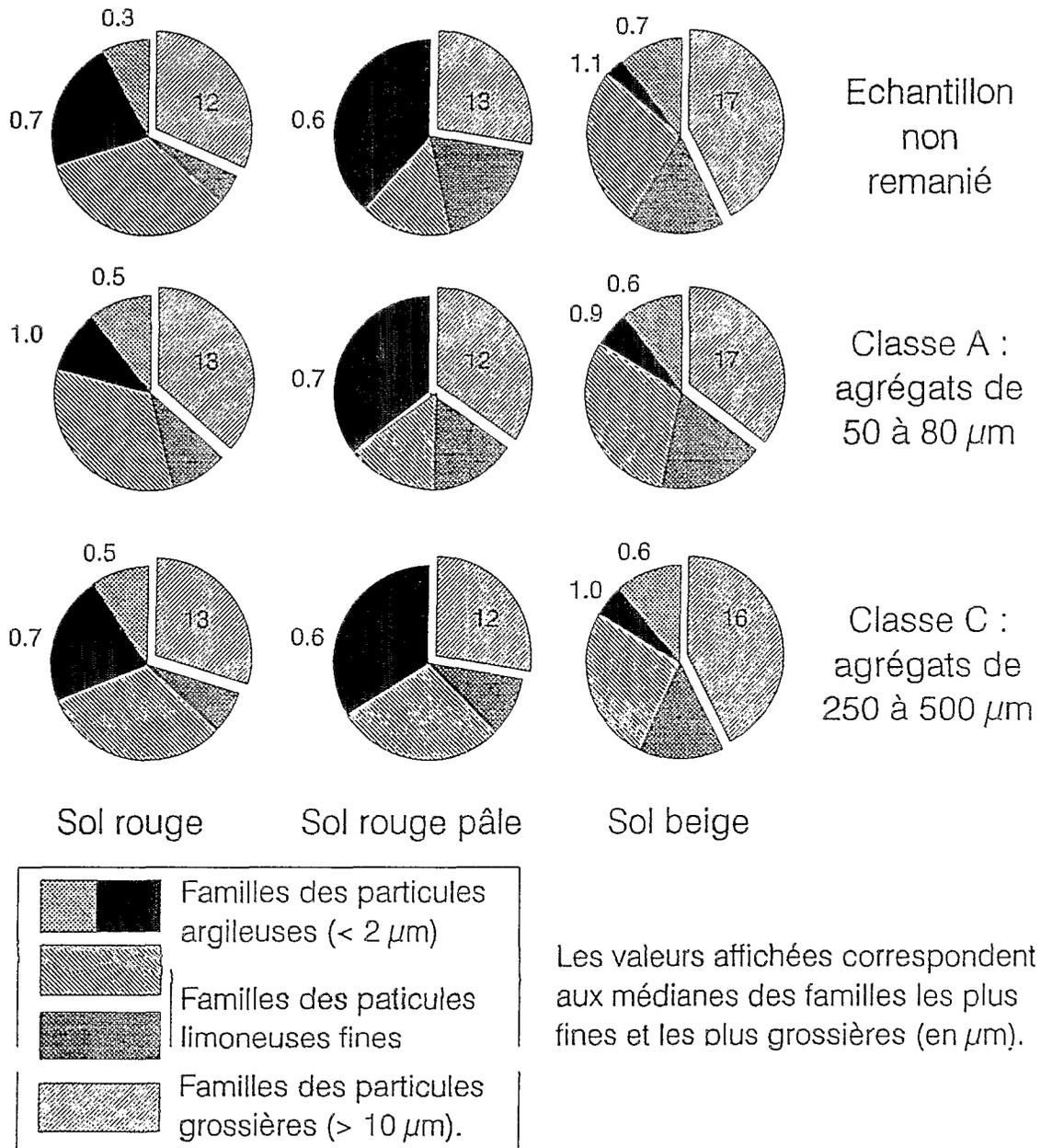


Figure VI.11 :

Répartition des différentes familles microgranulométriques (< 80 μm), d'un échantillon non remanié et de classes d'agrégats issus du fractionnement. Sols ferrallitiques et ferrugineux (horizon B1).

Plusieurs travaux ont montré que la taille des particules de kaolinite pouvait être reliée à leur degré de cristallinité. La cristallinité des kaolinites de petites tailles est significativement plus faible que celle des particules les plus grosses (MULLER, 1977 ; CHITTELBOROUGH et WALKER, 1988, ROBAIN et al., 1990). FRITSCH et al. (1990) montrent que la taille des constituants secondaires peut être appréciée par le rapport argile/limon fin et confirment, par étude des corrélations avec l'indice de cristallinité des kaolinites obtenu par spectrométrie infra rouge, que les particules les plus fines sont les moins bien cristallisées et qu'à l'inverse les plus grosses sont les mieux cristallisées. En regard de ces travaux, on est tenté de supposer que les fractions argileuses des agrégats constitutifs du sol beige sont mieux cristallisées, et que les particules les plus petites de ces fractions argileuses (et les moins bien cristallisées) ont disparu dans ce sol.

Cependant il est important de souligner que cette relation entre la taille des kaolinites et la cristallinité des kaolinites dépend, avant tout, du type de kaolinite mis en jeu, de l'existence, ou non, de plusieurs générations de kaolinite (kaolinite de néogène) dans ces sols, c'est-à-dire de leur histoire pédogénétique de ces sols, qui est différente selon les régions (roche mère, climat...).

De plus l'analyse des diffractogrammes RX sur les quatre échantillons analysés des horizons B1, et les analyses réalisées par KALOGA semblent infirmer ce fait (KALOGA, com. pers.) dans le cas de la toposéquence de YABONE.

En résumé, il semblerait que les particules fines (inférieures à 80 μm) possèdent les mêmes caractéristiques microgranulométriques des agrégats les plus petits aux agrégats les plus gros. Les échantillons et agrégats constitutifs du sol beige se différencient des autres par la présence de fractions grossières et la disparition des fractions les plus fines.

D'autre part, l'homogénéité de la fraction argilo-limoneuse dans l'ensemble des classes d'agrégats, montre que les micro-agrégats constitutifs des assemblages formant les macro-agrégats ont exactement la même composition granulométrique que celle des micro-agrégats libres.

2.3 Analyses chimiques

Les relations entre la granulométrie des sols et leurs propriétés physico-chimiques ont été décrites par de nombreux auteurs. Le rôle des fractions fines et organiques sur les propriétés des sols a été souligné. (KEYRABI, 1966 ; KEYRABI et MONNIER, 1968 ; MONNIER et STENGEL, 1976 ; FAURE, 1976 ; HAMBLIN et GREENLAND, 1977 ; FAURE, 1978 ; FIES et STENGEL, 1981 ; CHRETIEN, 1986 ; BARTOLI, 1988 ; ABUSHARAR, 1988 ; LAHMAR et BRESSON, 1989 ; OLIVER et LETOUMY, 1992).

Nous avons dans un premier temps étudié les relations entre la teneur en argile + limon fin dans les classes d'agrégats et la teneur des divers éléments chimiques (tableau VI.I).

Les teneurs en argile et limon fin sont fortement corrélées :

- avec le carbone organique ;
- avec la teneur en fer total et les teneurs en fer et aluminium amorphes, et, à la fois mal et bien cristallisés.

	Carbone	Fe CBD	Al CBD	FeCBD-Ox.	Arg. +l.f.
Carbone	1				
Fe CBD	0.87	1			
Al CBD	0.8	0.819	1		
Fe CBD-Ox.	0.87	0.998	0.795	1	
Argile + limon fin	0.954	0.869	0.801	0.865	1

Tableau VI. I :

Matrice de corrélation entre constituants fins et teneurs en fer et aluminium extraits au CBD, teneur en fer cristallisé et teneur en carbone organique, sur 20 classes d'agrégats de l'horizon B1 de la toposéquence de YABONE.

Ces analyses soulignent la forte liaison des composés chimiques (fer, aluminium, carbone organique) avec les constituants fins (argiles + limons fins). Les agrégats les plus petits (classes A et B : de 50 à 200 μm) des sols rouge et rouge pâle semblent être, de ce fait, plus riches en fer, aluminium et carbone organique que les agrégats plus grossiers (classes C, D, E : de 250 à 3150 μm). Cette supposition dépend étroitement de l'influence des sables libres qui est délicate à estimer. Ces sables libres peuvent, en effet, contenir du fer et autres composés facilement extractibles : on a pu observer, en micromorphologie, que les quartz sont souvent revêtus de ferri-argilane.

De plus, si les fractions fines du sol (argile + limon fin) semblent le support essentiel des propriétés physico-chimiques des échantillons, il ne faut pas oublier que cette fraction grossière peut jouer un rôle non négligeable (OLIVER et LETOURMY, 1992).

L'analyse des teneurs en fer total et extraits par l'oxalate (formes amorphes et mal cristallisées) dans les différentes classes d'agrégats des quatre échantillons représentatifs de l'horizon B2 (fig. VI.12) nous permet de constater une diminution progressive de ces composés des sols rouges au sol rouge pâle puis au sol beige de façon graduelle dans l'ensemble des classes d'agrégats. On constate une diminution des différentes teneurs en fer de l'ordre de 80 % du sol rouge typique au sol beige.

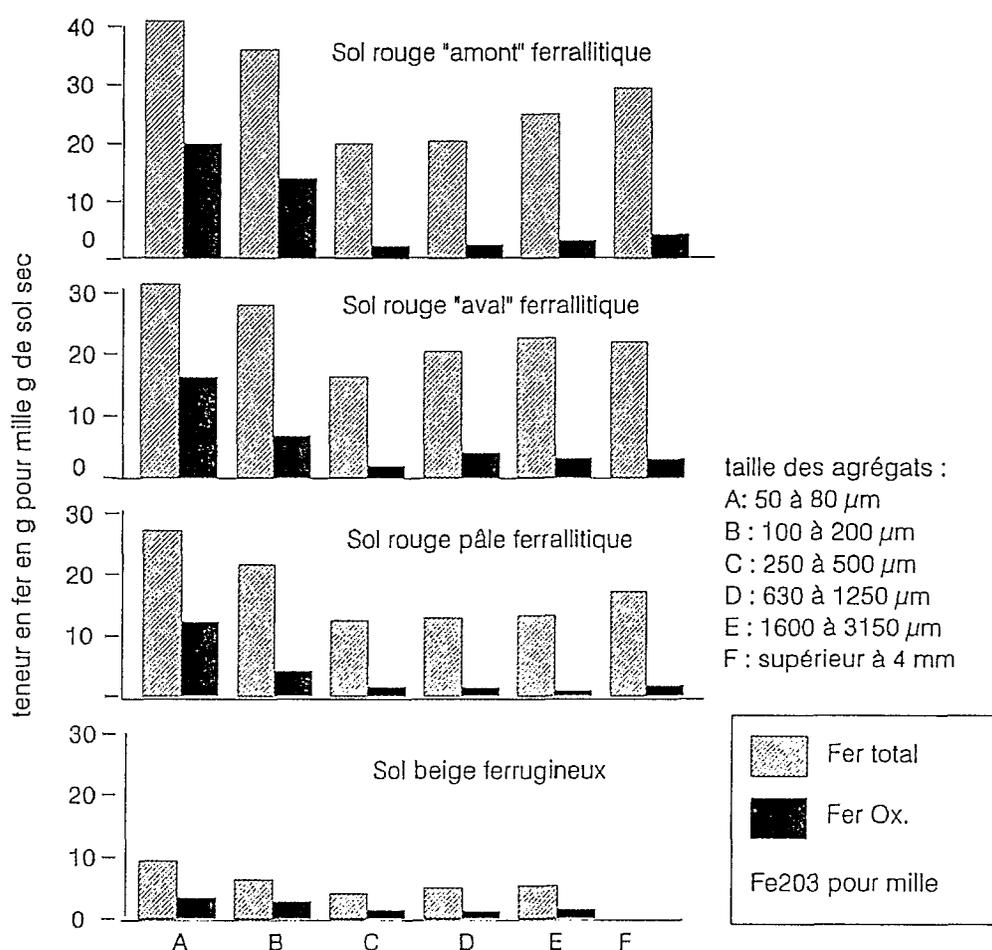


Figure VI.12 :

Variation des teneurs en fer total, et teneurs en fer amorphe et mal cristallisé ($Fe_{Ox.}$), dans les agrégats constitutifs d'échantillons représentatifs de l'horizon B2 de la toposéquence de YABONE.

Dans l' horizon B1, nous avons pu doser plus précisément certains composés (fig. VI.13). Notons que les teneurs en fer extraits à l'oxalate sont, dans cet horizon, trop faibles et trop proches de l'erreur analytique pour être raisonnablement exploitées (BARTOLI, Com. pers.). On retiendra cependant la diminution des formes de fer cristallisé des sols rouges au sol rouge pâle, et la quasi-disparition de ces formes de fer dans le sol beige. Il est également à retenir, comme nous avons pu l'observer pour les horizons B2, que la diminution du fer est de même ampleur dans les petits que dans les gros agrégats.

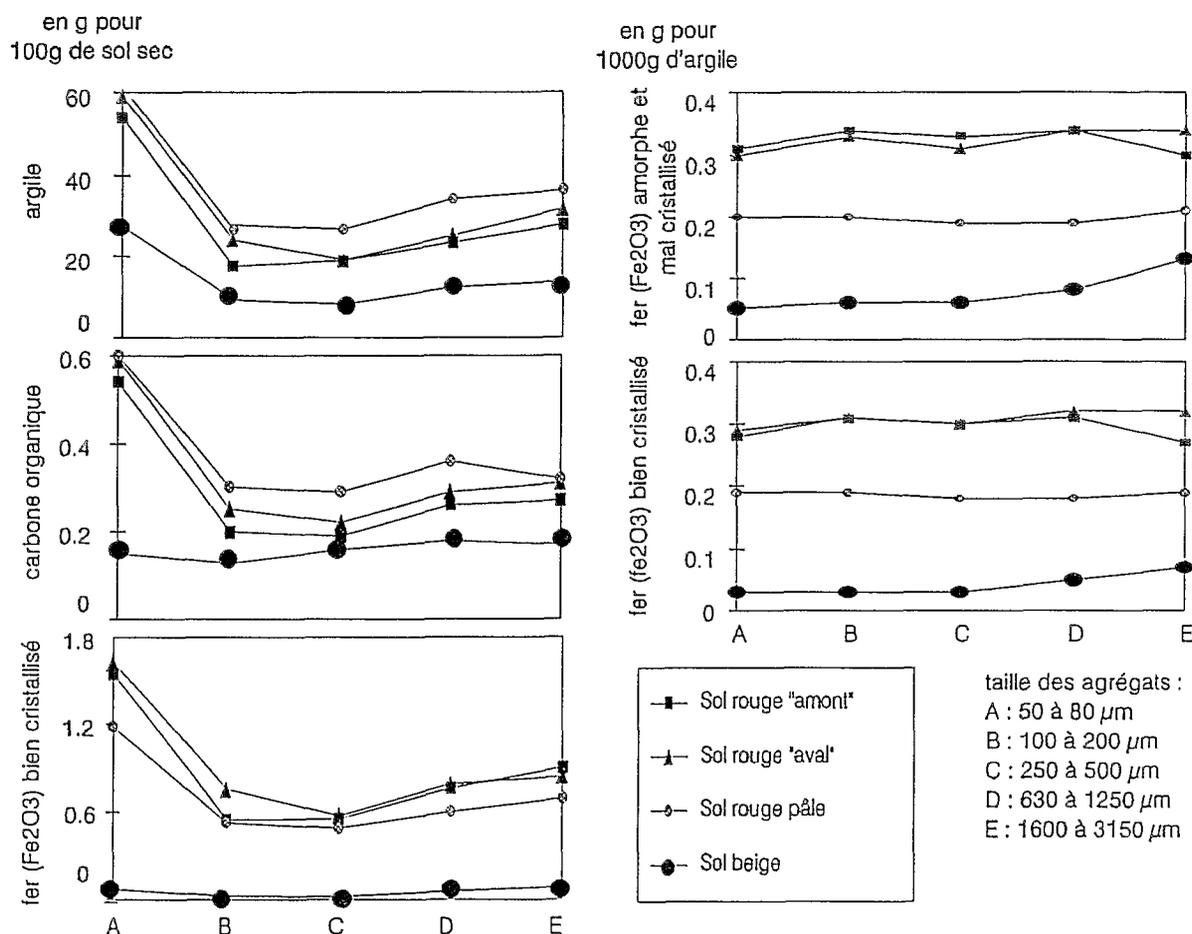


Figure VI.13 :

Distribution des teneurs en argile, carbone organique et oxyhydroxydes bien cristallisés en g pour 100g de sol sec. Distribution des teneurs en fer amorphe et mal cristallisé (Fe_{Ox}) et des teneurs en oxyhydroxydes de fer bien cristallisés en g pour 1000g d'argile. Distributions mesurées dans les différentes classes d'agrégats (et sables libres) des échantillons représentatifs de l'horizon B1.

En résumé, les composés chimiques des agrégats sont étroitement associés aux constituants secondaires (argile+limon fin). Le passage des sols rouges au sol rouge pâle puis au sol beige se caractérise par une diminution progressive, à la fois des formes les plus vulnérables du fer (Fe_{Ox}) associées à celle de l'aluminium, et des formes de fer cristallisé, d'amont en aval. Les formes les mieux cristallisées qui correspondent, semble-t-il, essentiellement, à l'hématite associée à un peu de goéthite, diminuent à partir des sols rouges pour n'être que relictuelles dans les agrégats constitutifs des échantillons du sol beige (il ne reste alors que de la goéthite sous forme mal cristallisée) (KALOGA, 1990). Ces transformations se réalisent de la même manière dans des plus petits aux plus grands agrégats.

2.4 Conclusions

L'analyse de la constitution physico-chimique des agrégats montre que le degré d'agrégation n'est pas proportionnel au pourcentage en composés ferrique ou organique. La déferrisation progressive des argiles d'amont en aval, dans les sols ferrallitiques, est de même intensité dans l'ensemble des classes d'agrégats, et elle ne s'accompagne pas d'une modification des assemblages d'agrégats. La dislocation des macro-agrégats, puis des micro-agrégats se produit à un seuil, à partir duquel il y a, de façon irréversible, dissociation des assemblages interparticulaires fer-kaolinite, dispersion et migration des argiles.

3 CONCLUSIONS

La distribution dimensionnelle des agrégats est une caractéristique spécifique de l'organisation de ces sols. Elle permet de distinguer les différents horizons (AB, B1, B2) des sols ferrallitiques et de bien différencier les sols ferrallitiques des sols ferrugineux.

La microorganisation des sols ferrallitiques est formée par l'assemblage de deux grandes classes d'agrégats :

- les agrégats les plus petits ($< 200 \mu\text{m}$) sont très argileux et sont formés de kaolinites de petites tailles. Ils sont riches en fer et carbone organique ;
- les agrégats les plus grossiers ($> 250 \mu\text{m}$) sont beaucoup plus sableux, mais les particules argileuses sont de même nature ; ils sont plus pauvres en fer et en carbone organique.

La répartition en deux grandes classes d'agrégats obéit à des règles d'assemblage physique, et les caractéristiques granulométriques de ces agrégats sont directement liées à la constitution

Dans les horizons AB et B1 et les sols ferrugineux, le nombre d'agrégats est moins important, en particulier pour les macro-agrégats, et le pourcentage de sable libre est beaucoup plus élevé.

Sans aucune modification des assemblages de particules, depuis les argiles aux agrégats, il y a déferrisation graduelle de l'ensemble des agrégats des sols rouges au sol rouge pâle, jusqu'à un seuil où la dissociation irréversible des assemblages interparticulaires fer-kaolinite, provoque la dislocation des macro-agrégats, puis des micro-agrégats, la dispersion et la migration des argiles.

Conclusions de la troisième partie :

Dans cette troisième partie, nous avons décrit l'organisation, à différentes échelles et états hydriques, d'échantillons représentatifs des sols ferrallitiques et ferrugineux de la toposéquence de YABONE, puis analysé leurs caractéristiques physiques, en se focalisant sur l'espace poral, et enfin réalisé la caractérisation des agrégats issus du fractionnement de ces échantillons.

La micromorphologie et le fractionnement en agrégats permet d'identifier deux grandes classes d'agrégats constitutifs des échantillons de sols ferrallitiques : les uns, de petite taille : 50 à 200 μm , très argileux, kaolinitiques, riches en fer et carbone organique, les autres, de plus grande taille : 250 μm à quelques mm, plus sableux et plus pauvres en fer et carbone organique. Les premiers correspondent aux micro-agrégats observés en micromorphologie et répondent à la définition des agrégats élémentaires. Les seconds sont formés par l'assemblage des premiers et de particules de quartz de la taille des limons grossiers aux sables. Les micro-agrégats composant les macro-agrégats ont les mêmes caractéristiques physico-chimiques que les micro-agrégats "libres".

La caractérisation morphologique et physique des échantillons non remaniés et des agrégats issus de leur fractionnement, nous permet de décrire les différentes étapes de la transformation structurale des sols ferrallitiques en sols ferrugineux.

La première étape correspond à la déferrisation progressive des agrégats argileux, d'amont en aval, des sols rouges au sol rouge pâle, déferrisation qui se réalise avec la même intensité dans l'ensemble des agrégats constitutifs des sols. Elle s'accompagne d'une différenciation du plasma dans les horizons tachetés de profondeur du sol rouge pâle, avec une accumulation d'oxydes et oxy-hydroxydes de fer sous forme d'imprégnations centimétriques, et son corollaire, un appauvrissement en fer de certaines zones. Mais il n'y a pas de changement de la taille, de la forme et de la cohésion des agrégats, la structure micro-agrégée, archétypique des sols ferrallitiques, restant maintenue.

La deuxième étape correspond, dans les sols ferrugineux et ferrugineux-hydromorphes, à la dissociation des composés du fer et des particules de kaolinite, qui provoque la dislocation des macro-agrégats, puis des micro-agrégats, la dispersion et la migration des particules d'argile. La structure agrégée a quasiment disparu : on passe d'un assemblage porphyrosquelique à un assemblage aggloméroplasmique (assemblage de quelques micro-agrégats disséminés entre des grains de quartz revêtus) puis intertextique (assemblage composé exclusivement de grains de quartz revêtus et pontés).

La distribution dimensionnelle des agrégats apparaît comme une caractéristique majeure de l'organisation de ces sols. Les sols beiges ferrugineux se différencient nettement des sols rouges ferrallitiques par un nombre beaucoup moins élevé d'agrégats, la quasi-disparition des macro-agrégats et la forte augmentation des sables libres. De même les horizons AB et B1 des sols ferrallitiques se différencient de l'horizon B2 archétypique des sols ferrallitiques, par une diminution des agrégats et principalement des macro-agrégats et une augmentation des sables libres.

La propriété caractérisant le mieux la différence entre les sols ferrallitiques et les sols ferrugineux, ainsi qu'entre les horizons B1 et B2, est la capacité de gonflement-retrait de la phase argileuse. Cette propriété est évaluée à partir de la rétractométrie et ses conséquences sont confirmées par l'analyse d'images (développement des fissures). On montre que cette modification des propriétés de la phase argileuse n'est pas due à une transformation minéralogique des argiles : il n'y a pas néoformation d'argiles gonflantes (analyse des diffractogrammes RX) et/ou réarrangement des argiles (constance de la taille modale des micropores mesurée par porosimétrie au mercure). Le passage des sols ferrallitiques aux sols ferrugineux s'accompagne d'une augmentation de la capacité d'échange de la phase argileuse et d'une diminution forte de la teneur en oxydes et oxy-hydroxydes bien cristallisés (fer_{CBD} - fer_{Ox}) et des formes d'aluminium qui leur sont associées. Dans ce sens, et en s'appuyant sur les travaux de CHAUVEL (1977), et de KALOGA (1990), on en déduit que le rétablissement de l'activité des argiles résulte de la dissociation des complexes kaolinite-fer, dont le gonflement (mesuré par rétractométrie) et la dispersibilité (observée lors du fractionnement à différents états hydriques) sont les manifestations.

L'aération du milieu provoquée par la diminution de densité du plasma argileux, qui résulte de la diminution du nombre des macro-agrégats, de l'augmentation des sables libres (évaluées par fractionnement) et de l'exportation des argiles (diminution des teneurs en argile), peut expliquer, en partie, l'augmentation de gonflement de la phase argileuse, mais également la diminution du retrait global de l'échantillon (rigidification du comportement au retrait en raison des contacts entre les grains du squelette (assemblage aggloméroplasmique observé par étude micromorphologique)). Soulignons que ces résultats sont en accord avec les travaux de FRITSCH et al. (1990) sur l'analyse de la toposéquence de BOORO BOROTOU en Côte d'Ivoire.

Dans la toposéquence de YABONE, la dislocation des agrégats et la modification des propriétés physiques des sols, s'effectuent à l'aval de la toposéquence (sols ferrugineux) et à la surface des profils (horizons AB, B1). En se fondant sur les travaux de CHAUVEL (1977), on peut admettre que la dégradation de la structure agrégée archétypique de l'horizon B2 des sols

ferrallitiques se réalise selon une direction centripète, du haut vers le bas (de l'horizon AB aux horizons B1 puis B2) et de l'aval vers l'amont (des sols beiges ferrugineux aux sols rouges ferrallitiques).

Soulignons que ces travaux, menés essentiellement au niveau des assemblages d'agrégats, sont cohérents, avec les recherches réalisées à d'autres échelles d'investigations, soit au niveau des assemblages interparticulaires, soit au niveau de l'organisation des horizons (e.g. PEDRO et al., 1976 ; CHAUVEL, 1977 ; CHAUVEL et PEDRO, 1978 ; CHAUVEL et al., 1978 ; FRITSCH et al., 1990 ; KALOGA, 1990).

Si nos préoccupations n'étaient pas d'ordre pédogénétique, ce travail permet de préciser les mécanismes qui sont à la base de l'évolution structurale des sols.

Le fractionnement en agrégats apparaît comme un excellent outil pour caractériser l'organisation des sols et comprendre son fonctionnement physique.

Après cette étude sur une toposéquence de sols ferrallitiques-ferrugineux de Basse-Casamance, nous nous proposons d'utiliser les mêmes démarches pour caractériser une séquence de sols essentiellement vertiques de la région du Fleuve Sénégal.

Quatrième partie

APPLICATION A L'ETUDE D'UNE SEQUENCE DE VERTISOLS CUVETTE DE DIAWARA (MOYENNE VALLEE DU FLEUVE SENEGAL)

Cette quatrième partie concerne la séquence de vertisols de DIAWARA. Elle comporte deux chapitres. Dans le premier (chapitre VII), les agrégats, éléments structuraux naturels du sol, sont identifiés et caractérisés. Dans le second (chapitre VIII), les relations entre les différents niveaux d'organisation du sol, et les caractéristiques physico-chimiques et physico-hydriques des sols seront étudiées.

Préambule à la quatrième partie

La partie III de ce mémoire a été consacrée à l'analyse de sols tropicaux ferrallitiques, et de leur transformation en sols ferrugineux. Les sols ferrallitiques sont des sols peu structurés, macroscopiquement, mais caractérisés par une microagrégation typique, reconnue et étudiée depuis longtemps, par de nombreux auteurs. Cette microagrégation, issue d'une longue évolution pédogénétique, est à la base des principales propriétés physiques du sol. Le fractionnement en agrégats, selon la méthode proposée au chapitre IV, permet de caractériser quantitativement cette structure micro-agrégée et d'analyser son implication dans la différenciation des sols et des horizons, et sur leurs propriétés physiques.

Bien représentés dans le monde inter-tropical, les vertisols se différencient nettement des sols ferrallitiques par un cortège minéralogique plus complexe, composé d'argiles gonflantes, très sensibles à la qualité de l'eau, et par des propriétés physiques beaucoup plus variables en fonction de l'état hydrique.

Ce sont des sols d'origine alluviale, ayant subi une faible pédogenèse, et caractérisés par des profils fortement structurés (lentilles de glissement, prismes, gilgaïs), et constamment homogénéisés, par une pédoturbation mécanique intense, due aux cycles naturels d'humectation-dessiccation. De ce fait, et par opposition aux sols précédemment étudiés, on est amené à se demander, s'il est possible d'isoler des agrégats, éléments structuraux naturels constitutifs des premiers niveaux d'organisation du sol.

Dans le chapitre IV, nous montrons qu'il est possible de séparer, par fractionnement, des agrégats dont les caractéristiques morphologiques en font des éléments structuraux proprement dit. Mais pour mieux juger de l'intérêt et de la validité d'un tel fractionnement, il convient d'analyser les relations entre les différents niveaux d'organisation du sol, et de confronter les caractéristiques des agrégats avec les propriétés physico-chimiques et physiques des sols.

C'est pourquoi, nous nous intéresserons, dans un premier chapitre, à l'identification des différents niveaux d'organisation des sols vertiques, et à leur caractérisation. Puis dans un deuxième chapitre, nous analyserons les liens entre les agrégats issus du fractionnement et les autres niveaux d'organisation structurale (motte, horizon, profil) d'une part, et les propriétés physico-chimiques et physico-hydriques de ces sols d'autre part.

Chapitre VII : Etude des premiers niveaux d'organisation structurale des vertisols

Des agrégats, éléments structuraux naturels des vertisols, sont identifiés, par étude micromorphologique, et séparés par fractionnement. Ces agrégats sont ensuite caractérisés par leur distribution dimensionnelle et leur constitution.

Après avoir présenté la stratégie d'échantillonnage et les caractéristiques globales des profils des vertisols de la cuvette DIAWARA, nous chercherons à identifier et à caractériser les agrégats des premiers niveaux d'organisation structurale des vertisols. Nous nous appuierons sur l'étude de la microorganisation de deux horizons très contrastés, puis nous analyserons les agrégats issus du fractionnement de différents horizons et sols de la cuvette.

1 PRESENTATION DES SOLS ETUDIÉS

1.1 Echantillonnage

La cuvette de vertisols de DIAWARA (200 ha) est un milieu, apparemment homogène, au regard, d'une part d'une analyse géostatistique, réalisée à grande échelle en prenant en compte des caractères physico-chimiques ou morphologiques (1/50 000), et d'autre part de la classification des états de surface de la cuvette de NIANGA, établie sur la base d'une image SPOT (SEGUIS et al., 1990).

Cependant, les vertisols apparaissent beaucoup plus complexes et néanmoins organisés, lorsqu'on travaille à plus petite échelle, sur de petites séquences de sols. Les vertisols semblent être mieux différenciés, verticalement que latéralement. En effet, s'il est facile de distinguer différents horizons pédologiques au sein d'un profil de vertisol, la continuité latérale de ces horizons est plus délicate à percevoir. La taille, la forme et la consistance des éléments structuraux composant un horizon sont étroitement liées, en dehors des facteurs intrinsèques au sol (texture, minéralogie, matière organique...), au degré d'humidité de l'horizon (DUDAL

et ESWARAN, 1988), aux contraintes mécaniques (pression pédostatique, et mouvements latéraux) et à la qualité des eaux qui traversent les sols (WILDING et TESSIER, 1988). Au niveau d'un profil, les vertisols sont en réalité des milieux complexes où interagissent les facteurs intrinsèques et extrinsèques du sol.

Pour des raisons tant théoriques que pratiques (mise en valeur de ces sols par irrigation), nous avons choisi de mettre l'accent sur l'influence de la salinité des sols (garniture cationique des argiles, nature et concentrations des électrolytes en solution) sur leur organisation structurale et leurs propriétés physiques.

Pour cela, nous avons choisi d'étudier, comme site de référence, une séquence de sols dont la nature texturale, minéralogique et organique pouvait être considérée comme relativement homogène. Le site retenu est une sous-cuvette de 200 ha, emboîtée dans la grande cuvette de décantation de NIANGA-PODOR, sur la rive gauche du fleuve Sénégal.

Les principales caractéristiques de la cuvette de DIAWARA ont été présentées dans le chapitre II. Sur la base de la carte pédologique au 1/15 000 de BRAUDEAU (1978) et de la carte de conductivité électromagnétique, que nous avons réalisée en mars 1991, nous avons sélectionné 10 profils de vertisols, notés A, B, C, E, F, G, H, K, L, M (fig. VII.1), situés dans des contextes salins spécifiques.

D'autre part, deux profils de sols alluviaux argilo-limono-sableux, situés en bord de cuvette, seront également étudiés, car ils permettront de compléter la gamme de sols analysés.

1.2 Environnement et état de surface des profils de vertisols

Comme pour une grande partie de la cuvette de NIANGA, la cuvette de DIAWARA a été totalement défrichée dans les années 1970. De nombreuses souches d'acacias témoignent de l'existence d'une ancienne forêt. Actuellement, la végétation est composée d'une strate herbacée (dans les chenaux) et de quelques rares pousses d'*Acacia Nilotica*.

Certaines parties de la cuvette sont cultivées, en fin d'hivernage, en sorgho : la plantation se fait, après la décrue, en pratiquant un trou d'une trentaine de centimètres pour trois graines de sorgho.

Les vertisols de la cuvette sont caractérisés par un microrelief bosselé de type gilgaï (planche II : photo 2 ; planche III : photos 1 et 2). La forme, la taille et la netteté du gilgaï varient en fonction des sites.

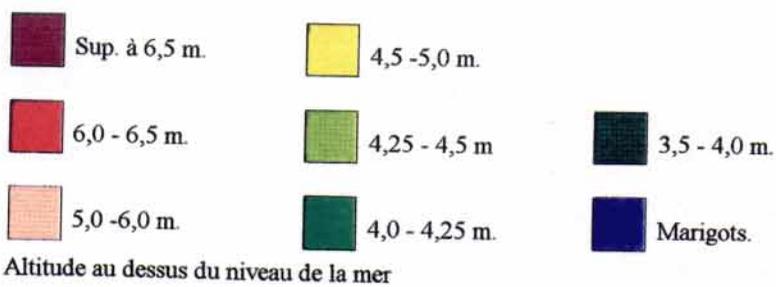
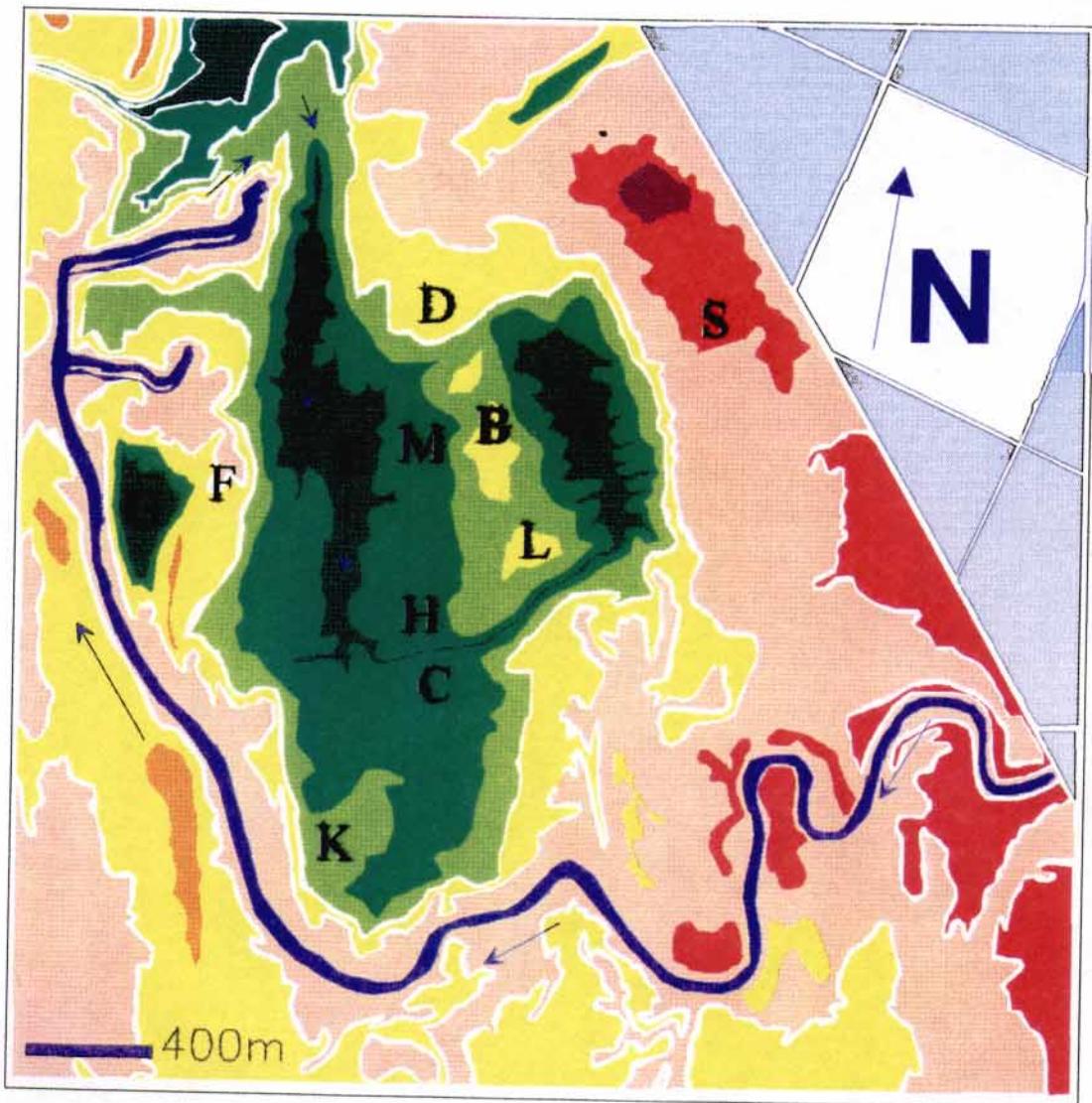


Figure VIII.1 :
Localisation des profils de sols étudiés dans la cuvette de DIAWARA.
Carte hypsométrique.

La surface des sols est caractérisée par la présence de croûtes de sols, de type "décantation" selon la classification morpho-génétique de CASENAVE et VALENTIN (1989). Ces croûtes sont composées de deux micro-horizons : en surface, sur quelques millimètres, d'un micro-horizon formé de lamelles sableuses, puis d'un micro-horizon fragmentaire polyédrique anguleux argilo-sableux, d'épaisseur centimétrique.

Les sites d'études ont fait l'objet d'une typologie, reposant sur différentes caractéristiques de la surface des sols (cote topographique, mésorelief, microrelief, croûte..), de la salinité globale et de l'épaisseur des sols. Cette typologie, réalisée sur la base d'une analyse des données, est présentée en annexe VII.1.

Il ressort de cette analyse une forte opposition entre les sites M, E, G et les sites A, L, B (fig. VII.2). Tandis que les premiers sont caractéristiques de zones basses de la cuvette, à mésorelief ondulé et microrelief très bosselé (gilgaïs de tailles variables), et à sols non salés de grande épaisseur, les seconds sont caractéristiques de zones moyennes et hautes de cuvette, à mésorelief légèrement ondulé, à microrelief bosselé (gilgaïs de petite taille), et présentant des sols salés, de plus faible épaisseur. Les deux sites K et C se distinguent des précédents, par des gilgaïs de grandes tailles et des sols peu salés.

En résumé, dans la cuvette de DIAWARA, les caractères vertiques de surface (la forme, la taille, l'intensité des gilgaïs) semblent être plus développés pour les sols profonds, de la partie basse de la cuvette, correspondant également à des sols peu ou non salés. Il semble important de rappeler, que les zones non salées de la cuvette correspondent à des parties basses de cuvette, alimentées en eaux, en hivernage, directement par le bras gauche du fleuve Sénégal (le DOUE), par l'intermédiaire du DIOSSOROL (cf. fig. II.8). Les caractéristiques de la salinité des sols dépendent de la qualité des eaux et des modalités de leurs circulations qui sont contrôlées par la topographie de la cuvette.

On ne peut, pour l'instant, établir de relation directe entre la morphologie des sites et la salinité des sols. Il semble que la distribution des sols dépende, avant tout, de la topographie de la cuvette et donc de son histoire sédimentaire.

1.3 Organisation des profils de vertisols

La figure VII.2 présente 6 profils situés sur une séquence d'axe Est-Ouest, coupant à la perpendiculaire une zone de forte conductivité électromagnétique. La figure VII.3 présente deux profils représentatifs des vertisols de la cuvette de DIAWARA.

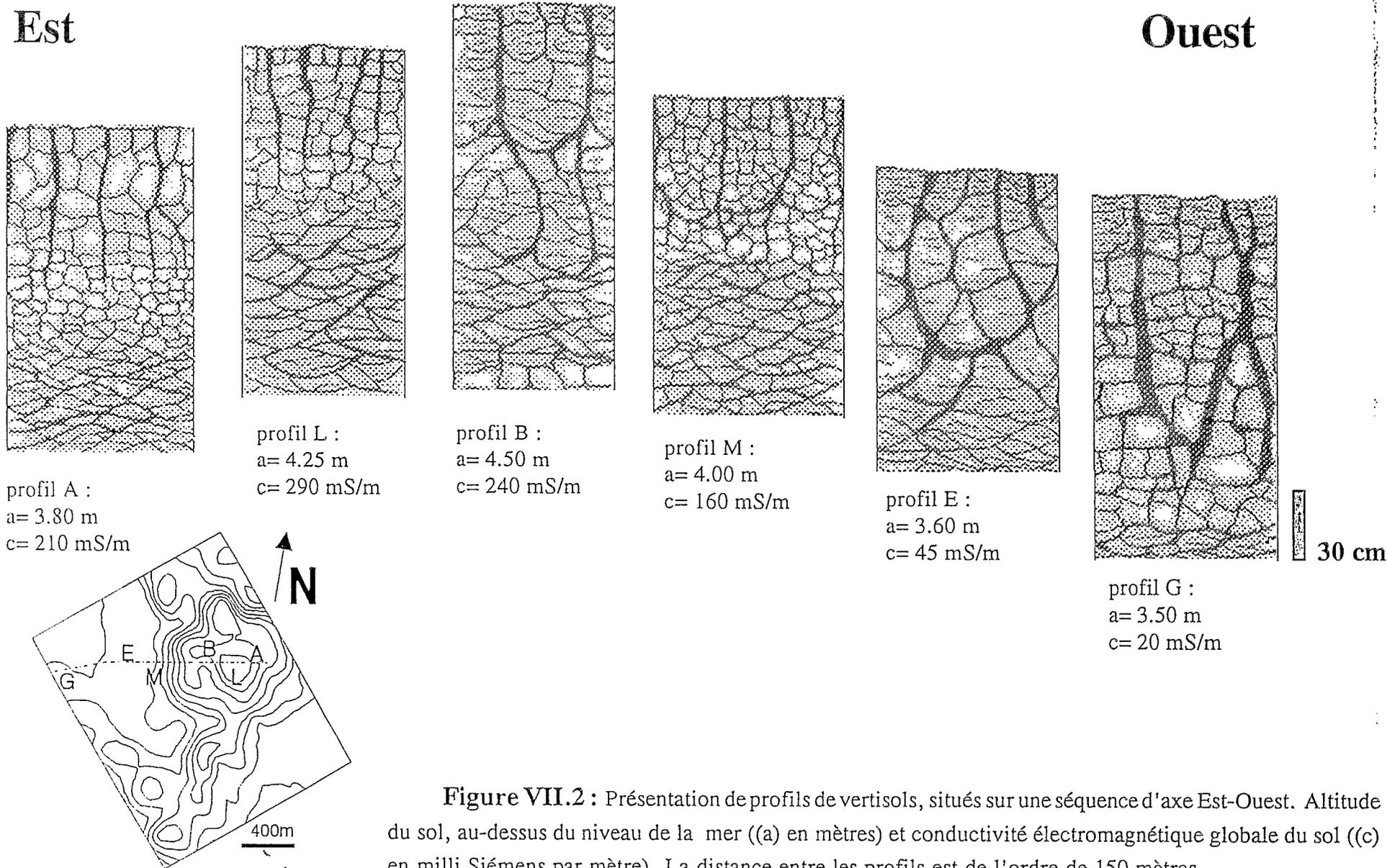


Figure VII.2 : Présentation de profils de vertisols, situés sur une séquence d'axe Est-Ouest. Altitude du sol, au-dessus du niveau de la mer ((a) en mètres) et conductivité électromagnétique globale du sol ((c) en milli Siémens par mètre). La distance entre les profils est de l'ordre de 150 mètres.

Tous les profils de vertisols s'organisent en trois horizons, correspondant à des faciès structuraux particuliers (fig. VII.3 et VII.4 ; et planche III : photos 3 et 4) :

- un horizon supérieur, compris entre 5 et 40/60 cm : caractérisé par une structure polyédrique anguleuse, fine et moyenne, variable (à tendance cubique ou en plaquettes (orientation horizontale)), et par une sur-structure prismatique très nette et grossière (orientation verticale) ;

- un horizon médian, compris entre 40/60 et 90/100 cm : caractérisé par des structures massives, à sous-structure polyédrique anguleuse, fine, à tendance lenticulaire (lentilles de glissement à disposition horizontale ou faiblement inclinée) ;

- un horizon profond, compris entre 90/100 et plus de 120 cm : caractérisé par une structure massive à sous-structure polyédrique lenticulaire (slickensides), où les faces de glissement sont très développées et lisses, les mouvements internes du sol provoquant des ondulations décimétriques de l'horizon (orientations hétérogènes des mottes).

L'ensemble de ces horizons peut présenter quelques rares taches d'hydromorphie, les horizons médians et profonds des efflorescences de gypse et/ou des concrétions calcaires.

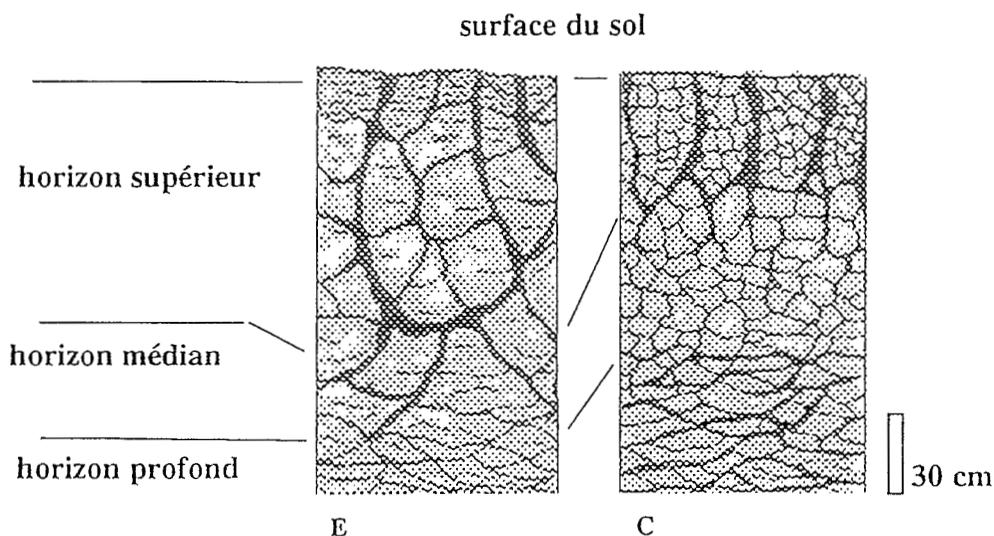


Figure VII.3 :

Présentation de deux profils représentatifs des vertisols de la cuvette de DIAWARA. Séparation en trois horizons pédologiques : supérieur, médian et profond.

Profil E (altitude : 3.60m, conductivité électromagnétique : 45 mS/m) ;

Profil C (altitude : 4,00m, conductivité électromagnétique : 190 mS/m).

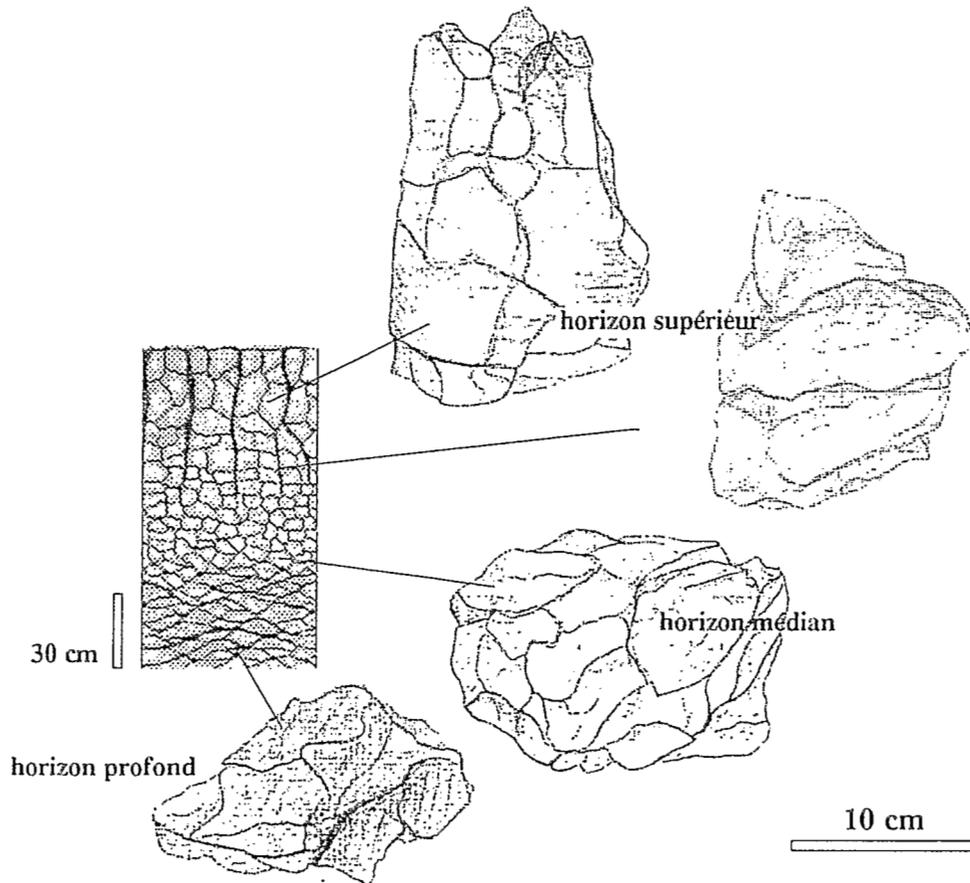


Figure VII.4 :

Présentation de quelques éléments structuraux représentatifs des différents horizons pédologiques d'un vertisol. Cas du profil A.

La partie superficielle de l'horizon supérieur (croûte de surface), en dehors d'une description rapide, n'a pas été étudiée dans notre travail, car l'horizon superficiel est soumis à de nombreux facteurs externes (climat, végétation, culture, faune). De plus, les caractéristiques physiques des croûtes de surface sont à déterminer par d'autres méthodes que celles du fractionnement en agrégats, ou du comportement au retrait (l'analyse de la perméabilité ou de la stabilité structurale, par exemple).

Nous nous sommes également limités à une profondeur de 125 cm correspondant pour certains profils à l'apparition des sables Nouakchottiens.

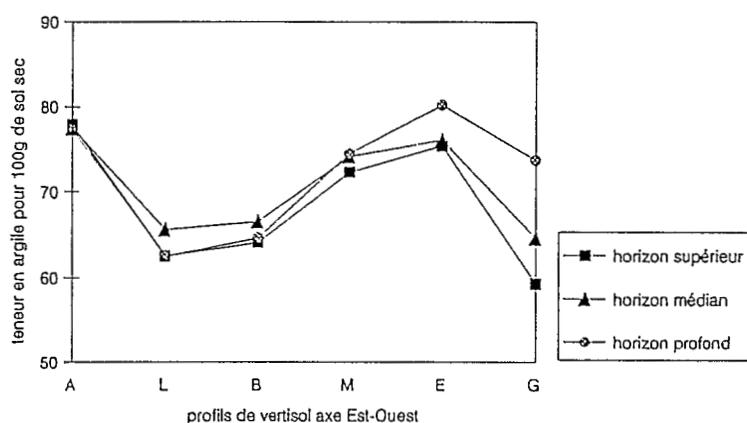
Cette distinction en trois horizons est reconnue par plusieurs auteurs et classifications (DUDAL et ESWARAN, 1988 ; Référentiel Pédologique Français, 1988).

1.4 Caractéristiques analytiques des profils de vertisols

1.4.1 Granulométrie

La texture des vertisols de la cuvette de DIAWARA est très argileuse. La teneur en argile oscille entre 60 et 80 %, avec seulement 2 à 8 % de sable, selon les profils. Il n'y a pas de relation systématique entre la granulométrie et les différents horizons pédologiques reconnus (fig. VII.5).

Figure VII.5 :
Variation des teneurs en argile dans les différents horizons des vertisols de la séquence d'axe Est - Ouest présentée à la figure VII.2.



1.4.2 Minéralogie des argiles

Une analyse minéralogique semi-quantitative (DRX de poudre), réalisée sur les vertisols modaux de la cuvette de NIANGA, donne les proportions d'argile suivantes : 60% de montmorillonite, 30% de kaolinite et 10 % d'illite (BRAUDEAU, 1978).

Une analyse qualitative par diffraction des rayons X, de la fraction argileuse, sur une douzaine d'échantillons de la cuvette de DIAWARA, semble corroborer ces résultats. On notera également la présence de quartz, d'anatase et, selon les échantillons, de feldspaths et de gypse.

De par leur origine alluviale, la faible épaisseur des sols et l'absence de contexte géochimique très contrasté, on peut considérer les sols de la cuvette de DIAWARA comme homogènes du point de vue minéralogique.

1.4.3 Caractéristiques chimiques des sols

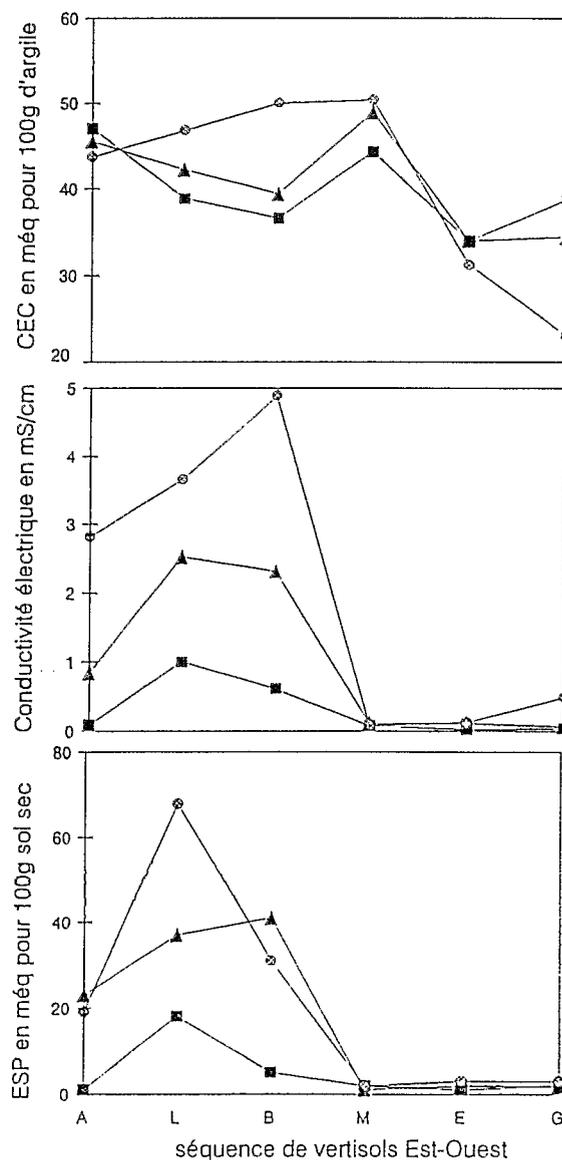
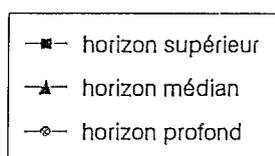
Les teneurs en carbone organique sont faibles pour l'ensemble des horizons, environ 0,4 pour 100g de sol, avec quelques variations peu significatives entre les horizons et les profils. Les pH des sols sont proches de la neutralité et varient également peu dans l'ensemble des profils.

La capacité d'échange cationique n'est pas très élevée, mais varie entre les sols et les horizons de 24 à 38 m.éq./100g de sol sec. La capacité d'échange de l'argile est souvent plus forte dans les horizons médians et profonds, le complexe étant saturé en Ca et Mg, mais ce n'est pas le cas des profils E et G, par exemple.

La conductivité électrique (extrait 1/5) est très faible dans la plupart des horizons de surface (0,04 à 0,5 mS/cm) et devient forte dans certains horizons profonds (3 à 5 mS/cm), à cause de la présence de gypse, de chlorure de sodium, de sulfates de sodium et de magnésium

Enfin, le fer libre (Fe_2O_3) est de l'ordre de 5 à 6 g pour 100g de sol, et constitue un peu moins de la moitié du fer total. En raison de l'absence de réel faciès d'hydromorphie, et de variations significatives entre les horizons et entre les profils, l'étude fine des caractéristiques du fer n'a pas été entreprise.

Figure VII.6 :
Variation de la capacité d'échange de la phase argileuse, de la conductivité électrique et du pourcentage de sodium présent sur le complexe d'échange (ESP), dans les différents horizons de la séquence d'axe Est-Ouest présentée à la figure VII.2.



1.5 Conclusions

Les sols de la cuvette de DIAWARA (200 ha) apparaissent, au niveau de la cuvette de NIANGA-PODOR (20000 ha), comme un milieu relativement homogène, caractérisé par des sols riches en argiles gonflantes.

Cependant, la topographie de la cuvette, et donc son histoire sédimentaire, semblent contrôler la distribution des sols, révélée par des caractères vertiques de surfaces (taille, forme et netteté des gilgaïs) plus ou moins prononcés. La topographie de la cuvette semble contrôler également la circulation et la qualité des eaux qui traversent les sols, et donc la salinité des sols.

A une échelle d'investigation encore plus petite, le profil de vertisol est un milieu beaucoup plus complexe, organisé en plusieurs niveaux hiérarchisés (horizons, prismes, mottes...). Les horizons d'un profil de vertisol peuvent être assimilés à trois niveaux pédologiques, aux caractéristiques morphologiques bien distinctes, mais correspondant toutefois, dans la plupart des cas, à l'accentuation des faciès vertiques en profondeur (superposition d'éléments structuraux de plus en plus lenticulaires, caractérisés par des faces de glissement).

Au niveau des caractéristiques physico-chimiques, et en l'absence d'étude quantitative minéralogique, les seules variations significatives entre les sols ou entre les horizons, relèvent, essentiellement, de la garniture cationique des argiles, et de la nature et de la concentration des électrolytes en solution.

Après cette présentation générale des profils pédologiques des vertisols, nous nous intéresserons, dans la suite de ce travail, aux éléments structuraux des premiers niveaux d'organisation structurale des sols.

2 IDENTIFICATION ET CARACTERISATION DES AGREGATS

Nous venons de montrer que le vertisol est, au niveau du profil, fortement structuré, et ainsi constitué par un emboîtement hiérarchisé d'éléments structuraux de plus en plus petits.

Nous cherchons donc à identifier les premiers niveaux d'organisation structurale des vertisols, susceptibles de correspondre à des agrégats élémentaires et à leur assemblage.

2.1 Microorganisation des vertisols

De la même façon que pour les sols ferrallitiques et ferrugineux, nous avons étudié la microorganisation des sols à quatre échelles d'investigation et trois états hydriques ($pF=1$, $pF=3$, $pF=4,2$).

A la suite de contraintes budgétaires, mais aussi techniques (mauvaise qualité de l'imprégnation des sols vertiques), nous avons dû nous résoudre à ne réaliser des lames minces que pour deux horizons d'un même profil. Des blocs polis seront cependant analysés, à la loupe binoculaire en lumière réfléchie, afin de s'assurer de la représentativité de la microorganisation pédique des deux horizons étudiés. Ces deux horizons ont été sélectionnés parce qu'ils correspondent à deux faciès structuraux extrêmes :

- horizons supérieurs : à structure polyédrique anguleuse (plaquettes centimétriques à orientation horizontale), et à sur-structure prismatique décimétrique ;

- horizons de profondeur : à structure lenticulaire et à faces de glissement très accentuées, c'est à dire un faciès réellement vertique (fig. VII.6).

Le profil analysé a la particularité de présenter une granulométrie extrêmement homogène, mais une forte hétérogénéité saline : l'horizon supérieur n'est pas salé, l'horizon de profondeur est salé, à complexe sodique, sans être toutefois alcalin (tableau VII.I).

Pour les vertisols, l'estimation des surfaces porales sur les lames minces de sol, est rendue délicate, par l'apparition d'artefacts lors de la préparation des blocs de sol induré. En effet, si la microorganisation des sols n'est pas modifiée lors de la déshydratation par échange eau-acétone en phase vapeur puis liquide (cf. méthodologie chapitre III), on peut observer, cependant parfois l'ouverture de fissures lors de l'échange en phase liquide, et ceci, plus particulièrement pour les échantillons sodiques. Nous nous contenterons donc d'une analyse qualitative des surfaces porales.

Une étude micromorphologique des agrégats issus du fractionnement sera également effectuée, afin de confronter leurs caractéristiques morphologiques, avec celles des agrégats observés dans les échantillons non remaniés.

	argile g pour 100g sol sec	Carbone organique g pour 100g sol sec	CEC argile g pour 100g d'argile	Taux de saturation en %	ESP meq pour 100g sol sec	E.C. en mS par cm
horizon supérieur	76	0.41	47	78	1	0.09
horizon médian	77	0.39	44	108	19	2.81
horizon profond	77	0.35	44	119	27	1.97

CEC argile : capacité d'échange cationique de l'argile (en g pour 100g d'argile)

ESP : pourcentage de sodium présent sur le complexe d'échange (en m.éq. pour 100g de sol sec)

E.C. : conductivité électrique (en m.S par cm)

Tableau VII.I :

Caractéristiques physico-chimiques des horizons d'un vertisol (profil A).

La terminologie micromorphologique employée est celle du "Handbook for soil thin section description " (BULLOCK et al., 1985).

2.1.1 Microorganisation de l'horizon supérieur

Microorganisation pédique (observée à l'oeil nu et à la loupe binoculaire)

(cf. planche X et XI) :

L'horizon supérieur présente une microorganisation pédique, fragmentaire grenue, très hétérogène. La structure est composée d'agrégats millimétriques à micrométriques, de forme grossièrement sphérique. Les agrégats sont délimités très nettement par des réseaux de vides hiérarchisés, de plus en plus fins. Un premier réseau s'organise en fissures millimétriques, grossièrement polygonales, de quelques centimètres de côté, s'ouvrant fréquemment en cavité. Un deuxième réseau, beaucoup plus fin et mieux structuré, est composé de fissures millimétriques, polygonales. Les vides apparaissent en blanc, sur les prises de vue en lumière ultra-violet, et donnent un aspect "spongieux" à la lame mince de sol (planche X : photos 1 et 2). L'importance des surfaces porales dépend du degré d'hydratation de l'échantillon, mais les artefacts (retrait), occasionnés par l'échange eau-acétone, en phase liquide, rendent délicat toute estimation.

Cependant, observée à la loupe binoculaire, l'organisation structurale du sol n'apparaît pas remaniée, les agrégats millimétriques sont individualisés, à la fois par les fissures qui les délimitent, mais également par la couleur de leur plasma qui varie selon les agrégats (planche XI : photo 1).

Microorganisation matricielle (observée à la loupe binoculaire)

(cf. planche XI) :

La microorganisation matricielle ménage une porosité, constituée de fissures résultant de l'assemblage, plus ou moins compact, d'agrégats millimétriques. Ces agrégats présentent des micro-facettes planes émoussées. Les plus gros agrégats présentent parfois une porosité interne tubulaire. Indépendamment de leur taille, les agrégats sont formés d'un plasma, plus ou moins hétérogène, de couleur variable, jaune claire à rouge orangé. La granomasse (squelette) est constituée de quartz et de minéraux opaques de taille inférieure à 400 μm .

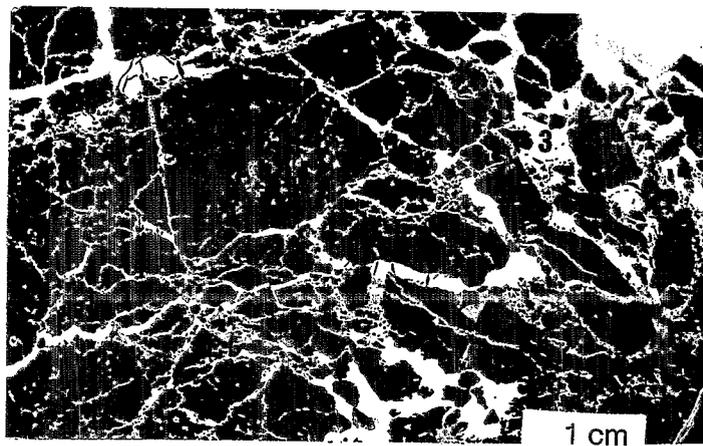
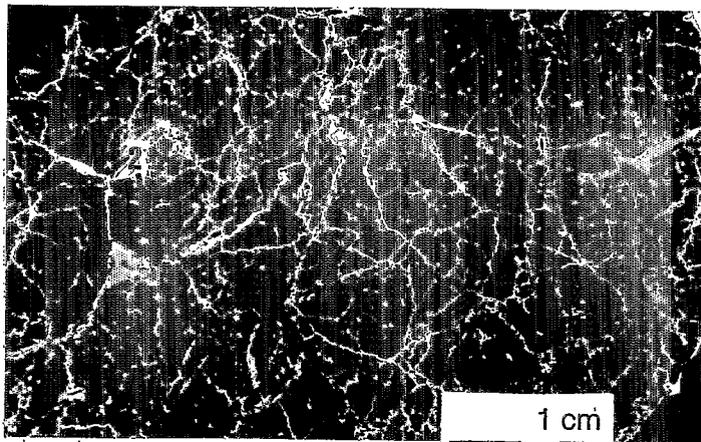
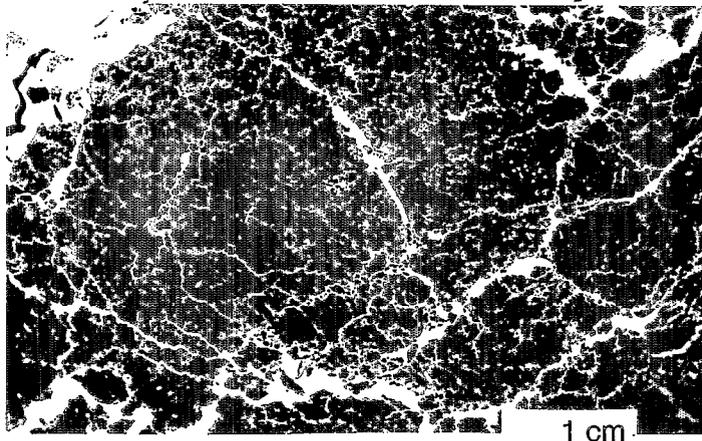
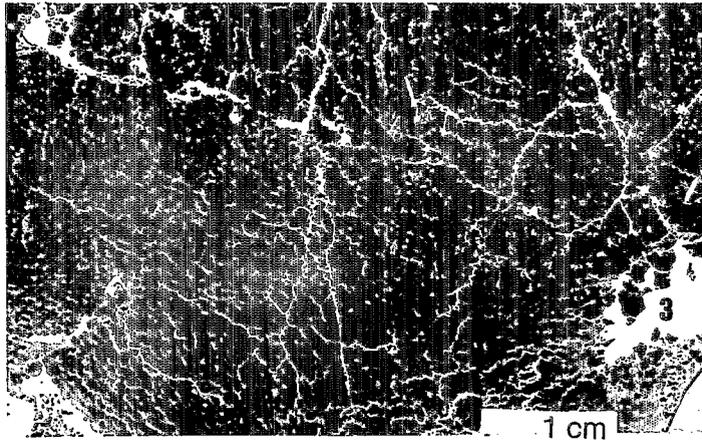
Microorganisation texturale (observée à faible grossissement au microscope optique polarisant) (cf. planches VII et XI) :

Au niveau textural, le type d'assemblage du squelette est porphyrique. Les agrégats et le squelette, assemblés les uns aux autres, forment une microstructure continue. Les agrégats sont composés d'un plasma amorphe, constitué essentiellement d'argile, de quelques limons quartzeux, de minéraux opaques, d'oxydes et hydroxydes de fer sous forme d'imprégnations micrométriques et de matières organiques (planche VII : photos 2 et 4). Le plasma argileux présente des motifs de biréfringence striés (masépiques) : zones caractérisées par quelques striations sub-parallèles d'orientations variées.

Microorganisation plasmique (observée à fort grossissement au microscope optique polarisant) (cf. planche XI) :

Au niveau plasmique, le plasma présente un motif de biréfringence, d'ensemble, masépique, avec localement des motifs de biréfringence squelsépiques (orientation parallèle à la surface des grains du squelette) et vosépiques (orientation parallèle aux parois des vides) peu prononcés. L'individualisation de petits agrégats, sphériques à lenticulaires, est marquée par des stries très biréfringentes, à partir desquelles s'amorcent des micro-fissures (planche XI : photo 3 et 4). La porosité de ces agrégats n'est pas visible au microscope optique polarisant.

En résumé, l'horizon supérieur du vertisol présente une structure fragmentaire soulignée par une forte porosité fissurale. Au niveau matriciel et textural, la structure est nettement micro-agrégée. Les agrégats, millimétriques, de forme ovoïde, sont constitués d'un plasma relativement hétérogène strié (masépique) délimitant des plages micrométriques (micro-agrégats), également ovoïdes, se différenciant quelquefois par la couleur (intensité de l'imprégnation d'oxydes et



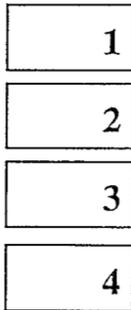


Planche photographique X :
MICROORGANISATION D'UN VERTISOL
(profil A : horizons supérieur et inférieur)

observée en lumière réfléchie ultra-violet
Prise de vue en macrophotographie sur lame mince de sol

Photo 1 : horizon supérieur pF=1

Photo 2 : horizon supérieur pF=3

Photo 3 : horizon profond pF=1

Photo 4 : horizon profond pF=3

2 : macro-agrégat

3 : vide

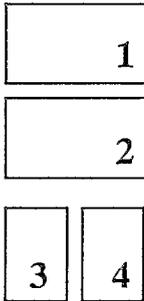


Planche photographique XI :
MICROORGANISATION D'UN VERTISOL
(profil A : horizons supérieur et inférieur)

observée en lumière transmise sous microscope optique polarisant

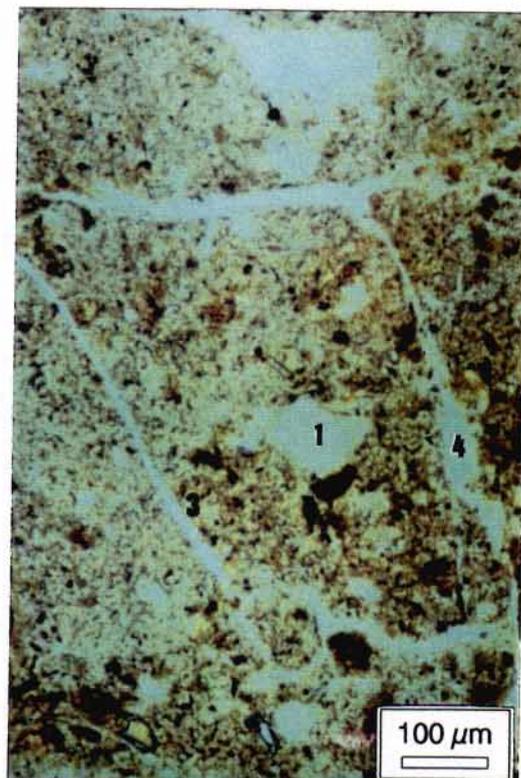
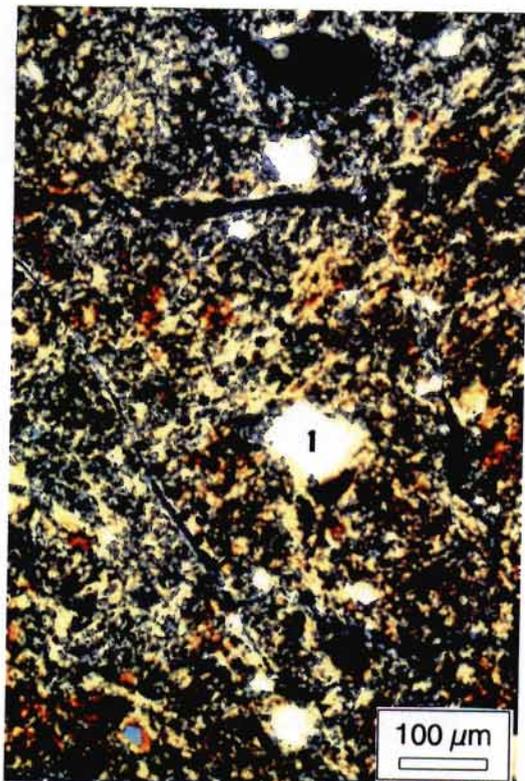
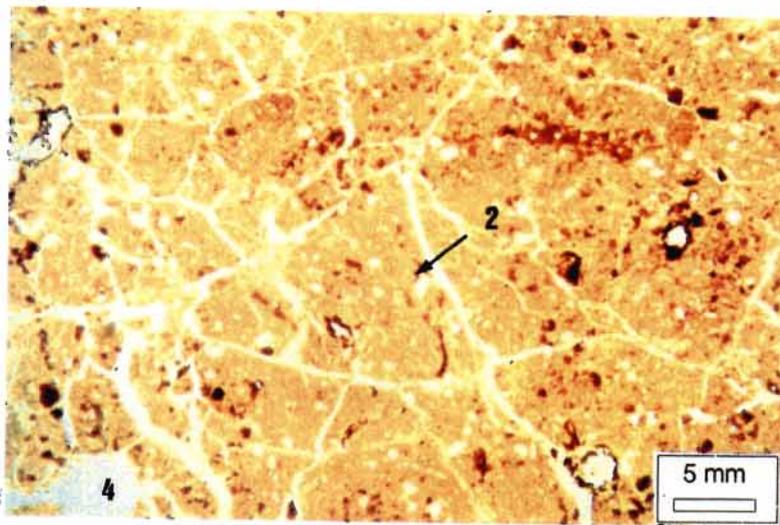
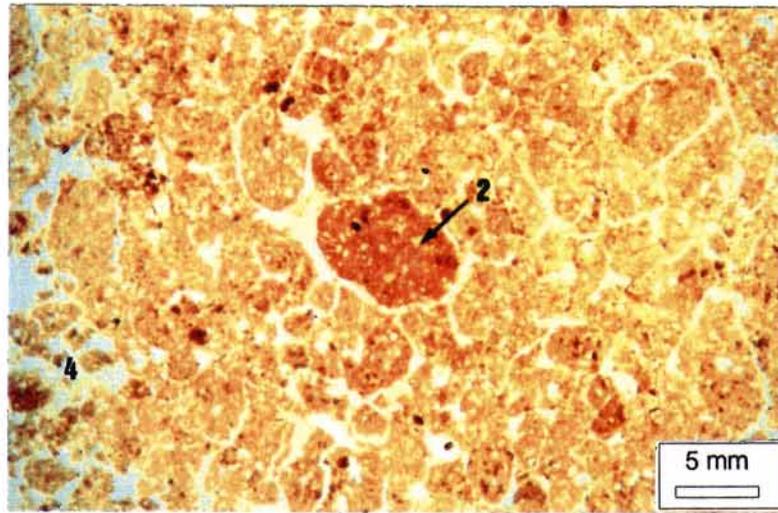
Photo 1 : horizon supérieur (pF=3)

Photo 2 : horizon profond (pF=3)

Photo 3 : détail d'un agrégat observé en lumière polarisante

Photo 4 : même agrégat observé en lumière naturelle

1 : quartz
2 : macro-agrégat
3 : cutane
4 : vide



hydroxydes de fer et/ou de matières organiques). Ces agrégats ne sont pas individualisés par de fins liserés biréfringents, comme les agrégats de sols ferrallitiques, mais plutôt par des séparations plasmiques résultant de contraintes mécaniques, de cisaillement du sol (assemblage masépique et vosépique). La limite entre micro et macro agrégats ne correspond pas à un changement de la microorganisation interne des agrégats, elle semble donc arbitraire.

2.1.2 Microorganisation de l'horizon profond

La microorganisation des échantillons non remaniés de l'horizon profond se distingue de la précédente par (*planches X et XI*) :

- une microorganisation pédique fragmentaire beaucoup plus grossière : un premier réseau de fissures millimétriques découpe, selon des angles d'environ 45° et 90°, le plasma argileux en macro-agrégats centimétriques à millimétriques. Ces agrégats sont beaucoup plus polygonaux et à tendance lenticulaire, par rapport aux agrégats de l'horizon supérieur. Le deuxième réseau de fissures, interne à ces macro-agrégats est beaucoup plus fin et moins développé : des fissures millimétriques délimitent quelques micro-agrégats, lenticulaires.

- le type d'assemblage du squelette (quartz inférieur à 400 μm) est toujours porphyrique. Le plasma est beaucoup plus fortement masépique et vosépique que dans l'horizon supérieur : les stries sont très biréfringentes.

En définitive, ce sont la forme, la taille des agrégats et les caractères masépiques et vosépiques du plasma, plus ou moins accentués, qui différencient la structure des deux horizons.

2.1.3 Caractérisation morphologique des agrégats, issus du fractionnement (*cf. planches V et VII*)

Les agrégats, observés à la loupe binoculaire, présentent des faces fréquemment lissées ou luisantes, striées, quelquefois cannelées, conchoïdales, et patinées (planche V : photo 1). Ces traits morphologiques sont beaucoup plus nets et accentués pour les agrégats de l'horizon de profondeur.

Les agrégats issus du fractionnement présentent, en coupe, les mêmes caractéristiques morphologiques que les agrégats observés sur lame mince d'échantillon non remanié. Les macro-agrégats de l'horizon supérieur ont une forme grossièrement sphérique, mais à tendance sub-angulaire, et pour les plus petits quelquefois lenticulaire, avec des micro-faces planes, dont

les intersections sont légèrement émoussées. Les agrégats de l'horizon profond sont nettement plus gros et lenticulaires. Les assemblages plasmiques, masépiques et vosépiques sont également plus prononcés dans les agrégats de l'horizon profond.

En résumé, le fractionnement semble isoler des éléments structuraux naturels, constitutifs des premiers niveaux d'organisation des vertisols, comme on peut les observer en micromorphologie. Il faut cependant souligner que les agrégats issus du fractionnement, et ceux observés dans les échantillons non remaniés, ont été préparés suivant des protocoles quasi-similaires (chapitre III et IV). Seules les caractéristiques du liquide d'imbibition et les modalités d'imbibition du solvant changent (l'acétone provoque un retrait moins fort que le méthanol, mais est susceptible d'entraîner l'expansion des espaces interfoliaires des smectites). Pour indurer par de la résine les échantillons de vertisols, ils ont été imbibés très lentement par l'acétone en phase vapeur puis liquide, et maintenus non remaniés dans un emballage en aluminium perforé.

2.1.4 Conclusions

Les horizons supérieur et inférieur d'un profil de vertisol, diffèrent par le nombre, la taille, la forme des agrégats constitutifs des matériaux, mais également par l'accentuation plus ou moins forte des caractères masépiques et vosépiques du plasma. Les agrégats sont individualisés par des séparations plasmiques résultant de contraintes mécaniques : ce sont, suivant la nomenclature de BREWER (1960) des "stress-cutans". Les cutanes sont fines et difficiles à observer, mais sont associées à une orientation striées du plasma sub-cutanique.

L'étude, au niveau pédique, d'horizons supérieur, médian, et inférieur, prélevés dans d'autres profils de la cuvette de DIAWARA montre, que de façon générale, les horizons se différencient par des agrégats de plus en plus grossiers et de plus en plus lenticulaires en profondeur. Les horizons de profondeur les plus salés (à complexe sodique), comme c'est le cas de l'échantillon analysé en lame mince, montrent une accentuation de ces traits pédologiques.

Les micro-faces de glissement, les formes lenticulaires des agrégats, et les caractères masépiques et vosépiques du plasma, reflètent l'existence de mouvements internes. Les proportions d'assemblages plasmiques masépiques et vosépiques sont des indicateurs et des paramètres pour étudier les contraintes s'exerçant sur les agrégats, car ces assemblages résulteraient des pressions des agrégats les uns sur les autres lors des cycles d'humectation-dessiccation (ROSSIGNOL, 1983). L'atténuation des caractères masépiques et vosépiques, et la sphéricité des agrégats, montrent que les mouvements internes du sol sont moins prononcés, ou que les contraintes liées au gonflement des agrégats et au poids du sol sont moins intenses, dans l'horizon supérieur que dans l'horizon inférieur.

2.2 Etude des distributions d'agrégats

La microorganisation des sols peut être analysée et quantifiée par l'intermédiaire de l'analyse des distributions dimensionnelles des agrégats issus du fractionnement.

Suite à l'analyse micromorphologique, la forme des agrégats apparaît également intéressante pour caractériser les différents horizons de vertisols. Pour cela, nous avons tenté une analyse morphologique des agrégats, par analyse d'images. La méthodologie et les principaux résultats sont donnés en annexe VII.2. Mais suite à des contraintes méthodologiques (précision des mesures, mesures en deux dimensions, formes peu contrastées), il ne nous a pas été possible d'établir de typologie de la forme d'agrégats.

Plus que la forme des agrégats dont les caractéristiques restent trop subjectives et la quantification délicate, c'est la distribution dimensionnelle des agrégats, issus du fractionnement de différents horizons et sols, qui sera analysée.

2.2.1 Mode de présentation des résultats

Les résultats sont présentés sous forme de courbe de poids moyen d'agrégats par classe de taille, pour trois répétitions, ajustée à une loi log-normale. La moyenne (m) et l'écart type (E_c), de ces distributions dimensionnelles d'agrégats sont précisés dans les figures. Notons que, dans le cas des vertisols, la quantité de sables libres a été considérée comme négligeable (cf. fig. IV.13), cependant le fractionnement semble libérer des sables et limons grossiers libres dans avec les agrégats de taille inférieure à $200 \mu\text{m}$ (planche VII : photo 5).

De la même façon que pour les sols ferrallitiques-ferrugineux, et afin de comparer entre elles les distributions d'agrégats des différents horizons et sols de la cuvette de DIAWARA, nous avons eu recours à l'Analyse en Composante Principale (ACP).

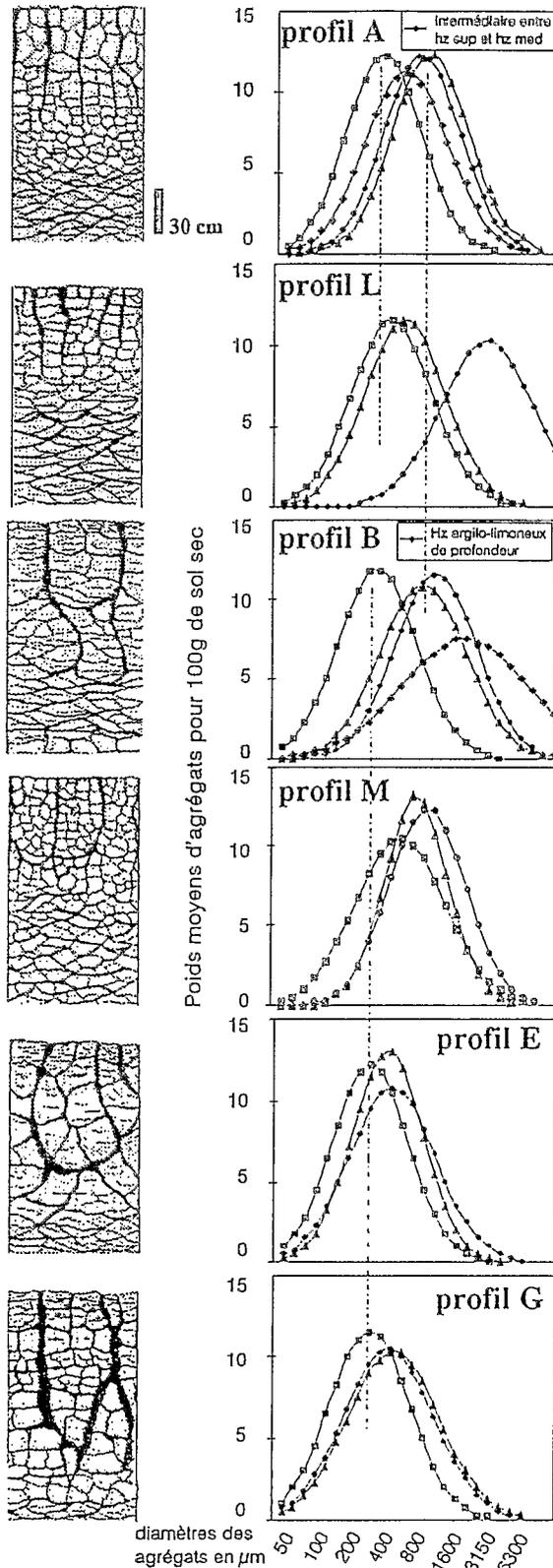
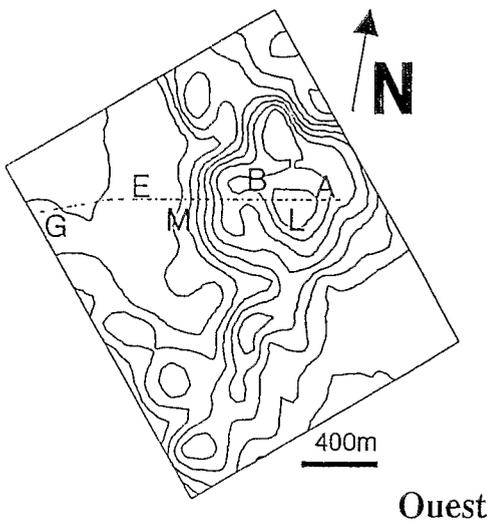
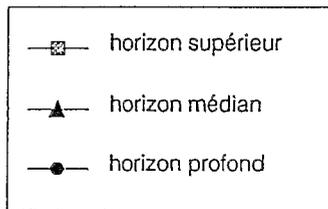
Nous présenterons, dans un premier temps, l'analyse des distributions dimensionnelles des agrégats par profil. Dans un deuxième temps, nous étudierons les distributions dimensionnelles de l'ensemble des profils mais par horizon.

2.2.2 Etude des distributions d'agrégats par profil

La figure VII.7 présente les distributions dimensionnelles d'agrégats dans les différents horizons des 6 profils d'axe Ouest-Est présentés précédemment. La figure VII.8 présente l'exemple de trois autres profils provenant de la partie Sud-Ouest de la cuvette de DIAWARA.

Figure VII.7 :
Distributions dimensionnelles des agrégats issus du fractionnement des différents horizons et sols de la séquence d'axe Est-Ouest, présentée à la figure VII.2.

Courbes des poids moyens d'agrégats pour trois répétitions, ajustées à une loi log-normale.



forte conductivité électromagnétique des sols

faible conductivité électromagnétique des sols

A partir des figures VII.7 et VII.8, on peut faire les remarques suivantes :

- de façon générale, les moyennes des distributions d'agrégats tendent à augmenter avec la profondeur du niveau pédologique, à quelques exceptions près (profil K), la moyenne de la distribution d'agrégats de l'horizon inférieur étant systématiquement plus élevée que celle de l'horizon supérieur ;

- la différence entre les courbes est beaucoup plus élevée pour les sols salés que pour les sols non salés, les courbes des horizons profonds salés sont caractérisées par une moyenne et un écart-type élevés ;

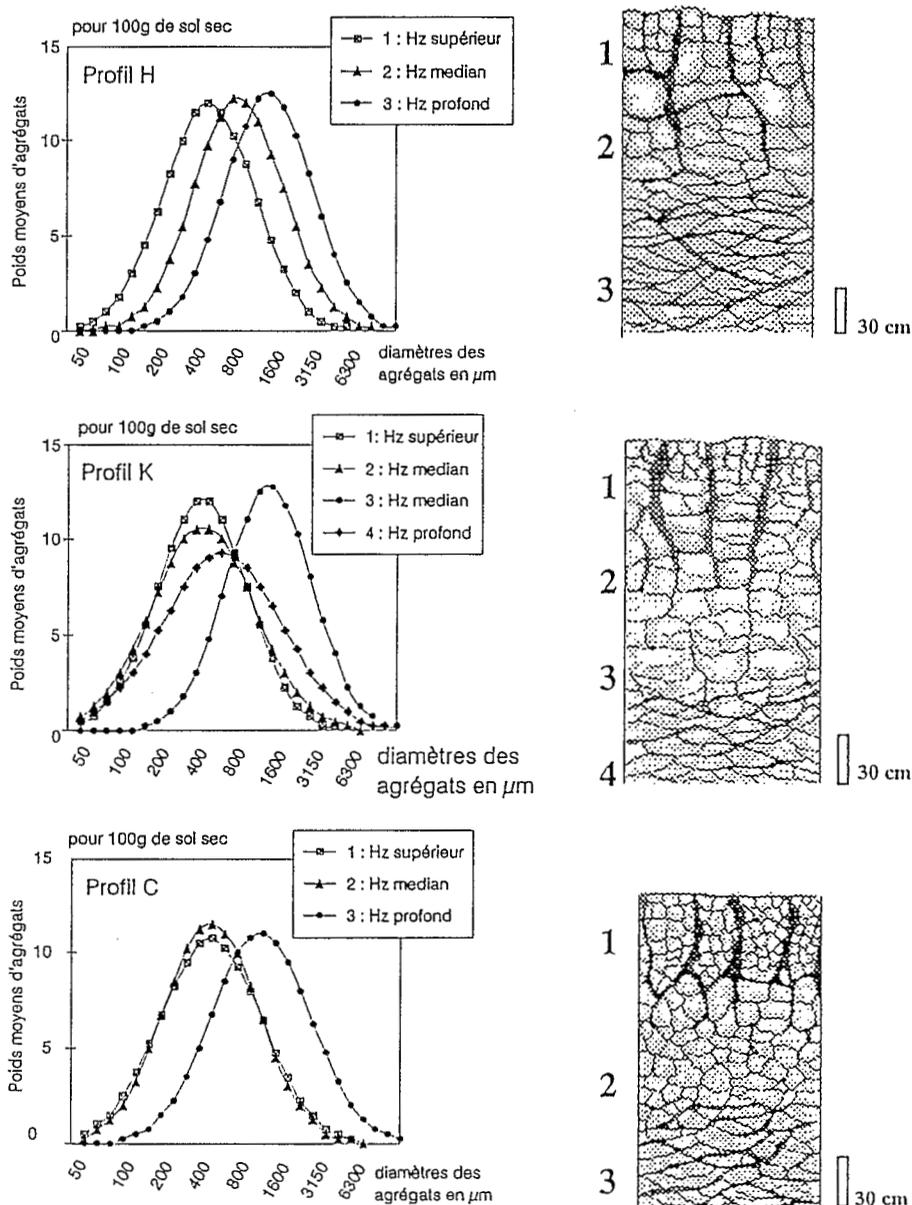


Figure VII.8 :

Distributions dimensionnelles des agrégats, issus du fractionnement des différents horizons et sols provenant de la partie Sud-Ouest de la cuvette de DIAWARA.

- certaines distributions d'agrégats présentent quasiment les mêmes caractéristiques pour l'horizon médian et l'horizon profond (profil A, B, M, G) ou pour l'horizon supérieur et l'horizon médian (profil L et C) ;

En définitive, à partir de l'étude comparative des distributions dimensionnelles d'agrégats des différents horizons des profils, une seule règle peut se dégager : les agrégats sont plus gros dans l'horizon profond à faciès verticale que dans l'horizon supérieur à structure polyédrique anguleuse et sur-structure prismatique. Les caractéristiques des distributions d'agrégats issus du fractionnement, semblent en relation, à la fois avec la profondeur de prélèvement (horizon), les faciès structuraux de ces horizons et les caractéristiques physico-chimiques de ces horizons.

2.2.3 Etude des distributions d'agrégats par horizon

Afin de comprendre les facteurs déterminant les variations de la taille des agrégats, et afin de se soustraire de la composante physique (pression pédostatique : poids de l'horizon supérieur, et contraintes verticale et latérale liées au gonflement-retrait du sol), il semble important de comparer entre eux les échantillons prélevés au sein des mêmes niveaux pédologiques (horizons).

Pour comparer les distributions par horizon, et en raison du nombre élevé d'échantillons et de l'inexistence de fort contraste, nous avons recours à l'analyse des variables (poids moyens (pour trois répétitions) d'agrégats par classe de taille (23 à 26 classes selon les analyses) selon l'Analyse en Composante Principale (ACP). Chaque axe factoriel est constitué par l'association de plusieurs classes de taille d'agrégats, déterminées en fonction des coefficients de qualité de la représentation et des corrélations. Les intervalles de confiance des moyennes et écart types des différentes distributions sont indiqués en annexe VII.3. Cet intervalle de confiance est calculé pour chaque échantillon à partir de trois répétitions.

2.2.3.1 Horizon supérieur

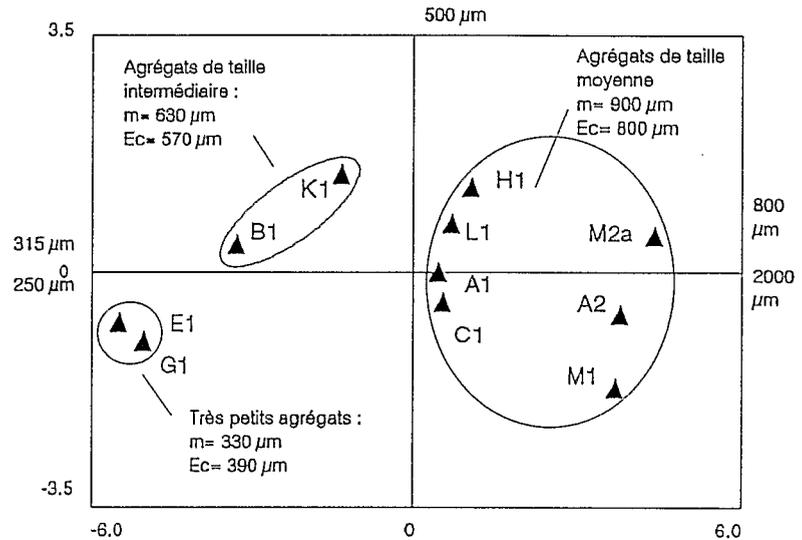
Les résultats de l'analyse en composantes principales (11 échantillons) sont présentés sur la figure VII.9. L'axe horizontal représente 83% de l'information. L'axe vertical ne représente que 13% de l'information. L'essentiel de l'information est donc parfaitement décrit par ce plan.

A l'aide de cette analyse, il est possible d'identifier au moins trois grandes tendances :

- la première correspond au regroupement d'échantillons caractérisés par une distribution peu étalée de petits agrégats ;

- la deuxième, au regroupement d'échantillons caractérisés par une distribution fortement étalée de gros agrégats ;
- la troisième par une distribution intermédiaire.

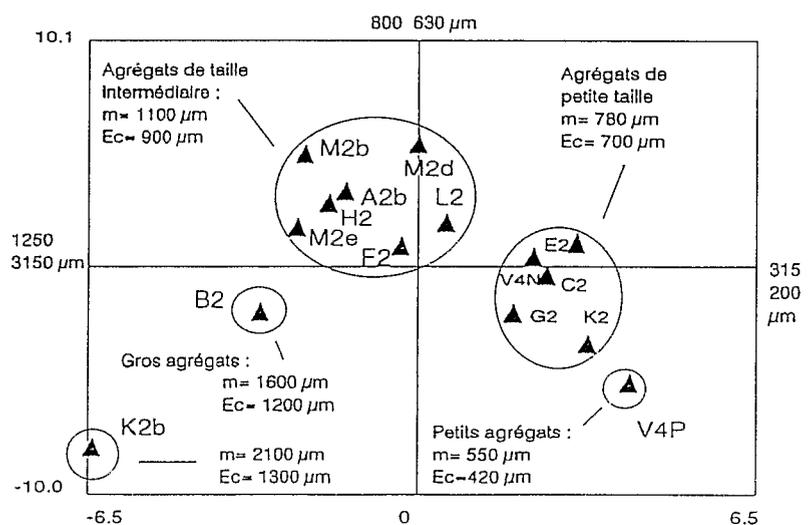
Figure VII.9 :
Diagramme représentant les résultats de l'analyse en composantes principales des distributions dimensionnelles d'agrégats issus du fractionnement d'échantillons des horizons supérieurs. Plan 1.2.



2.2.3.2 Horizon médian

Les résultats de l'analyse en composantes principales (15 échantillons) sont présentés sur la figure VII.10. L'axe horizontal représente 74 % de l'information. L'axe vertical ne représente que 16% de l'information. L'essentiel de l'information est donc parfaitement décrit par ce plan. Cette ACP nous permet d'identifier cinq tendances différentes.

Figure VII.10 :
Diagramme représentant les résultats de l'analyse en composantes principales, des distributions dimensionnelles d'agrégats issus du fractionnement d'échantillons des horizons médians. Plan 1.2.

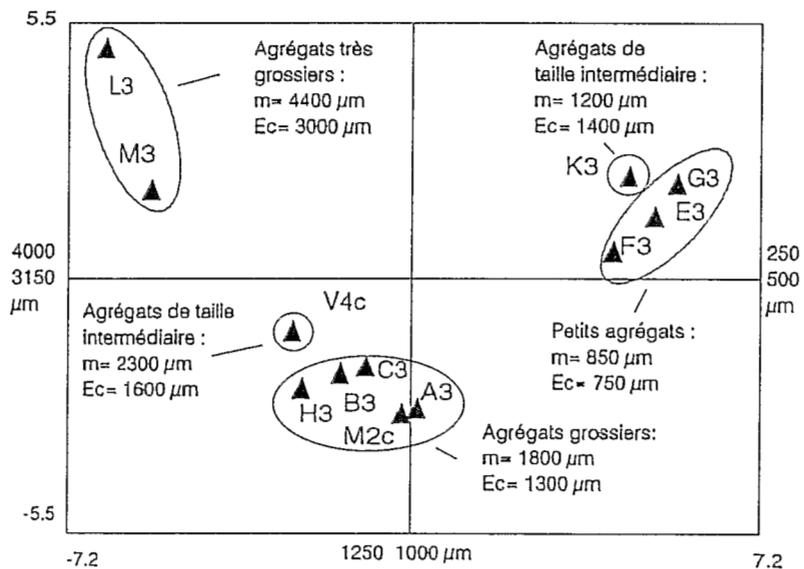


* Remarque : les échantillons V4 N et V4 P correspondent à des échantillons prélevés dans l'horizon médian, à la même profondeur (75 cm), dans un profil ouvert à quelques mètres du profil L, par BRAUDEAU en 1990. Ce profil a la particularité de présenter latéralement deux faciès structuraux différents. Tandis que l'échantillon V4 N correspond à la morphologie classique des horizons médians (polyédrique anguleuse à tendance lenticulaire), l'échantillon V4 P présente une structure psammoclodique à surstructure prismatique, sans variation de texture.

2.2.3.3 Horizon profond

L'axe factoriel horizontal représente 70% de l'information, l'axe vertical 26% (fig. VII.11). De la même façon que pour les autres horizons, nous déterminons trois grandes tendances bien marquées au niveau de la taille des agrégats, et deux cas intermédiaires. Ces cas intermédiaires se justifient pour le profil K par une distribution d'agrégats resserrée autour d'agrégats de taille intermédiaire (fig. VII.8), et pour le profil V4 C, également, par les caractéristiques morphologiques des agrégats (très lenticulaires et de couleur jaunâtre).

Figure VII.11 :
Diagramme représentant les résultats de l'analyse en composantes principales des distributions dimensionnelles d'agrégats issus du fractionnement d'échantillons des horizons profonds. Plan 1.2.



2.3.4 Conclusions

L'étude des distributions dimensionnelles des agrégats permet de différencier la plupart des différents niveaux pédologiques reconnus (horizons) au sein d'un même profil de vertisol. Les horizons supérieur et inférieur, sont dans les 11 profils de vertisols étudiés, bien différenciés par la taille des agrégats issus du fractionnement, l'horizon inférieur présentant systématiquement des agrégats de plus grande taille et de forme lenticulaire. Cependant la distinction avec l'horizon médian est beaucoup plus délicate. Il semblerait que la distribution des agrégats soit à la fois en relation avec la profondeur de prélèvement, les grands faciès structuraux des horizons et la nature physico-chimique des horizons. L'analyse des distributions d'agrégats par horizon permet également, d'identifier des différences entre les sites de différentes salinités. Ce fait confirme donc que la distribution dimensionnelle des agrégats dépend également de la nature physico-chimique des échantillons, particulièrement de la garniture cationique des argiles et de la concentration et nature des électrolytes qui varient dans les différents sites d'études.

La distribution dimensionnelle des agrégats semble pouvoir être retenue pour différencier entre eux les différents sols et différents horizons, sans pour autant que l'on puisse comprendre exactement quels sont les facteurs qui conditionnent les caractéristiques dimensionnelles des agrégats. Avant de s'intéresser de plus près à ces facteurs dans le chapitre VIII, nous nous proposons, dans le paragraphe suivant, de préciser la nature des agrégats issus du fractionnement, par l'étude de leur propriétés physico-chimiques.

2.3 Etude physico-chimique des agrégats

2.3.1 Méthode et mode de présentation des résultats

De la même manière que pour les agrégats des sols ferrallitiques et ferrugineux, nous avons procédé à un regroupement des agrégats en six unités de tailles croissantes :

- A : de 50 à 80 μm
- B : de 100 à 200 μm
- C : de 250 à 500 μm
- D : de 630 à 1250 μm
- E : de 1600 à 3150 μm
- F : de 4000 à 5000 μm

Contrairement aux sols ferrallitiques et ferrugineux, les sables libres, sables non agrégés, sont quasiment inexistantes et sont négligés (cf. chapitre IV).

Nous avons réalisé les mêmes analyses physico-chimiques que précédemment, à savoir :

- la caractérisation granulométrique ;
- le dosage des composés du fer, de l'aluminium et du silicium ;
- le dosage du carbone organique.

2.3.2 Analyses granulométriques

2.3.2.1 Analyse granulométrique classique

La figure VII.12 présente la granulométrie des classes d'agrégats d'un échantillon de vertisol. Sur l'ensemble des échantillons analysés (une dizaine, provenant des différents horizons), les agrégats constitutifs présentent tous les mêmes caractéristiques granulométriques.

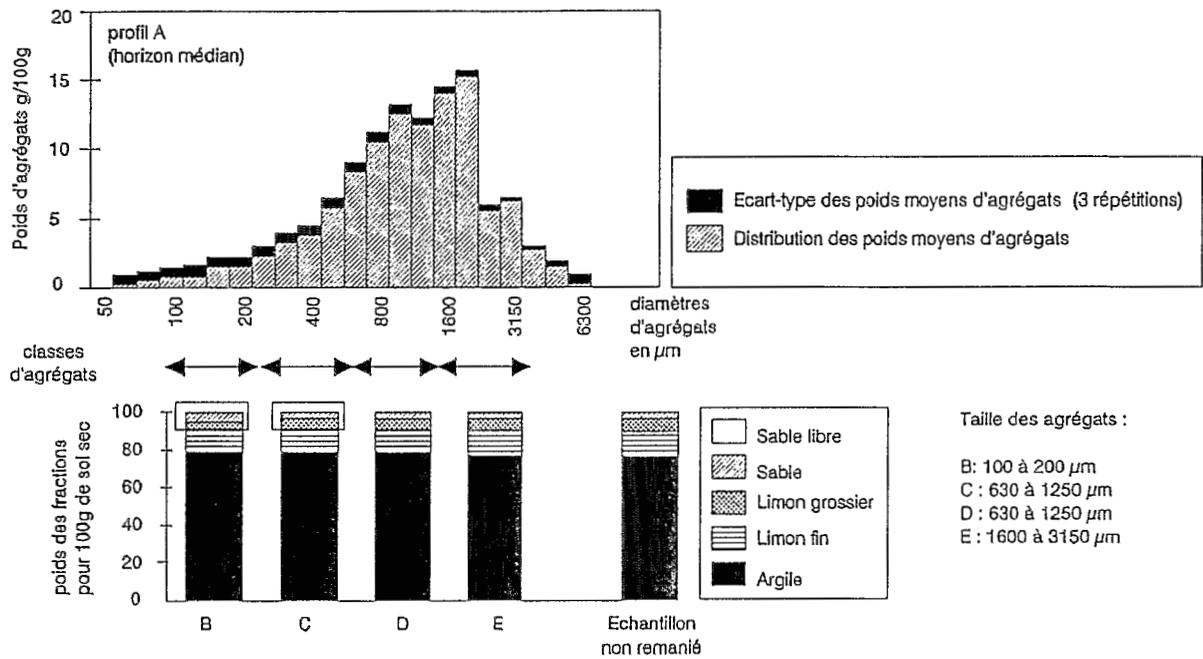


Figure VII.12 :

Répartition des différentes fractions granulométriques dans les classes d'agrégats issus du fractionnement d'un échantillon d'un vertisol représentatif de la cuvette de DIAWARA (profil A, horizon médian).

Une granulométrie réalisée au niveau d'un assemblage de petits agrégats ou sur un échantillon centimétrique non remanié, donne exactement les mêmes résultats.

La granulométrie des classes d'agrégats des échantillons non verticaux, argilo-limoneux et sableux, de bord de cuvette, est totalement différente, et présente les mêmes caractéristiques que pour les sols ferrallitiques-ferrugineux (fig. VII.13). En effet, les deux premières classes d'agrégats (50 à 200 μm) se différencient nettement des plus grandes (250 à 3150 μm) par des teneurs en argiles plus élevées, dues à l'importance des sables libres et l'impossibilité physique d'un grain de sable à s'incorporer dans les agrégats (cf. fig. VI.9).

Les caractéristiques granulométriques des agrégats des vertisols se distinguent nettement des sols plus sableux, à la fois quantitativement par la proportion d'argile dans les échantillons, mais aussi qualitativement par la répartition physique des différentes fractions au sein des classes d'agrégats.

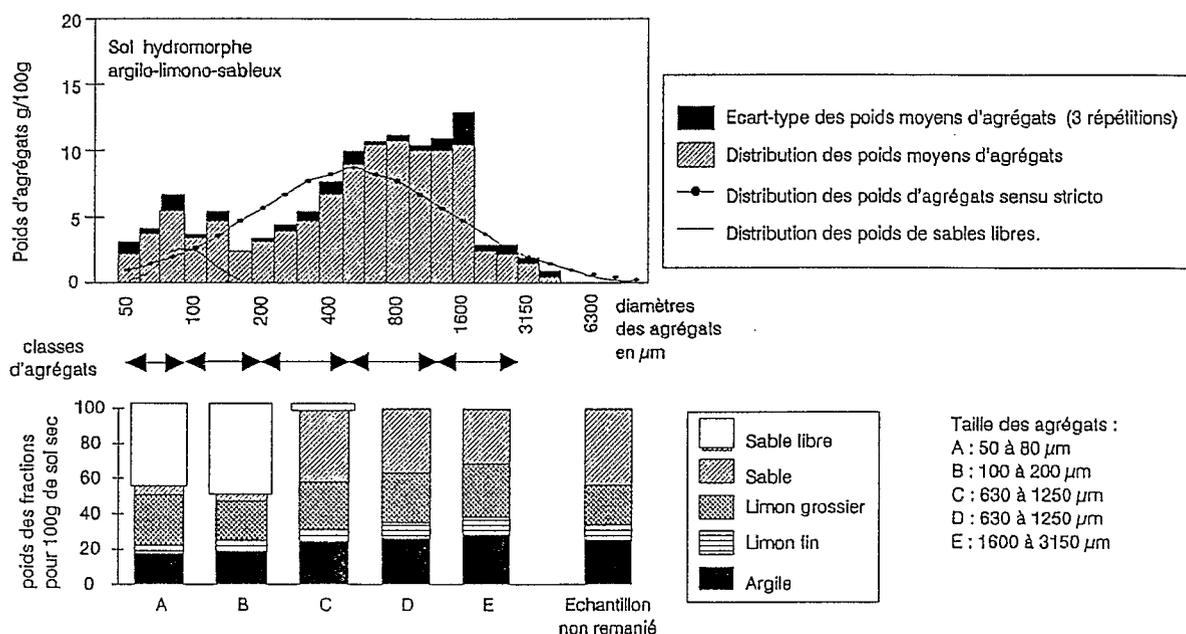


Figure VII.13 :

Répartition des différentes fractions granulométriques dans les classes d'agrégats, issu du fractionnement d'un échantillon de sol hydromorphe argilo-limono-sableux du bord de la cuvette de DIAWARA (profil D, horizon médian).

2.3.2.2 Analyse microgranulométrique

Après avoir analysé la répartition des fractions granulométriques dans les différentes classes d'agrégats, nous nous intéressons à la répartition des particules les plus fines (inférieures à $80 \mu\text{m}$: argiles et limons).

La diffraction au laser montre que les différentes fractions microgranulométriques sont réparties de la même manière dans l'ensemble des classes d'agrégats (fig. VII.14 et VII.15). Cette relative monotonie des résultats traduit l'homogénéité des constituants fins au sein des différentes classes d'agrégats. Les trois échantillons de vertisol analysés présentent à peu près les mêmes caractéristiques microgranulométriques. La distribution est composée de trois grandes familles représentant plus de 96 % des fractions microgranulométriques :

- la première correspond aux fractions argileuses centrées autour d'une valeur modale de $0.5 \mu\text{m}$. Cette classe représente entre 40 et 45 % des fractions*.
- la deuxième famille correspond aux fractions limoneuses fines, centrées autour d'une valeur modale de $4 \mu\text{m}$ et représente selon les échantillons entre 40 et 26 % des fractions* ;
- la troisième correspond aux particules les plus grossières limoneuses et sableuses, centrées autour d'une valeur modale entre 15 et $18 \mu\text{m}$ selon les échantillons et représentant de 18 à 26 % des fractions.

* Les fractions limoneuses les plus fines ne semblent pas avoir été différenciées des argiles lors des analyses granulométriques classiques.

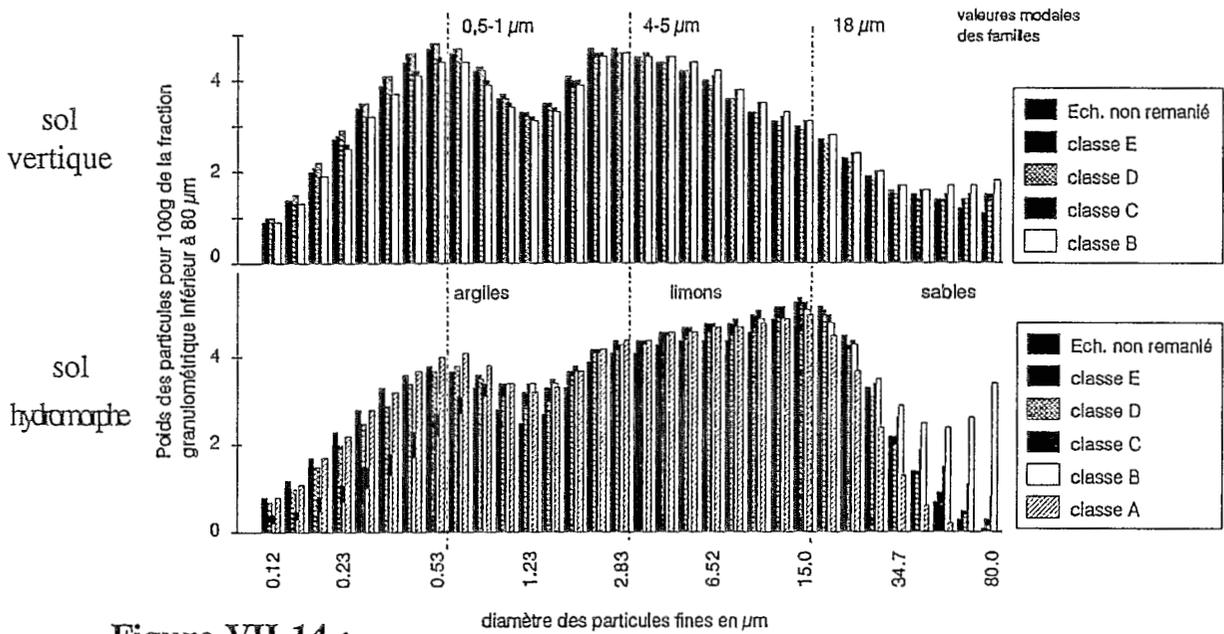


Figure VII.14 :

Histogrammes des poids des particules microgranulométriques par classe de taille, (< 80 μm), d'un échantillon non remanié et de classes d'agrégats issus du fractionnement. Vertisol (profil A, horizon médian) et sol hydromorphe (profil D).

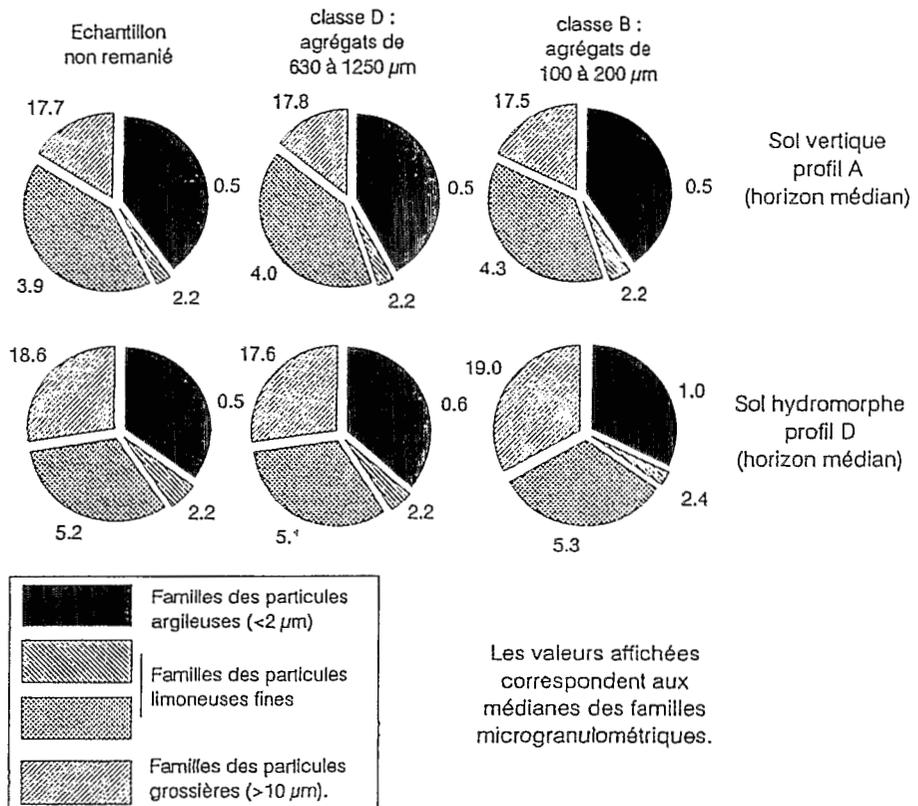


Figure VII.15 :

Répartition des différentes familles microgranulométriques (< 80 μm), d'un échantillon non remanié et de classes d'agrégats issus du fractionnement. Vertisol (profil A, horizon médian) et sol hydromorphe (profil D).

Les sols hydromorphes, argilo-limono-sableux, sont composés en proportion nettement plus élevée de limons grossiers et de sables fins. Cependant, il est à souligner que la répartition des fractions fines est la même dans l'ensemble des classes d'agrégats. De plus les familles microgranulométriques mises en évidence ont quasiment les mêmes valeurs modales que dans les vertisols (fig. VII.14 et VII.15). Ce fait confirme que les deux sols ont la même origine sédimentaire, le sol vertique correspondant à des dépôts alluviaux de décantation, et les sols hydromorphes à une unité géomorphologique appelée "petite levée". Comme le font remarquer BOIVIN et al. (1993), les "petites levées" se différencient peu des sols vertiques. Une incorporation progressive de sable et de limon semble s'être produite simultanément au dépôt de l'argile, entraînant une disparition progressive des caractères vertiques pour une teneur en argile inférieure à 55 %.

En conclusion, on retiendra que la composition microgranulométriques des agrégats est la même pour l'ensemble des agrégats issus du fractionnement d'un échantillon de vertisol. Les sols hydromorphes, de bord de cuvette, tout en conservant la même répartition en familles de particules, se différencient par la proportion plus élevée de limons grossiers et de sables fins.

2.3.3 Analyses chimiques

Après avoir analysé la répartition des fractions granulométriques dans les différentes classes d'agrégats, nous nous proposons d'analyser la constitution chimique (en fer, aluminium, carbone organique...) de ces classes d'agrégats.

De la même manière que pour les sols ferrallitiques-ferrugineux de la toposéquence de YABONE, la composition chimique des agrégats est fortement liée à la teneur en argile et limon fin. Dans les vertisols, l'homogénéité granulométrique des agrégats se traduit par une relative homogénéité de la composition chimique des agrégats (fig. VII.16).

Les quelques variations notées sont trop faibles et trop proches de l'erreur analytique pour être raisonnablement exploitées.

L'analyse physico-chimique des différentes classes d'agrégats constitutifs d'un échantillon de vertisol, ne s'avère donc pas indispensable pour caractériser ce type de sol.

En résumé, les composés chimiques des agrégats sont étroitement associés aux constituants secondaires (argile+limon fin). L'homogénéité de la granulométrie des agrégats induit l'uniformité des caractéristiques chimiques.

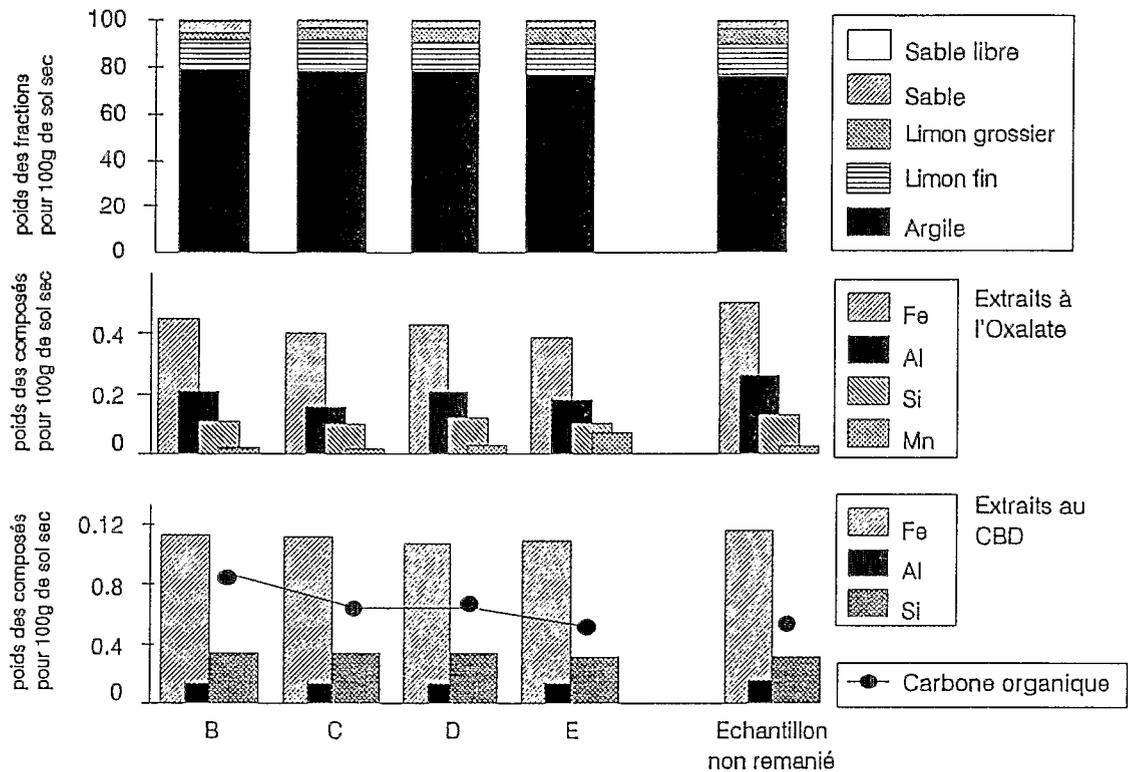


Figure VII.16 :

Répartition des différentes fractions granulométriques, des teneurs en fer, aluminium, silicium et manganèse, dans les classes d'agrégats, issus du fractionnement d'un échantillon de vertisol (profil A, horizon médian).

2.3.4 Conclusions

La relative monotonie des caractéristiques analytiques traduit l'homogénéité de la constitution des agrégats dans les différentes classes de taille. Chaque agrégat constitutif d'un échantillon de vertisol, quelle que soit sa taille, est représentatif de l'échantillon non remanié.

L'inexistence de différenciation analytique entre les classes d'agrégats et l'échantillon total révèle, à notre sens, l'homogénéisation régulière des constituants au niveau de ces organisations structurales. Elle résulte également de la très faible teneur en sables et en limons grossiers de ces vertisols. La répartition des constituants dans les agrégats n'est donc pas soumise à des contraintes d'ordre stérique (modalités physiques d'assemblages) comme c'est le cas pour les sols plus sableux de la toposéquence de sols ferrallitiques et ferrugineux de YABONE et les sols hydromorphes du bord de la cuvette de DIAWARA.

2.4 Conclusions

Nous avons réalisé une étude micromorphologique, à différentes échelles d'investigation, de la microorganisation de deux horizons représentatifs des vertisols. Puis nous avons analysé les caractéristiques dimensionnelles et physico-chimiques des agrégats issus du fractionnement.

Le fractionnement semble isoler les agrégats constitutifs des premiers niveaux d'organisation des vertisols, sans pour autant, que l'on puisse distinguer indubitablement par des critères morphologiques, différentes catégories d'agrégats comme l'on avait pu le faire pour les sols ferrallitiques-ferrugineux. L'étude de la microorganisation de différents horizons et profils de vertisols montre qu'ils se différencient par le nombre, la taille et la forme des agrégats constitutifs du sol, mais également par des caractères masépiques et vosépiques du plasma, plus ou moins prononcés.

La distribution dimensionnelle des agrégats issus du fractionnement, semble être une caractéristique spécifique de l'organisation des vertisols. Elle permet principalement de distinguer les horizons supérieurs des horizons inférieurs, mais également d'autres niveaux pédologiques au sein d'un même profil, et/ou d'un même niveau le long d'une séquence de sols.

Les caractéristiques morphologiques des agrégats sont fonction de la profondeur de prélèvement des échantillons (contraintes pédostatiques et intensité des mouvements latéraux), et de la nature physico-chimique des échantillons : particulièrement de la garniture cationique des argiles et de la concentration et nature des électrolytes qui varient dans les différents sols de la cuvette de DIAWARA.

Les caractéristiques physico-chimiques des agrégats des sols vertiques se différencient nettement des sols plus sableux (sols ferrallitiques-ferrugineux de YABONE et sols alluviaux hydromorphes du bord de la cuvette de DIAWARA), à la fois quantitativement par la proportion d'argile dans les échantillons, mais aussi qualitativement par la répartition physique des différents composés au sein des classes d'agrégats.

Le brassage continu des constituants granulométriques au niveau des agrégats induit l'uniformité des caractéristiques chimiques.

Si l'organisation des vertisols peut être analysée et quantifiée par l'intermédiaire de l'étude des distributions d'agrégats issus du fractionnement, la signification réelle des variations des caractéristiques morphologiques des agrégats reste encore à préciser.

3 CONCLUSIONS

Dans la cuvette de DIAWARA, les vertisols paraissent relativement homogènes. Au niveau d'un profil, ils sont fortement structurés et caractérisés par un emboîtement d'éléments structuraux de plus en plus petits.

La taille, la forme et la netteté des différents éléments structuraux varient selon les sites, la profondeur de prélèvement, la nature physico-chimique et l'humidité des sols.

Le fractionnement en agrégats permet d'isoler les éléments structuraux naturels des premiers niveaux d'organisations des vertisols. Plus que la taille, la forme ou la constitution des agrégats, ce sont les traits pédologiques particuliers qui permettent d'identifier ces agrégats (microfaces de glissement soulignées par des stries biréfringentes). Les agrégats issus du fractionnement, correspondent à des éléments structuraux instables, en perpétuelles transformations (compression des agrégats, dislocation des agrégats par cisaillement, imbrication des agrégats les uns dans les autres), mais caractérisent néanmoins l'organisation des vertisols au moment du prélèvement.

Au niveau des agrégats, plus que leur forme dont les caractéristiques restent trop subjectives et la quantification délicate, c'est la distribution dimensionnelle des agrégats qui est retenue comme une caractéristique de l'organisation des échantillons de vertisols.

Dans le chapitre prochain (chapitre VIII), nous chercherons à préciser les facteurs d'organisation des vertisols, en étudiant les relations entre les différents niveaux d'organisation structurale, et les propriétés physico-chimiques et physico-hydriques des vertisols de la cuvette de DIAWARA.

Chapitre VIII : Relation entre organisation et propriétés chimiques et physiques des vertisols

Les caractéristiques des agrégats sont étudiées en relation d'une part avec les autres niveaux d'organisation structurale et d'autre part avec leurs caractéristiques chimiques et physico-hydriques.

Dans le chapitre VII, nous montrons que les distributions dimensionnelles des agrégats issus du fractionnement, semblent caractéristiques de la microorganisation des vertisols, et permettent de différencier entre eux les différents sols et horizons de la cuvette de DIAWARA. Cependant, si des relations entre les caractéristiques dimensionnelles des agrégats et les différents faciès structuraux et physico-chimiques sont suggérées, il reste à préciser les facteurs qui conditionnent l'organisation structurale des vertisols à différentes échelles.

Le premier paragraphe présentera les méthodes employées pour aborder ces questions, le second donnera les principaux résultats obtenus.

1 METHODE

1.1 Objectif et stratégie

Nous avons distingué, verticalement, dans un profil de sol, trois horizons aux caractéristiques morphologiques bien distinctes. Les différenciations latérales sont plus délicates à percevoir, mais existent néanmoins. Elles sont révélées par des modifications morphologiques de la surface des sols, et, semble-t-il, par la variation des caractéristiques dimensionnelles des agrégats issus du fractionnement.

L'objectif principal est donc de dégager des relations entre les variables morphologiques et les paramètres physiques et chimiques du milieu, puis de discuter des différents facteurs susceptibles d'intervenir dans la structuration des vertisols.

On cherchera à isoler les facteurs responsables des différenciations structurales. Nous étudierons des cas extrêmes, en opposant, par exemple, l'horizon supérieur à l'horizon inférieur d'un même profil, ou plusieurs faciès structuraux distincts d'un même niveau pédologique.

Nous chercherons également à étudier les traits caractéristiques de l'ensemble des données, pour déterminer des grands groupes. Mais cette analyse des divers aspects de l'organisation des sols, ne prend pas en compte la dimension verticale des sols, qui tend à masquer toutes les autres, en raison de l'importance de la pression pédostatique et de l'hétérogénéité hydrique des sols. Nous tenterons de réaliser une typologie des caractéristiques morphologiques et physiques des sols au niveau des mêmes horizons et non sur l'ensemble des profils, afin de limiter le nombre de variables à prendre en compte.

Pour chaque horizon, nous avons déterminé les variables morphologiques, physico-chimiques et physiques les plus discriminantes.

Avant de préciser les principales variables retenues, il faut rappeler succinctement le principe des analyses de données qui ont été pratiquées.

1.2 Principe des analyses de données

Deux types d'analyses seront entreprises selon que les objectifs sont d'établir une typologie d'échantillons par l'analyse de certaines variables, ou de discriminer d'autres variables qui permettent de regrouper les échantillons suivant une typologie préexistante. Le premier type d'analyse correspond à l'analyse en composantes principales (ACP) et à l'analyse factorielle des correspondances multiples (AFCM), le second, à l'analyse factorielle discriminante (AFD).

1.2.1 Analyse en composantes principales et analyse factorielle des correspondances multiples

Pour l'analyse des différents niveaux d'organisation des sols, nous cherchons à faire apparaître les affinités morphologiques entre les échantillons, issus de différents profils, mais prélevés dans les mêmes niveaux pédologiques (horizons supérieur, médian, ou inférieur), en vue de déterminer des grands groupes.

Les vertisols sont étudiés, successivement, à trois échelles d'investigations :

- les agrégats issus du fractionnement ;
- les éléments structuraux (motte, prisme...) représentatifs des horizons ;
- les caractéristiques globales des profils (gilgai, localisation dans la cuvette...).

Deux de ces niveaux d'organisation ont été présentés au chapitre précédent ; nous nous consacrerons donc, dans ce chapitre, plus particulièrement à la caractérisation des différents éléments structuraux constituant les horizons.

Nous avons utilisé l'analyse en composantes principales (ACP) pour analyser des variables purement quantitatives (distribution dimensionnelle des agrégats), et l'analyse factorielle des correspondances multiples (AFCM) pour des variables qualitatives codées, comme c'est le cas pour la description des éléments structuraux.

Le principe d'une AFCM est le même que celui de l'ACP ; seule diffère la notion de distance entre deux lignes ou deux colonnes, la distance du Khi-deux permettant d'étudier la dispersion dans l'espace de variables qualitatives codées. Une transformation linéaire des variables de départ est recherchée dans le but de déterminer des axes principaux qui permettent la discrimination des individus dans l'espace des variables (BENZECRI, 1973 ; FENELON, 1981).

1.2.2 Analyse factorielle discriminante

Lorsqu'il s'agit d'analyser les variables caractérisant la physico-chimie ou le comportement au retrait des échantillons de sol, l'utilisation de l'analyse en composantes principales ou factorielle des correspondances n'est plus adaptée à notre objectif. Car notre objectif n'est pas d'établir des typologies sur ces nouvelles variables, mais de discriminer les variables permettant de regrouper les échantillons selon les typologies établies sur des critères morphologiques.

En effet, les variables utilisées ne sont pas forcément déterminantes au niveau morphologique. Par exemple, il est bien connu que certains cations échangeables (Ca, Mg, Na) et électrolytes en solution jouent un rôle important dans la structuration des sols, cependant d'autres cations échangeables (K) peuvent n'avoir qu'un faible rôle sur la morphologie, mais s'avérer déterminants, par exemple, sur la fertilité des sols. Il en est de même pour les variables caractérisant le comportement au retrait des échantillons de sol ; il semblerait, ainsi, pour les vertisols, que la combinaison d'une seule partie des variables soit significative au plan morphologique (COCONNIER, 1992).

La dispersion de l'ensemble des individus sur les axes principaux d'une ACP a donc peu de chance de correspondre à une individualisation sur un plan morphologique. C'est pourquoi,

nous avons choisi de confronter directement la typologie réalisée à partir des distributions dimensionnelles des agrégats aux données physico-chimiques, puis aux données sur le comportement au retrait des échantillons.

La méthode sélectionnée est l'analyse factorielle discriminante. Elle consiste à analyser si les regroupements effectués sur des critères morphologiques correspondent à des ensembles distincts dans l'espace des autres variables (physico-chimiques, par exemple). L'A.F.D. présente un double objectif :

- de discrimination : c'est-à-dire de séparation des groupes ;
- de classement : c'est-à-dire d'affectation des individus à l'un des groupes.

Les échantillons sont classés par affectation au groupe le plus proche, d'après l'étude du carré des distances (D^2 de Mahalanobis) entre l'échantillon et les points moyens des groupes. Une nouvelle classification est alors réalisée et confrontée à la classification originale.

L'analyse des données n'est pas seulement un ensemble de techniques statistiques pour traiter un problème à plusieurs dimensions, il s'agit d'une démarche complète composée de plusieurs étapes (FENELON, 1981). Une première étape consiste à sélectionner et coder les critères qui vont être utilisés dans l'analyse, c'est-à-dire à mettre l'information disponible sous forme d'un tableau numérique de variables (caractéristiques morphologiques, physico-chimiques..) et d'individus (échantillons de sol).

Il nous semble donc important de résumer quels sont les critères qui ont été retenus pour faire l'analyse de données, et, plus simplement, qui permettent d'élaborer certains grands regroupements d'échantillons.

1.3 Choix des variables à analyser

1.3.1 Variables morphologiques

Sur les trois niveaux d'organisation retenus (profil, horizon, agrégat), deux ont fait l'objet d'une étude dans le chapitre précédent. On rappellera que :

- l'analyse de la distribution dimensionnelle des agrégats montre l'existence de plusieurs grandes tendances au sein des différents horizons : ainsi, certains échantillons sont caractérisés par des assemblages de petits agrégats, de taille relativement homogène, ou au contraire par de gros agrégats, de taille plus hétérogène ;

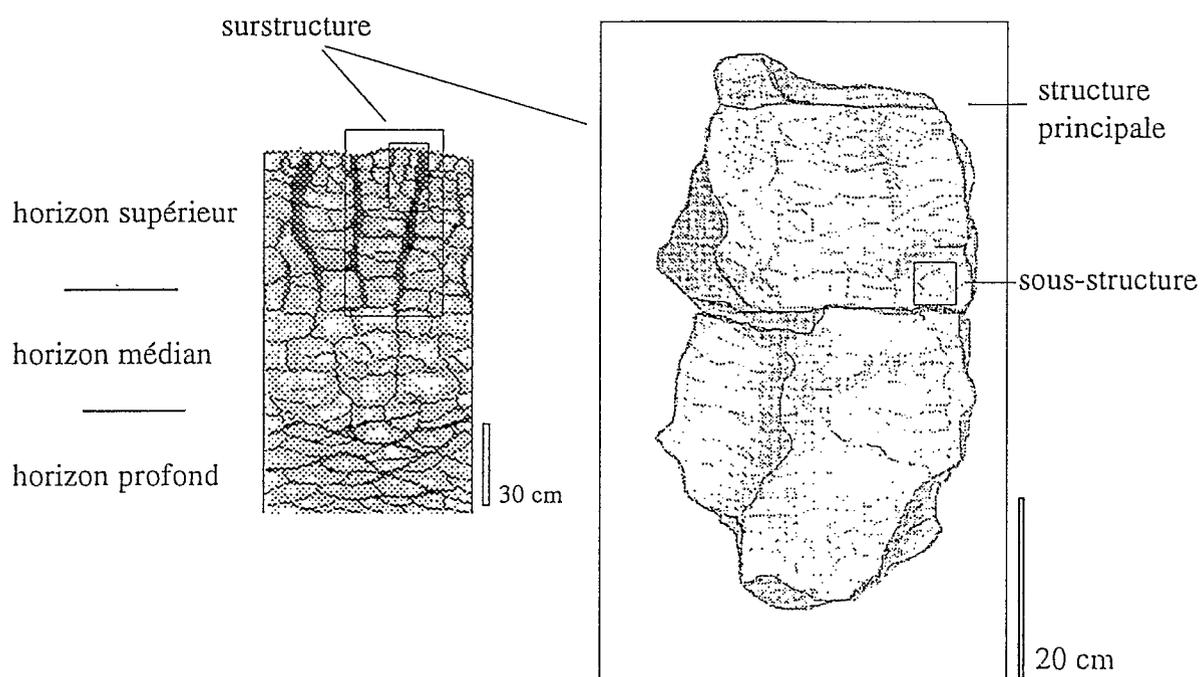


Figure VIII.1 :

Schéma représentant les trois niveaux d'organisation macroscopique d'un horizon supérieur de vertisol.

- les grands traits de l'organisation de la cuvette (topographie) déterminent les caractéristiques globales des sols : ainsi, par exemple, à la partie basse de la cuvette s'associent des sols profonds, très peu salés, à faciès prismatique et gilgaïs développés.

Le niveau d'organisation intermédiaire, l'horizon, sera caractérisé essentiellement par la taille, la nature et la netteté des éléments structuraux qui le compose, c'est-à-dire les surstructures, structures et sous-structures visibles à l'oeil nu (fig. VIII.1 ; planche XII). La présence et la forme des éventuelles efflorescences de gypse et concrétions calcaires sont, également, prises en compte.

A chaque niveau pédologique, nous avons dû nous résoudre à supprimer de nombreuses variables qui paraissaient trop subjectives, peu discriminantes, ou encore redondantes (couleurs, consistance, porosité, etc...).

La liste détaillée des variables retenues, pour chacun des horizons, est présentée en annexe VIII.1.

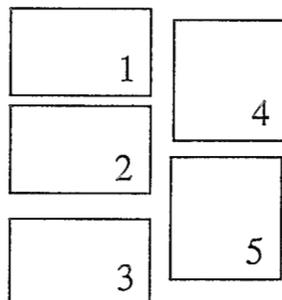
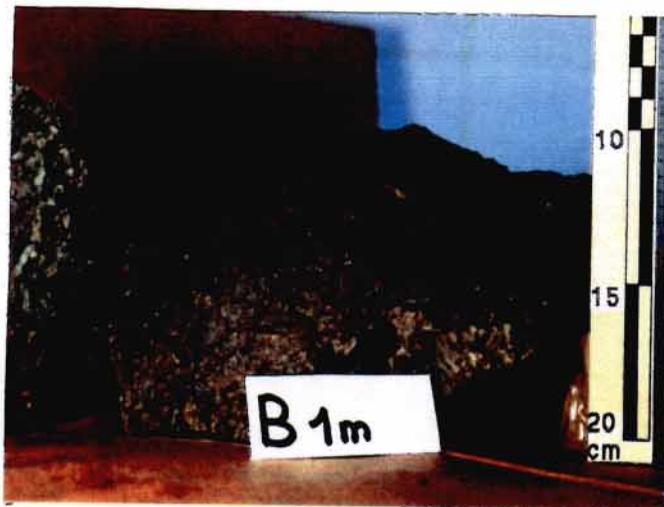


Planche photographique XII :
ELEMENTS STRUCTURAUX MACROSCOPIQUES
(MOTTES) DE VERTISOLS

- Photo 1 :** horizon supérieur du profil A
structure polyédrique anguleuse à tendance lenticulaire
- Photo 2 :** horizon médian du profil K
structure polyédrique anguleuse à tendance cubique fine
- Photo 3 :** horizon profond du profil B
structure lenticulaire à faces de glissements striées
- Photo 4 :** horizon supérieur du profil M
structure polyédrique anguleuse à tendance cubique grossière
- Photo 5 :** horizon médian/profond du profil M
structure polyédrique anguleuse à tendance lenticulaire avec faces
de glissement striées en profondeur (3)



1.3.2 Variables physico-chimiques

Pour chaque échantillon, nous disposons des analyses physico-chimiques classiques suivantes : pH eau et KCl, granulométrie (argile, limon fin, limon grossier, sable fin, sable grossier), carbone organique, azote, bases échangeables (Ca, Mg, Na, K), capacité d'échange, conductivité sur extrait 1/5 (EC), électrolytes en solutions (Cl, SO₄, Ca, Mg, Na, K).

Rappelons que nous avons sélectionné une petite cuvette de référence, en raison de son homogénéité relative sur le plan textural, minéralogique et organique, notre but étant, plus particulièrement, de discriminer les échantillons de sol selon les caractéristiques de la garniture cationique des argiles et de la nature et de la concentration des électrolytes en solution.

Après la suppression des variables peu discriminantes (pH, carbone organique, azote, etc...), nous n'avons conservé que les variables les plus indépendantes (d'après la matrice de corrélation). Ainsi nous avons préféré conserver l'ensemble des variables caractérisant les électrolytes en solution, au détriment des variables conductivité électrique (EC) et Na échangeable.

La réalisation de l'analyse factorielle discriminante s'effectue alors, pour chacun des niveaux pédologiques (horizons), avec dix variables : argile, cations échangeables (Ca, Mg, K), capacité d'échange cationique (CEC) et l'ensemble des électrolytes en solutions (Cl, SO₄, Mg, Na, K).

1.3.3 Variables du comportement au retrait

Nous rappelons que les courbes de retrait des échantillons de sol sont mesurées en continu, sur des échantillons non remaniés (150 cm³), prélevés au champ, avec le maximum de précaution, afin de conserver leur état structural et hydrique (état hydrique du prélèvement proche de la capacité de rétention). La méthodologie "rétractométrique" est donnée au chapitre III. L'orientation des échantillons n'est pas prise en compte. Le retrait des échantillons est considéré comme isotrope, au moins dans les deux dernières phases du retrait ("retrait normal et résiduel").

Nous reviendrons plus en détails sur certains des aspects méthodologiques, au cours de la discussion des résultats. L'étude de la variabilité des résultats sera présentée pour deux horizons aux comportements et aux faciès structuraux extrêmes.

Les teneurs en eau et volumes massiques des différents points caractéristiques de la courbe de retrait (cf. chapitre III) sont considérés comme représentatifs du comportement au retrait des échantillons de sol. Pour l'analyse factorielle discriminante, nous utiliserons donc, comme variables ces huit paramètres, ainsi que la masse volumique sèche de la phase solide de l'échantillon, afin d'intégrer la variabilité de densité réelle des échantillons de sol.

1.4 Conclusions

L'objectif de ce chapitre est de préciser les facteurs qui influent sur l'organisation structurale des vertisols. Pour cela deux démarches sont envisagées :

- la première consiste à dégager les relations entre les trois niveaux d'organisation des vertisols reconnus aux trois échelles d'investigation (profil, horizon, agrégat) ;
- la seconde consiste à analyser les paramètres (physico-chimiques et de comportement au retrait) permettant d'expliquer le regroupement d'échantillons effectué précédemment sur des critères purement morphologiques.

La démarche pour établir des typologies d'agrégats, d'horizons ou de profils consiste à regrouper des échantillons, par affinités, selon des critères morphologiques, entre eux, par l'analyse en composantes principales ou par l'analyse factorielle des correspondances multiples, selon qu'il s'agisse de variables quantitatives ou qualitatives codées. La deuxième démarche consiste à réaliser des analyses factorielles discriminantes sur la base des caractéristiques physico-chimiques et physiques du sol.

2 RESULTATS ET DISCUSSION

Les représentations graphiques des principales analyses de données sont donnés en annexe VIII. Nous présenterons ici les résultats d'une manière synthétique, et à l'aide d'exemples, en essayant de faire ressortir les grandes tendances.

2.1 Etude des relations entre les différents niveaux d'organisation

La figure VIII.2 présente, sous forme schématique, les principaux enseignements des analyses de données aux différentes échelles d'investigation (agrégat, horizon, profil).

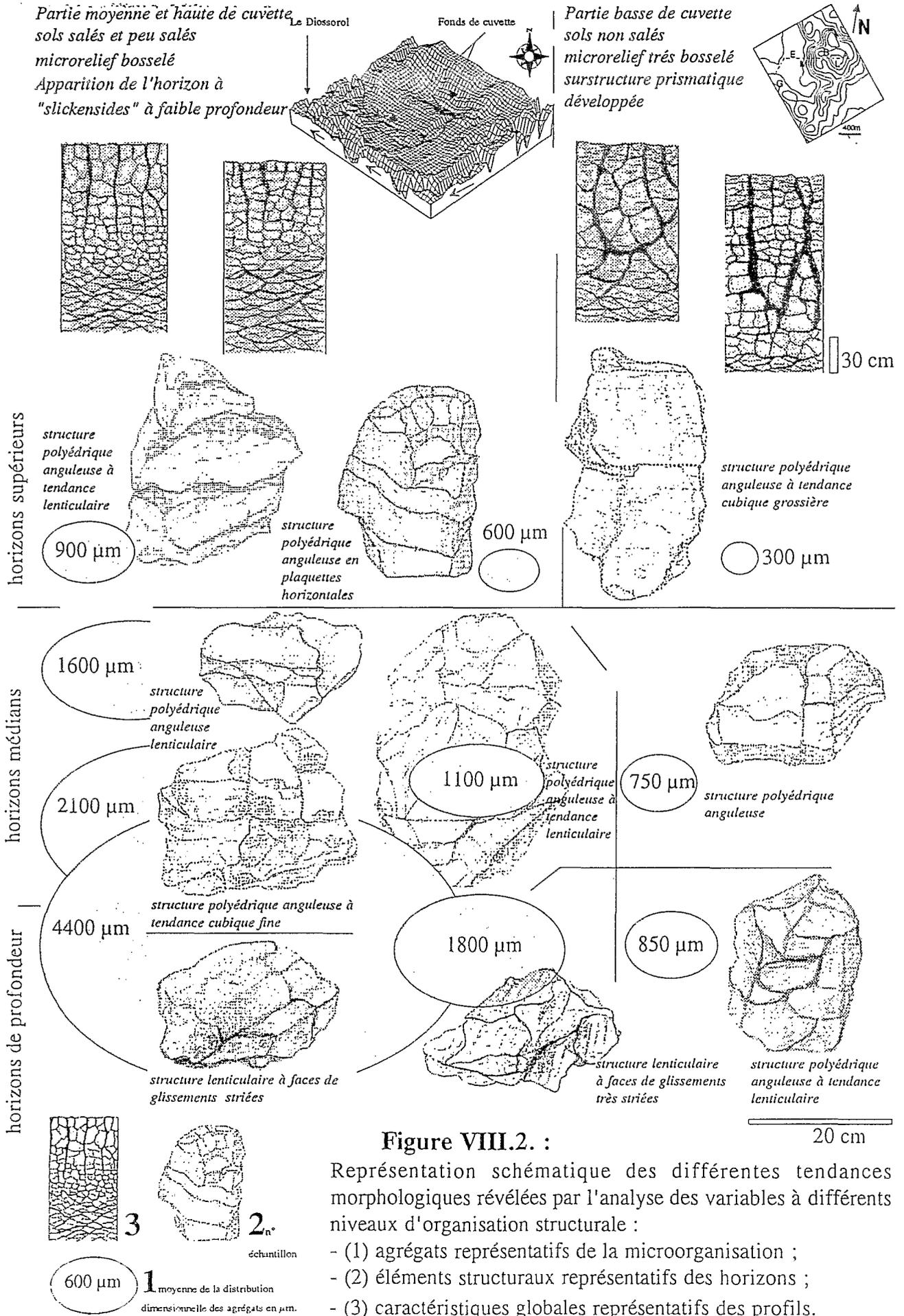
Les différentes typologies réalisées, indépendamment l'une de l'autre, présentent de remarquables cohérences :

- cohérence dans le regroupement des échantillons au sein des horizons : les échantillons présentant les mêmes affinités par la distribution dimensionnelle des agrégats, sont également regroupés entre eux par des critères morphologiques au niveau de l'horizon, et quelquefois, au niveau du profil entier ;

- cohérence entre les variations verticales et latérales : d'une façon générale, en dehors de quelques cas particuliers, lorsque la structure principale a tendance à s'aplatir, et devenir lenticulaire, la sur-structure prismatique s'amenuise ou disparaît, la sous-structure devient fine et peu nette, et les agrégats issus du fractionnement deviennent de plus en plus gros, avec une distribution de leur taille étalée ;

- cohérence entre les faciès salins à différentes échelles : les sols salés des parties hautes et moyennes de cuvette, à microrelief bosselé, sont associés à des sols peu profonds, où l'horizon à "slickensides" apparaît à faible profondeur, où la sur-structure prismatique est peu développée, où les éléments structuraux sont à tendance lenticulaire, et où les agrégats issus du fractionnement ont une taille moyenne élevée et une distribution étalée. Cependant, cette tendance présente plusieurs exceptions : certains horizons salés, ou présentant des petites concrétions calcaires et/ou des efflorescences de gypse, montrent des spécificités dans la taille et la forme des éléments structuraux qui les composent (structure polyédrique anguleuse à tendance cubique, ou lenticulaire atténuée). A chaque cas particulier s'associe une distribution dimensionnelle d'agrégats spécifique.

Les vertisols de la cuvette de DIAWARA sont caractérisés par une organisation hiérarchisée en plusieurs niveaux emboîtés, dont les caractéristiques résultent de plusieurs facteurs. D'après nos analyses, et en dehors des caractères intrinsèques du sol (minéralogie, texture...), ce sont en définitive les caractéristiques géomorphologiques du milieu et les fluctuations climatiques qui régissent la structuration des vertisols. En effet, ce sont ces caractéristiques qui commandent l'alimentation et la qualité des eaux qui traversent les sols, l'épaisseur des sols, l'hétérogénéité hydrique des sols, et donc la distribution des sols.



L'existence d'une série de filiations entre les organisations structurales, à différentes échelles, révèle, à notre sens, l'existence de relations génétiques, ou plus simplement de relations fonctionnelles entre ces niveaux d'organisations. Un simple changement des conditions d'hydromorphie, par exemple, peut provoquer une transformation des assemblages plasmiques, au niveau des agrégats, et se répercuter, verticalement, de proche en proche jusqu'au niveau des gilgaïs. De même un gradient de potentiel hydrique dans les sols, lors des cycles d'humectation - dessiccation, provoque, sous la pression pédostatique, le cisaillement et la rupture du sol, depuis les grandes faces de glissement décimétriques, jusqu'aux zones striées du plasma des agrégats (caractère masépique et vosépique de l'assemblage plasmique).

La distribution dimensionnelle des agrégats, issus du fractionnement, est révélatrice, non seulement de la microorganisation des vertisols, mais également de l'organisation structurale des profils de sols. Dans certains cas, la distribution des agrégats s'avère même être représentative d'un contexte géomorphologique particulier.

La structuration des vertisols semble pouvoir être définie par les caractéristiques dimensionnelles des agrégats. Néanmoins, certaines irrégularités ont été décrites, les mêmes faciès structuraux sont associés quelquefois à différentes caractéristiques de la distribution des agrégats, et vice versa. On peut se demander alors si ces caractéristiques morphologiques correspondent à des particularités physico-chimiques, ou du comportement des vertisols.

2.2 Etude des relations entre l'organisation des sols et les caractéristiques physico-chimiques des sols

Pour analyser le rôle des caractéristiques physico-chimiques des vertisols, et en particulier, l'importance de la garniture cationique des argiles, et la nature et la concentration des électrolytes en solution, notre objectif consiste à confronter les regroupements d'échantillons qui se sont dessinés sur des critères morphologiques, aux données analytiques des sols.

L'analyse factorielle discriminante, nous permet pour les trois horizons (supérieur, médian, profond), de dégager les principales relations existant entre la géochimie des sols et sa structuration. Le pourcentage d'échantillons bien classés par l'analyse discriminante, pour les trois horizons, est de 100 %, il témoigne de la bonne dispersion des échantillons sur les axes principaux de l'AFD.

La figure VIII.3 présente, à titre d'exemple, la représentation graphique de la projection des échantillons de l'horizon supérieur sur les axes de plus grande variance de l'analyse factorielle. L'examen de la contribution des différentes variables physico-chimiques, dans la construction des axes principaux de l'AFD permet de caractériser leur pouvoir plus ou moins discriminant. On peut ainsi remarquer que les échantillons non salés (E1,G1), s'opposent à l'ensemble des échantillons légèrement salés, qui sont scindés en deux ensembles suivant l'importance des électrolytes Na, Cl, Mg, SO₄ en solution, et la proportion de Mg par rapport à Ca sur le complexe d'échange.

Figure VIII.3 :
Représentation graphique de l'analyse factorielle discriminante, réalisée sur les variables physico-chimiques, à partir de la typologie des agrégats issus du fractionnement des échantillons de l'horizon supérieur. Plan 1,2. L'axe horizontal et l'axe vertical contribuent réciproquement à 52 et 48% de l'inertie totale.

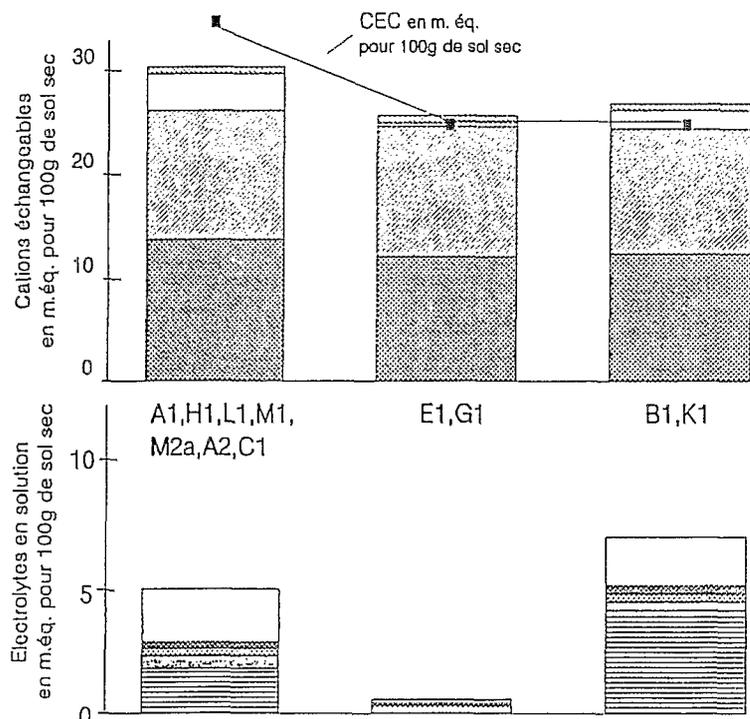
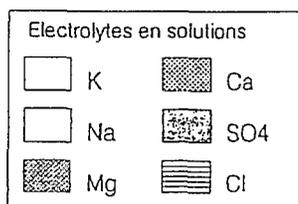
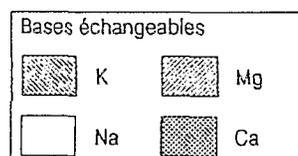
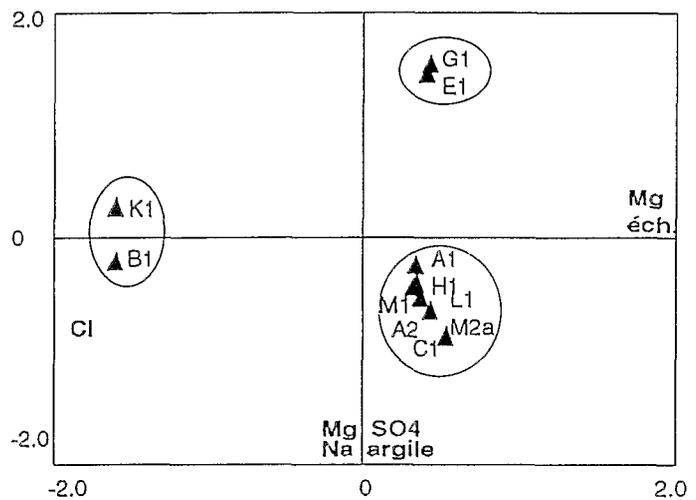


Figure VIII.4 :

Caractéristiques moyennes de la garniture cationique des argiles et des électrolytes en solution des trois ensembles d'échantillons déterminés par la distribution dimensionnelle des agrégats.

De la même manière, pour les horizons médian et profond, on détermine les variables physico-chimiques discriminant les ensembles d'échantillons individualisés par les critères morphologiques (cf. annexe VIII.2).

En définitive, on retiendra que ce sont essentiellement la proportion de Ca par rapport à Mg sur le complexe d'échange (présence de calcaire et/ou de gypse), la capacité d'échange de l'argile, et la répartition des électrolytes en solution (Na, Cl et SO₄) dans l'ensemble des horizons, qui semblent jouer un rôle sur l'organisation morphologique des vertisols. De façon générale, plus les échantillons sont salés, et notamment sodiques, plus les agrégats sont grossiers et de taille hétérogène. Mais une plus grande proportion de Ca sur le complexe d'échange (présence de gypse par exemple), semble favoriser, au contraire, la diminution de la taille des agrégats et atténuer l'aplatissement des éléments structuraux, au profit de la structure polyédrique anguleuse (échantillons K3 par exemple). La présence de carbonate de calcium (concrétions calcaires) semble atténuer le caractère verticale des éléments structuraux, mais pas réduire la taille des agrégats issus du fractionnement (échantillons L3, M3 et V4c par exemple). On pourrait attribuer ce fait à la différence d'action du gypse et de la calcite ; tandis que le premier structure le matériau par éclatement physique (petits agrégats), la deuxième le structure par cimentation (gros agrégats), le gypse et les carbonates de calcium ayant un rôle tampon sur l'action du sodium (HALITIM, 1985).

Cependant, ces résultats nous permettent uniquement de dire que les ensembles d'échantillons, regroupés sur la base de critères morphologiques, sont également marqués par des caractéristiques physico-chimiques particulières, le rôle exact des différents cations échangeables et électrolytes en solutions, étant délicat à établir.

En effet, une caractéristique simple, comme le pourcentage de sodium présent sur le complexe d'échange, n'est comparable entre des échantillons, que pour une même concentration en électrolytes de la solution de sol, car le complexe adsorbant régularise la composition en électrolytes, en intervenant de manière d'autant plus efficace que sa capacité d'échange est élevée. La pédologie expérimentale semble plus apte à fournir des références pour comprendre l'influence des différents sels sur la structuration des matériaux (e.g. HALITIM et al., 1984 ; WILDING et TESSIER, 1988).

De plus il est nécessaire de rappeler que la méthode d'extraction et de détermination des sels solubles utilisée (extraits 1/5) n'est pas toujours adaptée aux sols vertiques, notamment lors de la présence de gypse (RICHARD et GOUNY, 1966 ; SERVANT, 1975).

Enfin, il faut souligner que nos sols présentent, en définitive, de faibles variations de la salinité et sont faiblement salés (la conductivité électrique est toujours inférieure à 5 mS/cm (ou mmho/cm). Il n'y a pas de phénomène d'alcalinisation des sols (le pH est toujours proche de la neutralité), les cations Ca et Mg occupant toujours plus de 60 % et même 80 % des sites d'échanges.

En résumé, on retiendra que les différenciations morphologiques peuvent être relatives à des différenciations d'ordre physico-chimique. Les solutions salines et les conséquences qu'elles peuvent engendrer sur le complexe adsorbant, participent à la structuration des sols et donc à son fonctionnement. La sodicité des sols qui est un des facteurs principaux de la dégradation structurale des sols, se trouve tamponnée, dans les vertisols de la cuvette de DIAWARA, par l'action du gypse et des carbonates de calcium.

2.3 Etude des relations entre l'organisation des sols et leurs caractéristiques physiques

2.3.1 Etude des relations entre l'organisation des sols et leur comportement au retrait

L'analyse factorielle discriminante nous permet, pour les trois horizons (supérieur, médian, profond), de dégager les principales relations existant entre le comportement au retrait des échantillons et leur organisation structurale. Le pourcentage d'échantillons bien classés par l'analyse discriminante, pour les trois horizons, est de 100 % ; il témoigne de la bonne dispersion des échantillons sur les axes principaux de l'AFD.

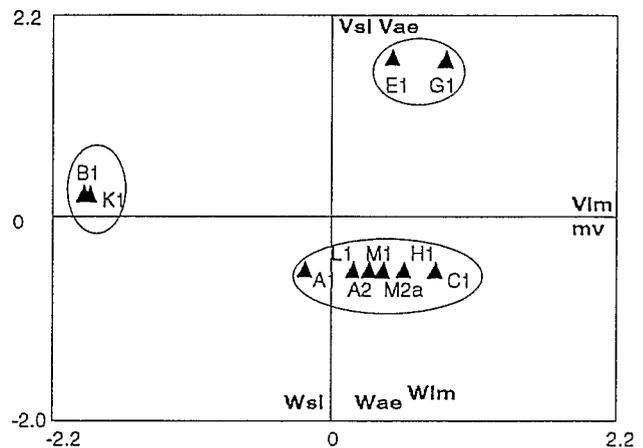
La figure VIII.5 présente les résultats de l'analyse factorielle discriminante réalisée sur l'horizon supérieur. La figure VIII.6 présente des courbes représentatives des différents ensembles d'échantillons des horizons supérieurs. Les résultats et les représentations graphiques des analyses pour les horizons médian et inférieur sont donnés en annexe VIII.3.

L'examen de la contribution des différentes variables caractérisant les courbes de retrait, dans la construction des axes principaux de l'AFD, permet de déterminer leur caractère plus ou moins discriminant. Les échantillons E1 et G1 (échantillons non salés, petits agrégats) s'opposent à l'ensemble des échantillons A1, L1, M1, H1, C1, A2, M2a (échantillons peu salés à complexe légèrement sodique, gros agrégats), par les variables caractérisant les deux phases de retrait normal et résiduel. Les échantillons B1 et K1 (échantillons peu salés, taille d'agrégats intermédiaire) se différencient par les caractéristiques de la masse volumique sèche de la phase solide et le volume massique des échantillons au point de friabilité.

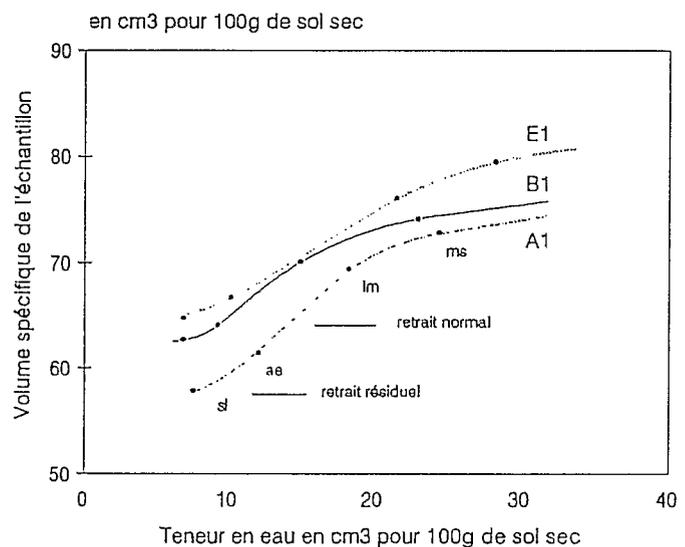
Figure VIII.5 :

Représentation graphique de l'analyse factorielle discriminante réalisée sur les variables "rétractométriques", à partir de la typologie des agrégats, issus du fractionnement des échantillons de l'horizon supérieur. Plan 1,2.

L'axe horizontal et l'axe vertical contribuent réciproquement à 52 et 48 % de l'inertie totale.
 W : teneur en eau ; V : volume massique
 mv : masse volumique sèche
 sl : limite de retrait ; ae : point d'entrée d'air ;
 lm : point de friabilité

**Figure VIII.6 :**

Courbes de retrait de trois échantillons représentatifs des trois ensembles de l'horizon supérieur distingués à partir de la typologie des agrégats.



Les échantillons (E1, G1) présentent une plus forte capacité de gonflement-retrait de la phase argileuse qui s'exprime sur la courbe de retrait par un fort retrait normal. L'ensemble des échantillons (A1, L1, M1, H1, C1, A2, M2a) se différencie, faiblement, par une microporosité et des teneurs en eau légèrement plus élevées, et de faibles volumes macroporaux (tableau VIII.1).

Globalement, les résultats des analyses discriminantes sont positifs, dans les trois horizons, puisque les pourcentages d'échantillons bien classés, par confrontation des groupes d'appartenance (typologie des agrégats) aux groupes d'affectation, sont élevés. Cependant ces résultats sont à nuancer. D'une part, certaines différenciations, notamment dans l'horizon médian, sont moins nettes au niveau du comportement au retrait, en raison de la forte hétérogénéité des courbes de retrait au sein des échantillons d'un même ensemble. D'autre part,

	argile en g pour 100g de sol sec	Volumés poreux mesurés à la limite de retrait en cm ³ pour 100 g de sol sec			Capacité de gonflement de la phase argileuse en cm ³ /100g d'argile	Masse volumique solide en g par cm ³
		Porosité totale	Macroporosité	microporosité		
E1 G1	73	25.2	15.9	9.4 (12,9 g pour 100g d'argile)	0.17	2.58
B1 K1	69	21.2	11.6	9.5 (13, 8 g pour 100g d'argile)	0.12	2.56
A1,L1,M1, H1,C1,A2, M2a	70	20.0	9.9	10.2 (14,6 g pour 100g d'argile)	0.13	2.60

Tableau VIII.1 :

Caractéristiques moyennes des volumes poreux, de la teneur en argile et de la masse volumique solide des différents ensembles d'échantillons de l'horizon supérieur.

L'analyse factorielle souligne le caractère discriminant des dernières phases de retrait des échantillons de vertisols (retrait normal et résiduel), tandis que l'analyse des courbes montre, également, des différenciations pour les premières phases de retrait (retrait structural) (e.g. fig. VIII.6 et 7).

L'interprétation des résultats, en terme strictement numérique est à écarter, en raison du faible échantillonnage par horizon. Nous préférons raisonner sur les grandes tendances par l'étude de cas simples.

La figure VIII.7 présente, conjointement, les courbes de retrait d'échantillons prélevés dans les trois horizons supérieur, médian, inférieur, de trois profils représentatifs d'une évolution saline dans la cuvette, et les distributions dimensionnelles d'agrégats, issus du fractionnement de ces mêmes échantillons.

Le passage du profil E (partie basse de cuvette, sol profond non salé, à agrégats de petite taille) au profil B, puis au profil L (partie haute de cuvette, sol peu profond, salé à complexe sodique, à agrégats de grande taille), est marqué par plusieurs modifications, du comportement physique des échantillons de sol, et de leur organisation structurale. Les figures VIII.7, 8 et 9, montrent l'évolution des différentes caractéristiques physiques, on remarquera que :

- les courbes de retrait sont situées à des volumes spécifiques de plus en plus faibles du profil E vers le profil L : la macroporosité diminue et de façon plus prononcée dans les horizons de profondeur ;

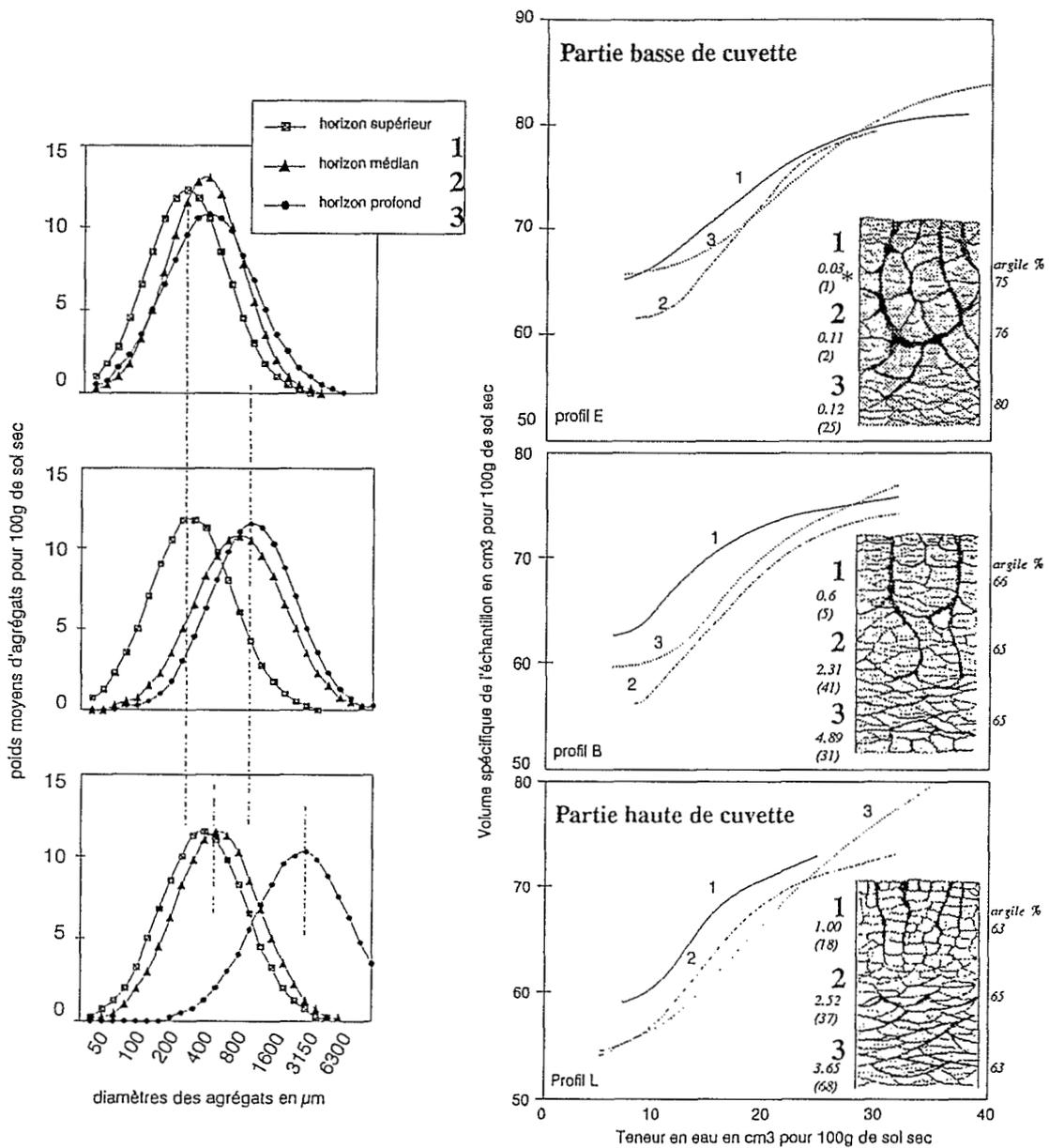


Figure VIII.7 :

Courbes des poids moyens d'agrégats, issus du fractionnement d'échantillons des horizons supérieur, médian, profond, de trois profils de plus en plus salé à complexe sodique, et courbes de retrait des échantillons non remaniés correspondants.

*conductivité électrique en mS/cm (et pourcentage de sodium sur le complexe d'échange (en m. éq. pour 100g)).

- la microporosité diminue dans l'horizon supérieur, mais devient plus forte dans l'horizon de profondeur du profil L. La diminution de la microporosité est en relation avec la baisse de la teneur en argile dans les profils B et L. Mais verticalement au sein des profils, la variation de la microporosité est indépendante de la teneur en argile ;

- la capacité de gonflement-retrait de la phase argileuse diminue sensiblement dans les horizons de surface, mais augmente fortement dans les horizons médian et de profondeur, en étroite relation avec le pourcentage de sodium sur le complexe d'échange. Cette évolution semble induire l'augmentation de la taille des agrégats ;

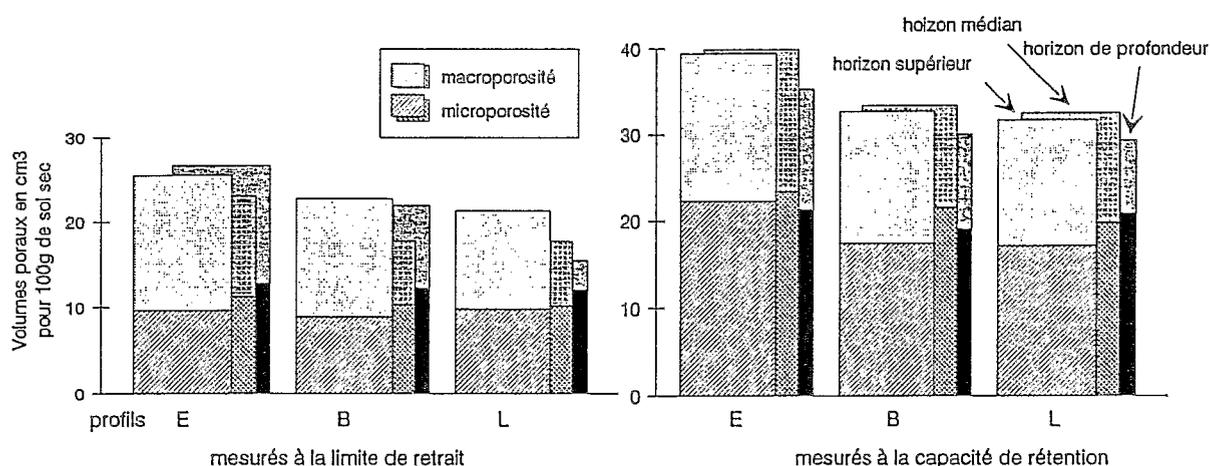


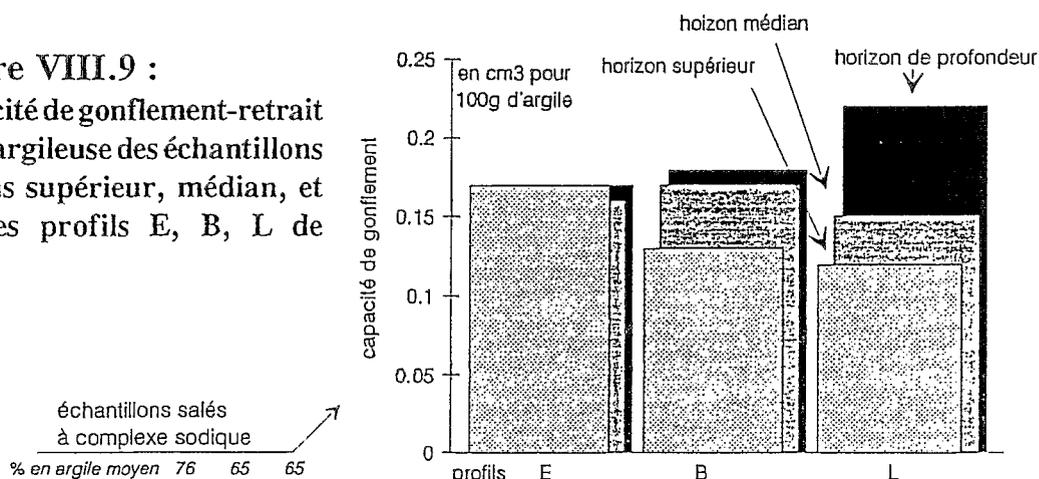
Figure VIII.8 :

Volums poraux mesurés par rétractométrie sur les horizons supérieur, médian, et profond, des trois profils de vertisols E, B, L .

- la pente de la phase de retrait structural augmente dans les horizons médian et de profondeur des échantillons salés à complexe sodique. Elle indique une instabilité structurale de ces échantillons, correspondant à l'affaissement de l'échantillon, saturé en eau : la diminution en eau s'accompagne d'une diminution équivalente de volume.

On retiendra l'existence de relations entre la taille des agrégats et les volumes poraux des échantillons (à teneur en argile équivalente), la taille des agrégats et la capacité de gonflement-retrait de la phase argileuse. En définitive, ce sont les effets conjugués de la teneur en argile, de la salinité des sols et du pourcentage en sodium sur le complexe d'échange qui contrôlent le comportement au retrait des échantillons et leur organisation structurale.

Figure VIII.9 :
Capacité de gonflement-retrait de la phase argileuse des échantillons des horizons supérieur, médian, et profond des profils E, B, L de vertisols.



Une étude de la variabilité du comportement au retrait au sein de deux horizons contrastés a été réalisée, afin d'estimer la fiabilité des mesures.

Nous présentons sur la figure VIII.10 les courbes de retrait de cinq échantillons de l'horizon inférieur du profil A et de cinq échantillons de l'horizon supérieur du même profil. Ce profil dont les caractéristiques physico-chimiques ont été présentées au tableau VII.1 et la microorganisation décrite au chapitre VII, a la particularité d'avoir un profil granulométrique tout à fait homogène, mais de présenter une forte augmentation de la salinité et la sodicité en profondeur. Les échantillons ont été prélevés, au même moment, dans les deux horizons, mais sans protocole précis, de tel sorte que les échantillons, de forme cylindrique, sont placés sous le capteur du rétractomètre sans que leur orientation soit reconnue.

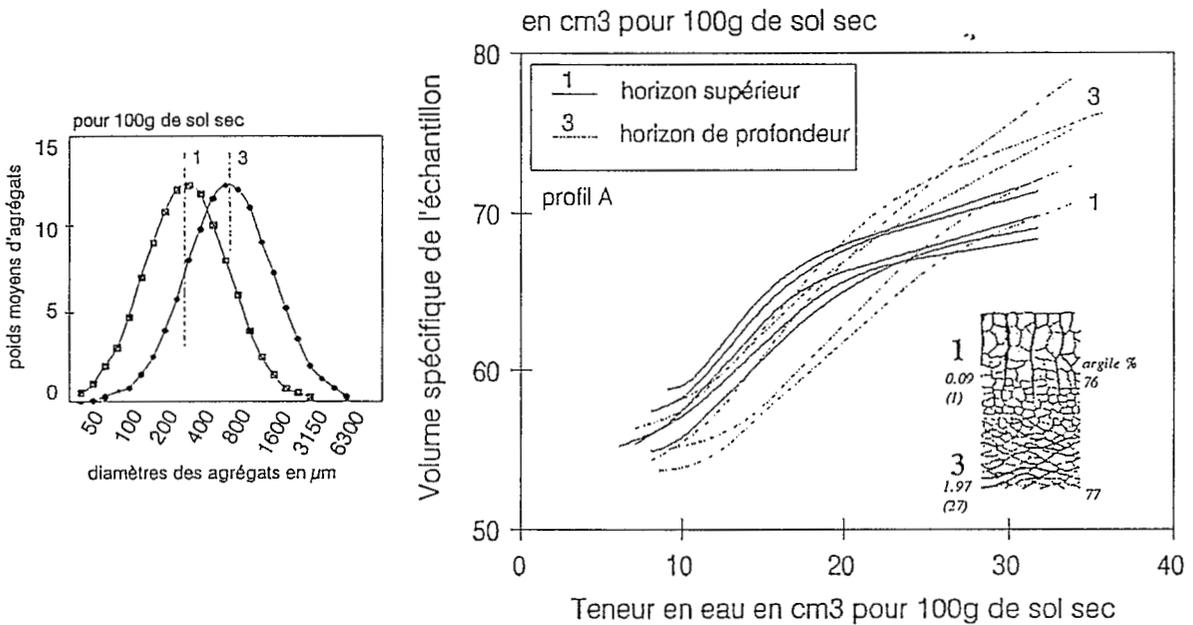


Figure VIII.10 :

Courbes des poids moyens d'agrégats issus du fractionnement de l'horizon supérieur et inférieur du profil A, et courbes de retrait des échantillons non remaniés correspondant. Etude de la variabilité du comportement au retrait au sein d'un même horizon.

**conductivité électrique en mS/cm (et pourcentage de sodium sur le complexe d'échange (m. éq. pour 100g)).*

Les courbes de retrait des échantillons des deux horizons sont fortement individualisées, présentant une similitude de morphologie avec les courbes précédemment analysées. On note, cependant un décalage entre les courbes, mais la forme générale et les caractéristiques des différentes phases du retrait sont les mêmes ; seule la phase de retrait structural présente quelques variations significatives.

Ces variations peuvent résulter :

- soit de la variabilité des caractéristiques structurales au sein des horizons (des modifications latérales, au niveau métrique, ont été observées (échantillons V4P et V4N)) ;

- soit de la taille des échantillons : celle-ci est représentative de l'assemblage des agrégats, c'est-à-dire de la sous-structure, mais pas de l'assemblage des éléments structuraux (mottes, prismes) au niveau de l'horizon ;

- soit de problèmes de manipulations : lors du prélèvement des échantillons (tassement, écrasement de la structure), de leur conservation (déshydratation artificielle), ou lors des différentes phases pour mesurer le retrait des échantillons (saturation excessive et trop brutale des échantillons, mesure de la densité apparente (décalage des courbes au niveau des volumes spécifiques), ...).

COCONNIER (1992) montre la grande variabilité du comportement au retrait d'échantillons prélevés dans de mêmes horizons de vertisols de la cuvette de NIANGA qui est interprétée, en grande partie, par des difficultés d'ordre technique. Des problèmes plus complexes, comme l'isotropie du retrait d'échantillons de vertisol, ont été également soulevés (MICHEL, 1993).

Par l'analyse des données, comme l'avait remarqué COCONNIER (1992), ce ne sont que les variables caractérisant les dernières phases de retrait (normal et résiduel) qui discriminent les ensembles reconnus sur des critères morphologiques (dans notre cas, la typologie des agrégats). Ce sont donc les caractéristiques du système microporal qui s'avèrent être les plus pertinentes pour décrire le comportement au retrait des échantillons de vertisols. En d'autres termes, les caractéristiques physiques des agrégats élémentaires sont en relation avec la structure des vertisols (typologie des agrégats).

Nous montrons également que le comportement au retrait des échantillons est étroitement lié à la salinité des sols, aux pourcentages d'argile et de sodium sur le complexe d'échange, qui sont à la base de la structuration des vertisols (distribution dimensionnelle des agrégats).

Les caractéristiques morphologiques des agrégats issus du fractionnement sont, non seulement révélatrices de l'organisation du sol à plusieurs échelles, mais aussi sont liées également au comportement au retrait du sol et donc à son fonctionnement physico-hydrigue.

2.3.2 Etude des caractéristiques physiques des agrégats par porosimétrie au mercure

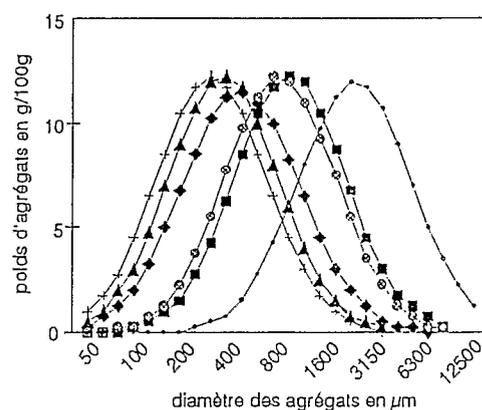
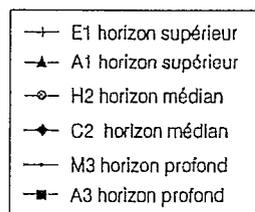
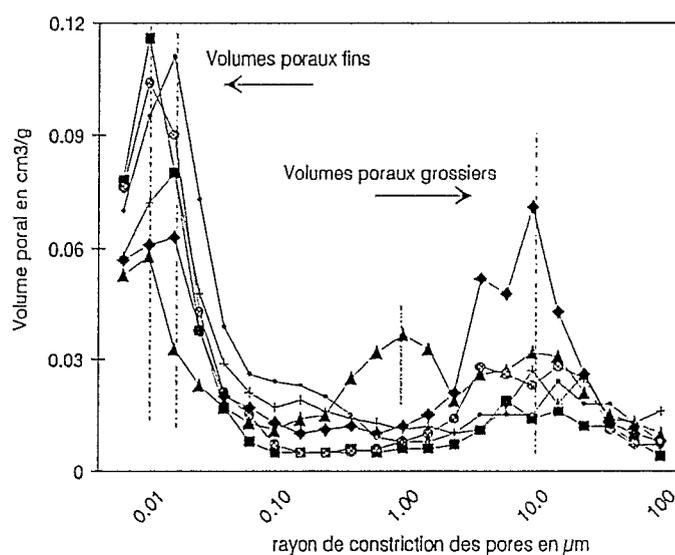
L'étude des caractéristiques physico-chimiques des agrégats a montré l'existence d'associations étroites entre les différents composés chimiques et les constituants secondaires (argile + limon fin), l'homogénéité de la granulométrie fine des différentes classes d'agrégats induisant l'uniformité des caractéristiques chimiques. L'analyse du comportement au retrait des échantillons de sol non remaniés montre que ce sont essentiellement les modalités du retrait du système microporal (phase de retrait normal et résiduel) qui discriminent les échantillons assemblés par des critères morphologiques (distribution dimensionnelle des agrégats). La structuration des vertisols et son fonctionnement physico-hydrigue sont donc étroitement liés aux caractéristiques physiques des agrégats. La porosimétrie au mercure va nous permettre de caractériser la répartition des volumes poraux résultant de l'assemblage des particules primaires à l'intérieur des agrégats, et de l'assemblage formé par les agrégats.

La figure VIII.11 présente les spectres de porosité de six échantillons non remaniés représentatifs de différents niveaux pédologiques et contextes salins. Le tableau VIII.2 donne les principales caractéristiques physico-chimiques de ces échantillons.

Figure VIII.11 :

Spectres poraux de six fragments non remaniés de sol prélevés dans différents horizons et profils de la cuvette de DIAWARA.

Courbes des poids moyens d'agrégats par classe de taille issus du fractionnement des mêmes échantillons.



	argile g pour 100g de sol	Ca en m.éq. pour 100g de sol sec	Mg en m.éq. pour 100g de sol sec	Na	CEC arg en m.éq. pour 100g d'argile	ESP en m.éq. pour 100g de sol	E.C. en mS/cm
horizon supérieur E1	75	13.06	13.28	0.37	34	0.9	0.03
A1	76	13.5	14.71	0.35	47	1.4	0.09
horizon médian H2	73	16.11	19.44	4.57	38	16	0.53
C2	69	13.94	11.43	10.21	36	38	1.27
horizon profond M3	74	11.63	11.91	5.20	31	22	2.42
A3	77	15.76	15.88	9.56	44	27	1.97

CECarg : capacité d'échange cationique de la phase argileuse

ESP : pourcentage de sodium sur le complexe d'échange

E.C. : conductivité électrique

Tableau VIII.2 :

Caractéristiques physico-chimiques des échantillons analysés en porosimétrie au mercure.

Les distributions du volume poral de l'ensemble des échantillons sont bimodales, et quelquefois trimodales. Ces distributions font apparaître, à l'instar des sols ferrallitiques-ferrugineux, l'existence de deux grandes classes de volumes poraux.

Dans le chapitre V, nous avons montré que les pores les plus petits (de l'ordre de 3.75 nm à 0,15 μm) résultent de l'assemblage des particules primaires les plus fines du sol et correspondent, d'une façon générale à la porosité ménagée par le plasma, indépendamment du squelette. Dans le cas des sols ferrallitiques, nous avons pu assimiler cette microporosité à la porosité intra-agrégats (micro-agrégats ou agrégats élémentaires). Pour les vertisols, la valeur modale de cette classe de pores est de 0,001 μm pour les échantillons A1, A3 et H2, et d'environ 0,015 μm pour les échantillons E1, C2 et M3. Contrairement aux sols ferrallitiques, la porosimétrie au mercure ne semble pas intégrer la totalité du volume poral de la phase argileuse des sols. Cette particularité est à relier à la composition minéralogique des sols de la cuvette de DIAWARA qui est constituée d'un mélange d'illites, de kaolinites, mais essentiellement de smectites.

La deuxième classe de pores, correspond à des pores entre 0,15 μm et 100 μm , et présente une valeur modale d'environ 10 μm pour l'ensemble des échantillons. L'échantillon A1 s'individualise par une classe de pores intermédiaires entre 0,15 et 8 μm . Ces volumes poraux, peuvent, de la même manière que pour les sols ferrallitiques, résulter de l'assemblage des agrégats.

On remarque sur la figure VIII. 11, que les échantillons présentant les plus grands volumes microporaux : M3 (0.091 cm³/g), H2 (0,074 cm³/g), et A3 (0,072 cm³/g) sont associés à une taille moyenne élevée des agrégats issus du fractionnement. Tandis que les échantillons présentant les plus faibles volumes microporaux : E1 (0.068 cm³/g), C2 (0.056 cm³/g), A1 (0.047 cm³/g), sont associés à de plus petits agrégats.

On rappellera que les échantillons, M3, A3 et H2 correspondent à des échantillons salés à complexe sodique (tableau VIII.2). La différence de comportement entre l'échantillon H2 et C2 peut être attribuée à la variation des rapports de Ca et Mg échangeable : le magnésium semblant renforcer, l'action du sodium.

La figure VIII.12 présente le spectre poral de l'échantillon A1, ainsi que les spectres des assemblages d'agrégats issus du fractionnement de cet échantillon.

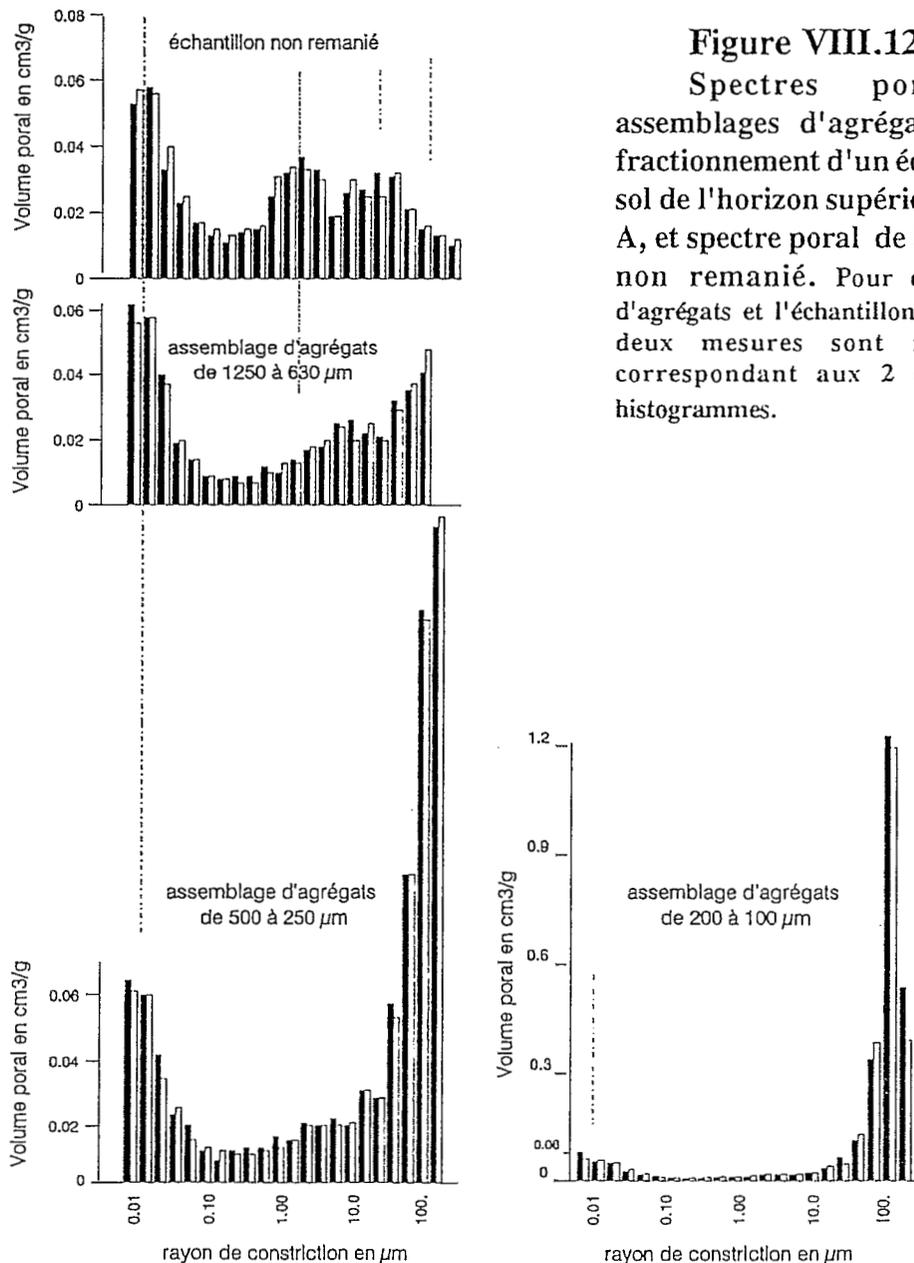


Figure VIII.12 :
Spectres poraux des assemblages d'agrégats issus du fractionnement d'un échantillon de sol de l'horizon supérieur du profil A, et spectre poral de l'échantillon non remanié. Pour chaque classe d'agrégats et l'échantillon non remanié, deux mesures sont représentées, correspondant aux 2 couleurs des histogrammes.

On remarquera que les volumes microporaux mesurés sur les assemblages d'agrégats possèdent exactement les mêmes caractéristiques que ceux mesurés sur échantillons non remaniés. Les assemblages d'agrégats composés uniquement d'agrégats inférieurs à 250 μm , sont caractérisés par un très fort volume macroporal (rayon équivalent supérieur à 80 μm). La classe de pores intermédiaires (valeur modale 3 μm), présente dans l'échantillon non remanié, disparaît dans les assemblages d'agrégats, au profit de pores plus grossiers. Ce fait indique qu'il s'agit de pores résultant de l'assemblage des agrégats, et non de pores intra-agrégats.

En résumé, l'analyse en porosimétrie au mercure, permet de montrer que la classe de pores la plus petite (de 3.75 nm à 0,15 μm) est associée aux volumes poraux des agrégats élémentaires (inférieur à 250 μm). Le comportement au retrait des sols, et son organisation en agrégats, sont donc liés à l'espace poral ménagé par les particules primaires du sol dans des micro-agrégats, correspondant à des éléments structuraux naturels des premiers niveaux d'organisation du sol.

2.4 Conclusions

L'étude des différents niveaux d'organisation structurale des vertisols, montre qu'il existe une série de relations génétiques et fonctionnelles.

La distribution dimensionnelle des agrégats issus du fractionnement, est révélatrice de la microorganisation des vertisols, mais également de l'organisation structurale des profils de sols, et quelque-fois même de la distribution des sols au sein de la cuvette.

L'étude des relations entre l'organisation des sols et leurs caractéristiques physico-chimiques montre que les solutions salines et le complexe adsorbant des argiles, participent à la structuration des sols. Ce sont la capacité d'échange de l'argile, le pourcentage en sodium sur le complexe d'échange, la proportion de Ca échangeable par rapport au Mg échangeable, la concentration et la nature des électrolytes en solution qui, à teneur en argile constante, affectent la structuration des sols vertiques de la cuvette de DIAWARA. En accord avec DEXTER et CHAN (1991), on montre que le cation Mg lorsqu'il est en proportion supérieure à Ca, renforce l'action du sodium, en favorisant l'augmentation de la taille moyenne des agrégats, et en accentuant le faciès verticale des éléments structuraux au niveau de l'horizon. La sodicité des sols se trouve tamponnée dans les vertisols de la cuvette de DIAWARA par l'action cumulée, mais différente, du gypse et des carbonates de calcium.

La distribution dimensionnelle des agrégats issus du fractionnement s'avère également liée aux caractéristiques physico-chimiques des vertisols, et en particulier aux caractéristiques salines des sols. L'étude des relations entre l'organisation des sols et leurs caractéristiques physiques semble montrer que ce sont les caractéristiques du système microporal qui détermine, en partie, le comportement au retrait des échantillons.

La distribution dimensionnelle des agrégats issus du fractionnement semble dépendre avant tout des caractéristiques de l'arrangement des particules primaires fines au sein des agrégats, et influe sur le comportement physico-hydrigue des sols.

3 CONCLUSIONS

Les relations entre les caractéristiques des agrégats issus du fractionnement, avec les autres niveaux d'organisation structurale des vertisols (horizon, profil), et avec les caractéristiques physico-chimiques et physico-hydrigues des sols ont été analysées par l'étude d'une part de l'ensemble des données au niveau de chaque horizon, et d'autre part d'échantillons représentatifs de micro-séquences d'évolution structurale.

Nous avons déterminé les variables qui apparaissent les plus objectives et les plus discriminantes au niveau morphologique, physico-chimique et physique, et tenté d'extraire les facteurs de la structuration et du comportement au retrait des vertisols, à différentes échelles.

Les principaux facteurs de structuration et de différenciation des vertisols agissent, en définitive, directement sur l'arrangement des particules primaires au sein des agrégats. La modification des propriétés des vertisols correspond à un changement du spectre microporal et de la capacité de gonflement-retrait des argiles.

Tout se passe comme si l'organisation et le comportement des particules argileuses contrôlent la microorganisation des vertisols en agrégats et de proche en proche l'organisation structurale au niveau même du profil.

Les caractéristiques de la garniture cationique des argiles, la concentration et la nature des électrolytes en solutions sont, dans le cas de la cuvette de DIAWARA, les facteurs essentiels de la structuration et du fonctionnement hydrigue des vertisols. Pour une salinité et une teneur en argile équivalentes, c'est en particulier la teneur en sodium, et le rapport Ca/Mg sur le complexe d'échange, qui contrôlent la porosité et la capacité de gonflement-retrait de la phase argileuse, et ainsi les propriétés physiques des agrégats.

Ces résultats sont en accord avec les principaux travaux expérimentaux et montrent le rôle déterminant de l'organisation de la phase argileuse sur les propriétés des sols (e.g. RIMMER et GREENLAND, 1976 ; RAHMAN et ROWELL, 1979 ; TESSIER, 1984 ; HALITIM et al., 1984 ; LITTLE et al., 1992).

Conclusions de la quatrième partie :

Dans cette quatrième partie, nous nous sommes intéressés à l'organisation structurale et au fonctionnement physico-hydrique de vertisols d'une petite cuvette de décantation de la région du Fleuve Sénégal.

Nous avons, tout d'abord, identifié et décrit les différents niveaux d'organisation structurale des vertisols, à différentes échelles d'investigation. D'aspect homogène, au niveau d'une cuvette de 200 ha, les vertisols sont en réalité, au niveau du profil de sol, un milieu beaucoup plus complexe, composé de l'emboîtement hiérarchisé d'éléments structuraux de plus en plus petits, depuis les prismes métriques aux assemblages plasmiques. La taille, la forme et la netteté des différents éléments structuraux varient selon les sites, la profondeur de prélèvement, les propriétés physico-chimiques et l'état hydrique des sols.

Nous avons montré que le fractionnement en agrégats, suivant le protocole proposé au chapitre IV, permet de séparer des éléments structuraux naturels correspondant aux premiers niveaux d'organisation de ces sols. Plus que la taille, la forme ou la constitution, ce sont les traits pédologiques particuliers qui permettent d'identifier les agrégats (microfaces de glissement soulignées par des stries biréfringentes).

Contrairement aux sols ferrallitiques, ce sont des organisations qui ont une faible pérennité dans le temps, en raison de la constante homogénéisation des vertisols, qui est révélée par l'inexistence de différenciation analytique entre les agrégats, par les caractéristiques masépiques et vosépiques des assemblages plasmiques, et, au niveau des horizons, par des lentilles de glissements décimétriques caractéristiques des faciès vertiques.

Dans la cuvette de DIAWARA, la géomorphologie et le régime hydrique, jouent un rôle primordial dans l'édification des sols. La topographie de la cuvette contrôle la circulation et la qualité des eaux qui traversent les sols : le sédiment est soumis, en profondeur, à l'action d'une nappe redistribuant les sulfates et les chlorures dans les sols ; en fin d'hivernage, le débordement du fleuve Sénégal induit, par alimentation en eaux, l'inondation des zones basses de la cuvette et la redistribution latérale des sels solubles, conduisant au dessalement d'une partie des sols.

Nous avons cherché à préciser les facteurs d'organisation des sols vertiques, en étudiant les relations entre les différents niveaux d'organisation et les propriétés physico-chimiques et physico-hydrauliques des vertisols. Afin d'analyser plus particulièrement l'influence de la salinité des sols, nous avons choisi d'étudier, comme site de référence, une séquence de sols, dont la nature texturale, minéralogique et organique pouvait être considérée comme relativement homogène.

La structuration de sols constitués essentiellement d'argiles gonflantes résulte, en partie, de contraintes essentiellement latérales dans le sol, engendrées par l'hétérogénéité hydrique et la pression pédostatique du sol. Ces contraintes induisent des discontinuités, des hétérogénéités, des anisotropies par rupture et cisaillement, et conduisent au réarrangement des particules primaires du sol.

Il apparaît que tout changement des conditions de milieu entraîne un déséquilibre des organisations élémentaires, et de proche en proche de tous les niveaux d'organisation. Les principaux facteurs de structuration et de différenciation des vertisols, semblent agir directement sur l'arrangement des particules primaires du sol. Ce seraient donc l'organisation et le comportement des particules argileuses qui déterminent, en partie, la structure des vertisols et leurs propriétés physico-hydrauliques des vertisols. Les agrégats identifiés en micromorphologie et séparés par fractionnement, correspondent aux premiers niveaux d'organisation des vertisols, dans le sens où ils sont formés par l'assemblage de ces particules primaires, indépendamment du squelette, et séparés par des traits pédologiques particuliers.

Dans le cas de la cuvette de DIAWARA, les caractéristiques de la garniture cationique des argiles, la concentration et la nature des électrolytes en solution sont les facteurs de la structuration et du fonctionnement hydrique des vertisols. Le pourcentage de calcium, et le rapport Ca/Mg sur le complexe d'échange, contrôlent la géométrie de la phase solide, et ainsi, la porosité et la capacité de gonflement-retrait de la phase argileuse, et donc les propriétés physiques des agrégats. Le cation Mg lorsqu'il est en proportion supérieur au Ca, renforce l'action du sodium, en favorisant l'augmentation de la taille moyenne des agrégats, et en accentuant le faciès vertical des éléments structuraux au niveau de l'horizon.

La qualité des eaux traversant les sols joue donc un rôle important dans la structuration et le fonctionnement de ces vertisols. La sodicité des sols se trouve tamponnée, dans les vertisols de la cuvette de DIAWARA, par l'action cumulée du gypse et des carbonates de sodium. La distribution dimensionnelle des agrégats issus du fractionnement, apparaît être révélatrice de l'organisation de ces sols, à différentes échelles, et donc de leurs caractéristiques physico-chimiques et physico-hydrauliques. Elle peut être un indicateur de la dégradation de ces sols dans le sens où ceux-ci sont sensibles à tout déséquilibre. L'équilibre hydrique actuel de la cuvette

de DIAWARA, empêche toute évolution des sols vers la voie alcaline, mais on peut se demander ce qu'il en adviendrait, si la cuvette était aménagée sans tenir compte des processus naturels de dessalement et de drainage des sols.

Dans notre étude le rôle du fer a été négligé en raison de l'absence de réelle faciès d'hydromorphie, mais il faut cependant rappeler qu'il est présent en quantité non négligeable dans les vertisols de la cuvette de DIAWARA.

MICHEL (1993) compare deux faciès structuraux latéraux, vertiques et prismatiques, de sols argileux du sud de la France, et montre que les conditions d'hydromorphie, ainsi que des circulations hydriques particulières peuvent induire la déferrisation des argiles. Cette déferrisation qui provoque la désolidarisation des particules argileuses, est interprétée comme étant à l'origine de l'amplification du gonflement des argiles et *in fine* du faciès structural vertique. Soulignons que l'auteur montre, par analyse en microscopie électronique à transmission, que dans les zones affectées par le cisaillement (faciès vertique), la taille des particules argileuses diminue considérablement par rapport au fond matriciel. On ne peut s'empêcher de faire le rapprochement avec l'augmentation de la microporosité et de la capacité de gonflement des argiles mesurées dans les horizons de profondeur et plus particulièrement sodiques de la cuvette de DIAWARA. Une étude plus détaillée, au niveau des particules argileuses, par microscopie électronique, permettrait de préciser les modalités de réarrangement des particules argileuses et de montrer s'il y a, également, diminution de la taille des particules argileuses, et d'étudier le rôle des associations fer-argile.

Les résultats obtenus sur l'organisation et le fonctionnement hydrique des vertisols, présentent certaines convergences avec les sols ferrallitiques-ferrugineux, précédemment étudiés. Dans les deux cas, la microorganisation des sols peut être analysée et quantifiée par l'intermédiaire des distributions dimensionnelles des agrégats issus du fractionnement.

La synthèse nous permettra d'opposer ces deux types de sols tropicaux, en soulignant les similitudes et les divergences quant à leur fonctionnement physico-hydrique et leur différenciation structurale.

Nous discuterons de la notion d'"agrégat fonctionnel" proposée par BRAUDEAU dès 1988, et plus généralement, de l'intérêt de travailler au niveau des éléments structuraux naturels constitutifs des premiers niveaux d'organisation des sols.

Cinquième partie

SYNTHESE ET DISCUSSION GENERALE

Cette cinquième partie a pour objectif de rassembler l'ensemble des résultats obtenus dans ce travail, et nous amène à réfléchir sur l'importance et le rôle de l'organisation en agrégats sur les propriétés physiques du sol.

La notion "d'agrégat fonctionnel" proposée par BRAUDEAU (1988), dans sa représentation conceptuelle du sol, est-elle cohérente avec ce que l'on observe ou mesure par les différentes approches mises en oeuvre dans ce travail ? L'organisation de la phase argileuse apparaît déterminante sur les propriétés des sols ferrallitiques-ferrugineux et vertiques ; l'organisation des agrégats, telle qu'elle a été décrite dans ce travail, est-elle également importante ? Qu'apporte l'identification et la caractérisation de ce niveau d'organisation structurale à la compréhension d'une séquence pédologique ? Qu'implique son existence en terme de fonctionnement hydrique du sol ?

Telles sont les principales questions que nous nous sommes posés tout au long de notre recherche. Dans cette dernière partie, nous tenterons d'apporter des éléments de réponse à ces questions, à partir des principaux résultats de ce travail.

1 COMPLEMENTARITE ET APPORTS DES APPROCHES MORPHOLOGIQUE ET PHYSIQUE

Nous avons étudié deux séquences de sols tropicaux du Sénégal, très contrastées tant sur le plan minéralogique que structural : une toposéquence de sols ferrallitiques-ferrugineux de Basse-Casamance et une cuvette de sols alluviaux, essentiellement vertiques de la région du Fleuve Sénégal. Pour répondre à nos objectifs, nous avons choisi d'associer une caractérisation morphologique (micromorphologie, analyse d'images) à des analyses physiques (porosimétrie au mercure, analyse des courbes de retrait) et physico-chimiques du sol, tout en proposant et validant une nouvelle méthode de fractionnement, destinée à séparer les éléments structuraux correspondant aux premiers niveaux d'organisation du sol.

Tout en résumant les principaux résultats de ce travail, on peut discuter de l'intérêt, de la complémentarité et de la cohérence des différentes approches.

1.1 Fractionnement en agrégats

Les agrégats issus du fractionnement des échantillons de sols sont des agrégats élémentaires ou des assemblages d'agrégats élémentaires. Les "agrégats élémentaires" ont été définis, par analogie à la notion de "ped primaire" de BREWER (1964), et à partir de l'observation micromorphologique, comme étant des volumes relativement homogènes formés uniquement de l'assemblage des particules primaires les plus fines du sol, indépendamment du squelette (quartz de la taille des limons grossiers aux sables), et séparés entre eux par des traits pédologiques particuliers.

La distribution dimensionnelle des agrégats issus du fractionnement est apparue comme une caractéristique spécifique de l'organisation des sols tropicaux étudiés. La distribution dimensionnelle des agrégats permet en effet de :

- distinguer les différents horizons AB, B1 et B2 des sols ferrallitiques d'une part, les sols ferrallitiques des sols ferrugineux d'autre part. Les sols ferrugineux se différencient nettement des sols ferrallitiques par un nombre beaucoup moins élevé d'agrégats, la quasi-absence de macro-agrégats, et l'abondance de sables libres. De même, dans les sols ferrallitiques, les horizons AB et B1 se différencient de l'horizon B2 par une diminution des agrégats, principalement des macro-agrégats, et une augmentation des sables libres ;

- différencier les différents horizons et profils de vertisols. Les agrégats sont, en général, plus grands et lenticulaires dans les horizons profonds que dans les horizons supérieurs, mais les caractéristiques dimensionnelles des agrégats dépendent également des caractéristiques physico-chimiques, et en particulier salines des sols. Ainsi, plus les échantillons sont salés, et notamment sodiques, plus les agrégats sont grands et de taille hétérogène. Une plus grande proportion de Ca sur le complexe d'échange semble favoriser, au contraire, la diminution de la taille des agrégats.

Dans les sols ferrallitiques, on distingue (par étude micromorphologique et par analyse des caractéristiques physico-chimiques des agrégats) des micro-agrégats (ou agrégats élémentaires) et des macro-agrégats : les premiers sont de petite taille, d'environ 50 à 200 μm et sont très argileux, les autres sont de plus grande taille : de 250 μm à quelques millimètres, et sont beaucoup moins argileux. Les macro-agrégats sont formés par l'assemblage de micro-agrégats et de quartz de la taille des limons grossiers aux sables. Nous montrons également que, indépendamment du type de sol, ce sont la granulométrie du sol et la loi d'assemblage physique des particules qui contrôlent, avant tout, la répartition des différentes fractions granulométriques

et par là-même de la plupart des composés chimiques, au sein des différentes classes de taille d'agrégats. L'absence de différenciation analytique entre les classes d'agrégats des sols vertiques relève de leur spécificité granulométrique, mais également minéralogique, celle-ci favorisant l'homogénéisation régulière des constituants par les mouvements internes du sol lors des cycles d'humectation-dessiccation.

1.2 Analyse micromorphologique

L'apport de la micromorphologie dans ce travail s'est avéré essentiel, dans la mesure où l'étude de lames minces de sol a permis de valider, en partie, la méthode de fractionnement en agrégats proposée, mais également de décrire la microorganisation de différents échantillons représentatifs d'une séquence de transformation de sols ferrallitiques en sols ferrugineux, et de deux horizons caractéristiques d'un profil de sol vertique.

Les agrégats issus du fractionnement présentent les mêmes caractéristiques morphologiques que les agrégats observés dans des échantillons non remaniés. Mais en dehors des critères de taille et de forme, c'est l'existence de traits pédologiques caractéristiques (des "cutanes" suivant la définition de BREWER (1960)), soulignant l'individualité des agrégats, qui atteste de la validité du protocole de fractionnement.

Dans les sols ferrallitiques, les agrégats élémentaires sont délimités, nettement, par un liseré d'argile orientée (biréflingent) plus clair que le plasma à l'intérieur des agrégats. Dans les vertisols, les agrégats sont individualisés par des séparations plasmiques résultant de contraintes mécaniques : ce sont, suivant la nomenclature de BREWER (1960), des "stress-cutans". Ces cutanes sont fines et difficiles à observer, mais sont associées à une orientation striée du plasma sub-cutanique (assemblage masépique).

Dans les deux types de sols, il n'y a pas de concentration mais seulement réorganisation des constituants au niveau des cutanes. Ces différenciations en agrégats sont donc essentiellement structurales, par orientation du plasma argileux. Mais BRUAND (1985) montre, sur un sol argileux gonflant, que cette séparation plasmique peut s'accompagner d'une évolution de la composition chimique avec appauvrissement en silicium et fer. CAMBIER (1986), qui effectue une caractérisation physico-chimique des micro-agrégats et nodules de sols ferrallitiques, ne mesure pas une telle différenciation chimique, mais ne l'exclut pas.

Ces traits pédologiques montrent que les agrégats des sols ferrallitiques-ferrugineux de la toposéquence de YABONE, semblent être issus de processus de microstructuration (e.g. MULLER, 1977 ; BITOM et VOLKOFF, 1991). Dans le cas des vertisols de la cuvette de DIAWARA, c'est également un processus de séparation plasmique, mais c'est plus un "découpage physique" du sol qu'une réelle individualisation pédogénétique, en raison de la

constante homogénéisation de ces sols.

Le passage des sols ferrallitiques aux sols ferrugineux s'exprime essentiellement par la modification de leur assemblage plasmique. L'assemblage porphyrosquelique archétypique des horizons B2 de sols ferrallitiques évolue en un assemblage aggloméroplasmique et, par plages localisées, en un assemblage intertextique : les macro-agrégats (de 250 μm à quelques millimètres) formés de l'assemblage plus ou moins compact de micro-agrégats et de quartz, ont quasiment disparu ; les micro-agrégats (d'environ 30 à 200 μm) sont moins nombreux et apparaissent fragilisés.

Les horizons supérieur et profond de vertisols se différencient par le nombre, la taille, la forme, des agrégats constitutifs du sol et les caractéristiques de l'assemblage plasmique. Dans l'horizon profond, les micro-faces de glissement, la forme lenticulaire des agrégats, et l'accentuation des caractères masépiques et vosépiques du plasma suggèrent l'existence de contraintes mécaniques à l'échelle de ces éléments structuraux.

1.3 Analyse d'images

En complémentarité de l'étude micromorphologique, l'analyse d'images de lames minces d'échantillons de sol, permet de décrire qualitativement et quantitativement une partie des surfaces porales ménagées par l'assemblage des agrégats, à différents états hydriques. Ainsi, le passage des sols ferrallitiques aux sols ferrugineux, dans la toposéquence de YABONE, s'exprime par une augmentation forte de la macroporosité, correspondant à l'ouverture et l'interconnexion des pores les plus grossiers, et non à une création de nouveaux pores. L'analyse des surfaces porales permet également de montrer que les sols ferrallitiques ont un comportement rigide par rapport à l'eau, tandis que les sols ferrugineux sont beaucoup plus réactifs (on mesure un doublement de la surface porale des échantillons de sols ferrugineux entre $pF=1$ et $pF=6$).

Soulignons que la validité des approches morphologiques dépend d'abord de la préparation des échantillons de sols (prélèvement, échange eau-acétone, induration, fabrication de lame mince), puis du choix des paramètres descriptifs pour l'analyse d'images, et du seuillage des surfaces porales.

1.4 Porosimétrie au mercure

La porosimétrie au mercure détermine la distribution du volume poral en fonction de la taille des pores, pour des rayons équivalents compris entre 3,75 nm et 100 μm .

Les sols ferrallitiques, ferrugineux et les différents vertisols présentent des caractéristiques porales spécifiques ; néanmoins, on observe une certaine convergence dans le sens où ils présentent tous une répartition bimodale du volume poral. La première classe de pores, de taille comprise entre 3,75 nm et 0,15 μm , résulte de l'assemblage des particules primaires les plus fines du sol, indépendamment du squelette, et semble correspondre à la porosité intra-micro-agrégats, et d'une façon générale à la porosité ménagée au sein du plasma. La deuxième classe de pores entre 0,15 et 100 μm résulte de l'assemblage des agrégats et des sables libres.

Le passage des sols ferrallitiques aux sols ferrugineux s'accompagne, dans les horizons B2, d'une forte augmentation de la macroporosité (de l'ordre de 30 %) et d'une forte diminution de la microporosité, de l'ordre de 60% pour l'échantillon total, et de 12% pour la phase argileuse. Dans les sols vertiques, les différenciations structurales engendrées par des variations de la salinité des sols, s'accompagnent également d'une modification des caractéristiques des volumes poreux, et plus particulièrement microporeux (volume et valeur modale des rayons de pores).

La porosimétrie au mercure permet de mesurer le volume poral ménagé au sein des agrégats élémentaires et partiellement par leur assemblage, mais il faut être conscient que cette mesure correspond à l'organisation d'un fragment de sol déshydraté à 105°C, et dont le volume n'excède pas 1cm³.

1.5 Rétractométrie

La rétractométrie permet quant à elle, sous certaines hypothèses, de quantifier, à tout état hydrique, le volume massique de l'échantillon de sol, ainsi que les teneurs en eau et en air de deux systèmes de porosité (macro et micro). Contrairement à la porosimétrie au mercure, la rétractométrie mesure des volumes poreux sur un système dynamique, à toute teneur en eau, et sur des échantillons d'une centaine de cm³.

Le passage des sols ferrallitiques aux sols ferrugineux s'exprime là encore par une augmentation du volume macroporal, et par une diminution du volume microporal, mais également par un changement brutal du comportement physique du sol. La capacité de gonflement et de retrait de la phase argileuse devient deux à trois fois plus importante dans les sols ferrugineux. Mais le retrait global des échantillons ferrugineux est trois fois moins important dans les sols ferrugineux que dans les sols ferrallitiques. Les horizons de surface (AB

et B1) ont un volume macroporal et une capacité de gonflement-retrait de la phase argileuse plus élevés que l'horizon B2 archétypique de l'organisation micro-agrégée des sols ferrallitiques rouges et présentent, dans ce sens, des propriétés qui les rapprochent des sols ferrugineux.

Sur la base des teneurs en eau et volumes massiques aux différents points caractéristiques de la courbe de retrait d'échantillons de vertisols, nous avons pu établir des typologies de comportement au retrait. Ainsi, l'étude des relations entre l'organisation des sols vertiques et les caractéristiques physiques des échantillons de sol montre que le système microporal détermine, en partie, le comportement au retrait des échantillons.

L'analyse de la courbe de retrait permet également de décrire la forme et les caractéristiques des différentes phases de retrait. Par exemple, la pente de la phase de retrait structural permet d'apprécier la stabilité de la structure de l'échantillon au début du retrait ; celle-ci semble d'autant plus faible, dans les vertisols de la cuvette de DIAWARA, que le pourcentage de sodium sur le complexe d'échange de l'argile est élevé, à une conductivité électrique et teneur en argile comparables.

La comparaison avec les résultats obtenus sur des systèmes dynamiques et figés est délicate ; néanmoins en accord avec les travaux de BRAUDEAU et BRUAND (1993), nous montrons que les volumes microporaux mesurés à l'état sec (à la limite de retrait en rétractométrie et à 105°C en porosimétrie au mercure) ne sont pas significativement différents pour les sols ferrallitiques-ferrugineux. Pour les vertisols, la comparaison des volumes microporaux est plus difficile car la déshydratation à 105°C des smectites peut entraîner un rapprochement des feuillets plus important qu'à la limite de retrait puisque celle-ci n'est souvent pas strictement atteinte avec des vertisols, et surtout qu'une partie du volume microporal (pores de taille inférieure à 3,75 nm) n'est pas prise en compte en porosimétrie au mercure.

Le volume microporal, mesuré par injection de mercure, est ménagé par l'assemblage des particules primaires fines, indépendamment du squelette. De ce fait l'"agrégat fonctionnel" du modèle conceptuel proposé par BRAUDEAU (1988), correspond à l'agrégat élémentaire tel qu'il a été défini dans ce travail, et au micro-agrégat observé en micromorphologie.

Nous avons vu par ailleurs que la correspondance entre les volumes macro-poraux (ou inter-agrégats) mesurés en rétractométrie et porosimétrie au mercure, pose problème. En effet, en dehors des différences d'état hydrique, les échantillons utilisés en rétractométrie sont environ 50 à 100 fois plus grands que ceux utilisés en porosimétrie au mercure, d'autre part la porosimétrie au mercure ne prend en compte que les pores de taille comprise entre 3,75 nm et 100 μm . Nous montrons qu'il est possible de les comparer en intégrant les volumes macroporaux non pris en compte en porosimétrie au mercure (taille supérieur à 100 μm), grâce à la mesure

de la masse volumique totale des fragments de sol analysés en porosimétrie au mercure. Cependant cette comparaison a peu de valeur pour les sols vertiques. En effet il est bien connu que le volume poral mesuré est d'autant plus élevé que l'échantillon est volumineux et englobe, de ce fait, d'avantage de niveaux d'organisation (STENGEL, 1979).

1.6 Conclusions

Toutes les méthodes employées sont complémentaires dans le sens où elles ne reposent pas sur les mêmes principes et ne sont pas effectuées sur les mêmes échantillons (taille et état hydrique variables).

Selon les méthodes, et leurs échelles d'investigations, on a pu identifier et caractériser, soit l'arrangement des particules (plasma intra-agrégats, agrégats, assemblages d'agréats) qui constituent l'échantillon de sol, soit l'espace poral qui en résulte (intra et inter-agrégats). La confrontation des approches morphologique et physique permet de valider la méthode de fractionnement en agrégats proposée dans ce travail, dans le sens où toutes les informations, obtenues par les différentes méthodes, reconnaissent directement ou indirectement l'organisation en agrégats des échantillons de sols étudiés.

2 LE RÔLE DETERMINANT DE LA PHASE ARGILEUSE

Le rôle prépondérant de la phase argileuse sur l'organisation et le comportement physique du sol est confirmé, aussi bien dans les sols ferrallitiques-ferrugineux de la toposéquence de YABONE, que dans les vertisols de la cuvette de DIAWARA.

2.1 Séquence de sols ferrallitiques-ferrugineux

Dans ce travail, il est apparu que la propriété caractérisant le mieux la transformation d'un sol ferrallitique en un sol ferrugineux est la capacité de gonflement et de retrait de la phase argileuse. Cette propriété est mesurée par rétractométrie et ses conséquences sont évaluées par l'analyse d'images (développement des fissures). On montre que cette modification des propriétés de la phase argileuse n'est pas due à une transformation minéralogique des argiles : il n'y a pas néoformation d'argiles gonflantes (analyse des diffractogrammes RX) et/ou réarrangement des argiles (constance de la taille modale des micropores mesurée par porosimétrie au mercure). Le passage des sols ferrallitiques aux sols ferrugineux s'accompagne

d'une augmentation de la capacité d'échange de la phase argileuse et d'une diminution forte de la teneur en oxydes et oxy-hydroxydes bien cristallisés ($\text{fer}_{\text{CBD}}-\text{fer}_{\text{Ox}}$) et des formes d'aluminium qui leur sont associées. Dans ce sens, et en s'appuyant sur les travaux de CHAUVEL (1977), et de KALOGA (1990), on en déduit que le rétablissement de l'activité des argiles résulte de la dissociation des complexes kaolinite-fer, dont le gonflement (mesuré par rétractométrie) et la dispersibilité (observée lors du fractionnement à différents états hydriques) en sont des manifestations.

Cette modification, au niveau des particules argileuses, engendre tout un processus de réorganisation structurale : dislocation des macro-agrégats puis des micro-agrégats, dispersion des argiles, transformation d'un assemblage porphyrosquelique en un assemblage aggloméroplasmique. Il en résulte un changement des propriétés physiques du sol lié à l'augmentation de la macroporosité et de la capacité de gonflement des argiles.

2.2 Séquences de vertisols

Les principaux facteurs de structuration et de différenciation des vertisols de la cuvette de DIAWARA, en dehors des contraintes hydriques et mécaniques, sont d'une part la garniture cationique des argiles, et d'autre part la concentration et la nature des électrolytes en solution.

Pour une salinité et une teneur en argile équivalentes, ce sont en particulier la teneur en sodium, et le rapport Ca/Mg, sur le complexe d'échange qui semblent contrôler la géométrie de la phase argileuse (caractérisée en porosimétrie au mercure), la capacité de gonflement de la phase argileuse (évaluée en rétractométrie) et les caractéristiques de l'organisation de la phase argileuse en agrégats (observées en microscopie optique et quantifiées par l'étude des distributions dimensionnelles d'agrégats issus du fractionnement).

2.3 Conclusions

Ainsi, un réarrangement des assemblages de particules argileuses peut être provoqué par des facteurs externes (facteurs mécaniques et hydriques) (e.g. KEMPER et ROSENAU, 1984 ; WILDING et TESSIER, 1988), ou par une modification des propriétés de surface des particules (association des cations échangeables, des ions ferrique et aluminique avec l'argile) ou une cimentation, un pontage des cristallites argileux (association fer/aluminium-argile) (e.g. CHAUVEL et al., 1976 ; ROBERT et al., 1983 ; ROBERT et TESSIER, 1985).

En définitive, tout ce qui peut contribuer à modifier les caractéristiques des surfaces des particules argileuses, ou de leur arrangement, modifie l'organisation et le comportement des sols. TESSIER (1984) estime ainsi que le comportement des argiles doit être relié à la taille et

à l'arrangement des particules : c'est ce niveau d'organisation du sol (cristallites, et domaines argileux) que l'on doit particulièrement prendre en compte, d'autant que l'essentiel de l'eau se trouve effectivement dans les pores interparticulaires.

3 LE RÔLE DETERMINANT DE L'ORGANISATION DES AGREGATS

La seule prise en compte de l'assemblage élémentaire des particules d'argile n'est pas cependant suffisante pour comprendre le fonctionnement physique du sol ; l'organisation des agrégats joue un rôle considérable.

Ainsi, l'arrangement des particules d'argiles ne peut seul rendre compte du fonctionnement hydrique du sol aux faibles énergies de rétention de l'eau ; il faut en effet prendre en compte toutes les discontinuités structurales du sol, pour analyser la circulation de l'eau en condition quasi-saturée (CURMI, 1988).

De la même façon, la courbe de retrait de la phase argileuse, mesurée sur des échantillons d'argile purifiée (TESSIER, 1984), sur de petits agrégats micrométriques de sol (BRUAND et PROST, 1987), ou bien encore calculée à partir des données de la courbe de retrait globale de l'échantillon de sol (BRAUDEAU et BRUAND, 1993), permet de déduire les caractéristiques intrinsèques de l'argile seule, et ne prend pas en compte l'ensemble des caractéristiques structurales des sols d'où les échantillons sont extraits. La capacité de gonflement-retrait de la phase argileuse (évaluée en rétractométrie) n'est pas suffisante à elle seule pour expliquer les propriétés physiques globales des sols. Ainsi, nous avons montré, dans la toposéquence de YABONE, que l'augmentation de la capacité de gonflement-retrait de la phase argileuse des sols ferrugineux s'accompagne d'une augmentation de la macroporosité, et d'une rigidification apparente de l'échantillon (le retrait global de l'échantillon étant deux à trois fois moins élevé que dans les sols ferrallitiques). Ce sont les caractéristiques et le mode d'assemblage des agrégats élémentaires observés par microscopie optique et quantifiés après fractionnement, qui permettent d'expliquer la modification des propriétés physiques du sol : en effet, parallèlement à la diminution des teneurs en argile, la diminution importante du nombre d'agrégats, la quasi-disparition des macro-agrégats et l'augmentation des sables libres provoquent l'aération du milieu, mais augmentent également les contacts entre les grains de sables (assemblage aggloméroplasmique et intertextique), réduisant de ce fait les liens entre les agrégats élémentaires.

Pour les vertisols, il n'y a également pas de relation directe entre la capacité de gonflement-retrait de la phase argileuse et le pourcentage de retrait global de l'échantillon (cf. annexe IX. 1).

Nous montrons que le comportement au retrait des échantillons de sol est lié à la distribution dimensionnelle des agrégats issus du fractionnement et à l'organisation structurale du sol à différentes échelles.

Ainsi par exemple, dans les horizons supérieurs, les agrégats issus du fractionnement des profils non salés (profil E et G) sont petits et ovoïdes : ces horizons présentent une structure polyédrique anguleuse à tendance cubique, à sur-structure prismatique, et ils ont une assez forte capacité de gonflement-retrait de la phase argileuse ($0,17 \text{ cm}^3/100\text{g}$ d'argile) et un retrait global d'environ 25 % ; tandis que les agrégats issus des profils légèrement salés à complexe sodique et calcique (profil, A, L, M, H, C) sont plus grossiers : ces horizons présentent une structure polyédrique anguleuse à tendance lenticulaire, à sur-structure prismatique peu développée, et ils ont une plus faible capacité de gonflement-retrait de la phase argileuse ($0,13 \text{ cm}^3/100\text{g}$ d'argile) mais un retrait global des échantillons plus élevé, de l'ordre de 40% (avec une teneur en argile de 70% dans tous les cas) (cf. fig. VIII.6).

De la même façon, les agrégats issus de l'horizon profond du profil A sont beaucoup plus grossiers, de taille plus hétérogène et de forme plus lenticulaire que ceux issus de l'horizon supérieur ; la structure de l'horizon profond est lenticulaire sans sur-structure, et celle de l'horizon supérieur polyédrique anguleuse, à sur-structure prismatique ; la capacité de gonflement-retrait de la phase argileuse de l'horizon profond est très légèrement plus élevée que celle de l'horizon supérieur, mais le retrait global des échantillons est de 70 % pour l'horizon profond et de 40% pour l'horizon supérieur (pour une teneur en argile d'environ 76% pour les deux horizons) (cf. fig. VIII.10).

D'une façon générale, en dehors de quelques cas particuliers, lorsque les agrégats deviennent plus gros, de taille hétérogène et moins nombreux, la structure principale (visible à l'oeil nu) a tendance à s'aplatir et à devenir lenticulaire, la surstructure prismatique s'amenuise ou disparaît, le retrait global de l'échantillon augmente, d'autant plus fortement que la capacité de gonflement de la phase argileuse est élevée.

Il semblerait donc que les discontinuités structurales contrôlent le comportement physique du sol, en réduisant la possibilité de la phase argileuse à transmettre ses propriétés de gonflement-retrait au sol dans son ensemble, et ce d'autant plus qu'elles sont nombreuses et continues, c'est-à-dire que les contacts entre les agrégats élémentaires sont réduits. S'il on peut dire que l'assemblage élémentaire des particules argileuses est bien le moteur des phénomènes de retrait-gonflement, la répercussion à un niveau d'organisation supérieur dépend du mode d'assemblage des agrégats élémentaires. L'organisation des agrégats détermine donc la dynamique structurale du sol.

Les particules argileuses ménagent entre elles une porosité très fine qui retient l'eau jusqu'à des valeurs de pF élevée (pF > 4 à 5), cette eau est donc indisponible pour la plupart

des plantes. Les agrégats élémentaires ménagent entre eux et avec le squelette une porosité dans laquelle l'eau est également retenue par capillarité d'autant plus fortement que les agrégats sont petits, et que leur assemblage est compact (e.g. VOORHEES et al., 1965). La porosité d'assemblage de ces agrégats joue donc un rôle extrêmement important en favorisant la rétention de l'eau et l'aération du milieu (e.g. TAMBOLI et al., 1963 ; KRISTENSEN et LEMON, 1964 ; ROBAIN et CURMI, 1986), la circulation des fluides (e.g. AMEMIYA, 1965 ; BOUMA et al., 1977), et la croissance des plantes (e.g. HAGIN, 1952 ; WIERSUM, 1962 ; EDWARDS et al., 1964 ; RUSSEL, 1973).

En définitive, il existe dans les sols étudiés des arrangements préférentiels auxquels on a donné le nom d'agrégats élémentaires. Les caractéristiques et l'assemblage de ces agrégats élémentaires contrôlent la circulation des fluides, la réserve en eau utile, l'aération, les modalités du gonflement-retrait du sol, et en conséquence sa dynamique structurale.

Dans ce sens, le terme d'"agrégat fonctionnel" proposé par BRAUDEAU (1987, 1988 a et b), paraît bien adapté à ce que l'on a pu décrire (micro-agrégats en micromorphologie) ou mesurer (volume microporal, phases de retrait normal et résiduel). Cependant, on peut être tenté de penser que ces "agrégats fonctionnels" ne sont qu'une vue de l'esprit, puisque que l'on montre que le volume microporal intra-agrégats mesuré par rétractométrie correspond au plasma (constitué d'argile et de limons fins) indépendamment du squelette grossier, et recouvre toutes les formes d'assemblages plasmiques présents (porphyrique à intertextique) dans un même échantillon.

Lorsque la mesure du retrait s'effectue sur un échantillon de sol non homogène : constitué par l'assemblage d'agrégats à plusieurs niveaux d'organisation, comme c'est le cas pour beaucoup de vertisols, le modèle du retrait proposé par BRAUDEAU n'intègre pas ces niveaux d'organisation successifs. Par ailleurs, les différentes discontinuités peuvent induire une forte hétérogénéité hydrique au sein des échantillons de sol en cours du dessèchement et engendrer, suivant le réarrangement des agrégats, une certaine anisotropie du retrait de l'échantillon, indépendamment de sa position initiale dans le sol. De même cette théorie ne peut s'appliquer pour des milieux non fragmentés ; elle n'est pas valable non plus pour les matériaux à texture très déséquilibrée ne présentant pas un système microporal argileux et un système macroporal comme c'est le cas pour certains sols alluviaux limoneux (FIES, 1984 ; CHRETIEN et PEDRO, 1987). En définitive, pour tous ces cas particuliers et de façon générale pour les structures présentant suivant la nomenclature de STOOPS et JONGERIUS (1975) un assemblage quasi-granulaire ("ortho-granic") ou totalement continu ("ortho-porphyric"), l'interprétation de la courbe de retrait est à reconsidérer.

Si la notion d'"agrégat fonctionnel" et, d'une façon générale, l'importance de l'organisation des agrégats, sortent renforcées de ce travail, nous devons reconnaître que l'implication de ces agrégats dans le fonctionnement hydrique et mécanique du sol n'a été qu'approchée.

Pour comprendre les propriétés physiques des sols et leur évolution, la prise en compte des caractéristiques de la phase argileuse des sols et de l'assemblage des agrégats est indispensable.

CONCLUSION GENERALE

Le premier objectif de notre travail était de mieux définir et identifier les agrégats du sol. Pour atteindre cet objectif, nous avons développé une méthode permettant de séparer les éléments structuraux correspondant aux premiers niveaux d'organisation du sol. S'inspirant de quelques méthodes de fractionnement basées sur l'intervention d'un solvant organique, nous avons recherché les conditions opératoires les plus appropriées, principalement la teneur en eau initiale des échantillons, pour que le fractionnement soit plus une individualisation et une séparation d'agrégats préexistants qu'une fragmentation arbitraire qui ne tiendrait compte ni de l'assemblage, ni de l'état hydrique de l'échantillon.

Pour cela nous avons également associé une approche morphologique (micromorphologie, analyse d'images) à une approche physique (porosimétrie au mercure, analyse de la courbe de retrait) permettant d'appréhender directement ou indirectement les agrégats et leur mode d'assemblage, à différentes échelles d'investigation et différents états hydriques.

Un second objectif était l'étude du rôle des niveaux successifs d'organisation dans la dynamique structurale et la différenciation des sols tropicaux.

Nous avons appliqué cette démarche à des sols largement répandus en zone inter-tropicale, mais se différenciant fortement, aussi bien par leur histoire, leur cortège minéralogique, leur organisation structurale, que par leurs propriétés physiques. Dans un premier temps nous avons étudié des sols ayant subi une longue pédogénèse et dont l'organisation est bien connue : il s'agit d'une séquence de transformation de sols ferrallitiques en sols ferrugineux. Dans un deuxième temps nous nous sommes intéressés à des sols jeunes, alluviaux, composés essentiellement d'argiles gonflantes, présentant des caractéristiques structurales et un fonctionnement hydrique complexes et encore mal connus : il s'agit d'une cuvette de vertisols subissant localement une salinisation et une sodisation.

Nous montrons que ces deux séquences de sols apparemment fort différentes présentent pourtant certaines convergences d'organisation et de fonctionnement physique.

La première convergence est le rôle prépondérant de la phase argileuse sur les propriétés physiques de ces sols. Mesurées en rétractométrie et porosimétrie au mercure, les caractéristiques des volumes microporeux (intra-agrégats élémentaires) et leur capacité à stocker l'eau ont permis de caractériser globalement l'organisation de la phase argileuse du sol. Nous avons montré, en accord avec de nombreux travaux (e.g. HALITIM et al., 1984 ; WILDING et TESSIER, 1988) que les principaux facteurs de structuration et de différenciation des vertisols sont les contraintes mécaniques et hydriques, mais également les caractéristiques de la garniture cationique des argiles, la concentration et la nature des électrolytes en solution. Nous confirmons les conclusions de CHAUVEL (1977), FRITSCH et al. (1990) et KALOGA (1990) sur la transformation des sols ferrallitiques en sols ferrugineux qui affecte de façon irréversible les associations kaolinite-fer. Nous évaluons les conséquences physiques et morphologiques de cette transformation : augmentation de la capacité de gonflement-retrait mais diminution de la porosité ménagée par l'assemblage des particules argileuses, diminution du retrait global des échantillons, dislocation des agrégats, dispersion des argiles et changement de l'assemblage plasmique.

La deuxième convergence est l'existence pour chacun des sols d'arrangements préférentiels* auxquels on a donné le nom d'agréats élémentaires ou micro-agrégats. A chaque type d'assemblage d'agréats élémentaires on a pu associer des propriétés physico-chimiques, des caractéristiques morphologiques à différents niveaux d'organisation structurale, et un comportement au retrait spécifique. L'assemblage des agrégats élémentaires est déterminant car il contrôle la circulation des fluides, la réserve en eau utile pour les plantes, l'aération du sol. De plus, selon la morphologie et l'abondance des discontinuités structurales, le retrait-gonflement des agrégats élémentaires se transmet plus ou moins à un niveau d'organisation supérieur.

En définitive, ce travail montre l'intérêt de concilier différents outils et différentes échelles d'investigation pour analyser l'implication des organisations structurales élémentaires du sol dans la différenciation et le fonctionnement physique des sols.

Il propose une méthode originale permettant de séparer et d'analyser les organisations structurales élémentaires du sol : leur distribution dimensionnelle semble révélatrice aussi bien de l'organisation structurale à différentes échelles, de la nature physico-chimique et du comportement au retrait du sol.

Enfin, malgré la complexité et la diversité des sols, il semble possible de se focaliser sur deux niveaux d'organisations emboîtées - celui des agrégats élémentaires constitués de particules argileuses, et l'assemblage de ces agrégats avec le squelette - pour modéliser l'organisation et la dynamique structurale du sol et pour comprendre ses principales propriétés physiques.

* Il s'agit de volumes relativement homogènes, micrométriques (environ 30 à 200 μm), constitués de l'assemblage de particules fines, indépendamment des particules grossières du squelette (quartz de la taille des limons grossiers aux sables), et séparés entre eux par des traits pédologiques particuliers.

Ce travail offre des perspectives de recherche dans quatre domaines :

- pédogenèse : l'étude de l'évolution structurale des sols à différentes échelles est fondamentale pour comprendre la genèse et la dynamique des sols ; dans ce sens, l'analyse des filiations entre les éléments structuraux issus du fractionnement s'avère intéressante, puisque nous avons montré que ceux-ci sont à la base des différenciations des sols et extériorisent les réarrangements de la phase argileuse ;

- fertilité et gestion du sol : ce type de caractérisation permet d'analyser les modifications physiques du sol sous l'action de techniques culturales, ou de suivre des sols subissant sous irrigation une salinisation et une alcalinisation/sodisation comme c'est le cas pour de nombreux sols de la moyenne vallée du fleuve Sénégal. La séparation des agrégats est de plus une première étape des études qu'il conviendrait de mener sur la nature et le rôle des composés minéraux et organiques sur l'agrégation et son implication sur la fertilité des sols ;

- variabilité spatiale et cartographie des sols : nous disposons de critères quantifiables relatifs à la structure des sols ;

- fonctionnement hydrique du sol : les recherches actuelles s'orientent vers une modélisation tenant compte de la dynamique des sols à l'échelle des agrégats. Notre étude montre l'intérêt des modèles de BRAUDEAU (1987, 1988 a et b) et PERRIER et al. (1992, 1993), dans la mesure où elle a permis de valider le concept d'"agrégat fonctionnel" et suggéré des techniques permettant de caractériser ces organisations élémentaires du sol et leur assemblage ; des recherches plus précises, notamment sur les interactions fluides/agrégat/plante, nécessiteront des modèles plus sophistiqués dans le domaine des transferts et de la rétention de l'eau et des solutés.

Références Bibliographiques

- ABDERAHMAN W. ET ROWELL D.L., 1979.** The influence of magnesium in saline and sodic soils : a specific effect or a problem of cation exchange. *J. Soil Sci.*, 30 : 353-546.
- ABU SHARAR T.M., 1988.** Stability of soil aggregates as inferred from optical transmission of soil suspensions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52 : 951-955.
- AFFLECK C., 1953.** Application of the theory of probability to the size distribution of soil aggregates. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 38 : 113-119.
- AL-DURAH M. ET BRADFORD J.M., 1981.** New methods for studying soil detachment due to waterdrop impact. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45 : 949-953.
- AL-DURAH M. ET BRADFORD J.M., 1982 a.** Parameters for describing soil detachment due to single water drop impact. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46 : 836-840.
- AL-DURAH M. ET BRADFORD J.M., 1982 b.** The mechanics of raindrop splash on soil surfaces. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46 : 1086-1092.
- ALDERFER R.B., 1946.** Seasonal variability in the aggregation of Hagerstown silt loam. *Soil Science*, 62 : 151-168.
- ALLISON L.E., 1956.** A study of synthetic aggregate breakdown using logarithmic-normal distribution analysis. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* : 314-316.
- AMEMIYA M., 1965.** The influence of aggregate size on soil moisture content-capillarity conductivity relations. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 29 : 744-748.
- ANDREUX F., BRUCKERT S., CORREA A. ET SOUCHIER B., 1980.** Sur une méthode de fractionnement physique et chimique des agrégats des sols : origines possibles de la matière organique des fractions obtenues. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 291 : 381-384.
- ARYA L.M. ET PARIS J.F., 1981.** A physico-empirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45 : 1023-1030.
- ASSELIN J. ET VALENTIN C., 1978.** Construction et mise au point d'un infiltromètre à aspersion. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, XV, 4 : 321-349.
- AYLMORE L.A.G. ET SILLS I.D., 1982.** Characterization of soil structure and stability using modulus of rupture-exchangeable sodium percentage relationships. *Aust. J. of Soil Res.*, 20 : 213-224.

- AUBERT G. ET SEGALEN P., 1966.** Projet de classification des sols ferrallitiques. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., IV, 4 : 97-112.
- AZIB M., 1991.** Etude de l'évolution, de la genèse et du comportement de sols argileux salés, d'origine sédimentaire (Marais de l'Ouest). Aspect morphologique, géochimique et hydrique. Thèse INRA Rennes - INRA Versailles - INSH Blida (Algérie).
- BADO L., 1975.** Rapport de stage. Etude pédologique au 1/ 20 000 d'une partie de la cuvette de Nianga-région de N'Diayene. (Moyenne vallée du Fleuve Sénégal). ORSTOM Dakar : 128p.
- BARTOLI F., DEMAI J.J., PHILLIPY R., BOUDOT ET JEANROY, 1987.** Apport de la microdiffraction électronique du fond noir dans l'étude de la nature et de la location des constituants du sol. In Micromorphologie des sols. Ed. Fedoroff N., Bresson L.M., Courty M.A. ; Ed. A.F.E.S.
- BARTOLI F., PHILLIPY R. ET BURTIN G., 1988a.** Aggregation in soils with small amounts of swelling clays. I. Aggregate stability. *J. of Soil Sc.*, 39 : 593-616.
- BARTOLI F., PATERSON E., PHILLIPY R., DEMAI J.J. ET DOIRISSE M., 1988b.** Aggregation in soils with small amounts of swelling clays. II. Chemistry and surface properties of Na resin stable soil aggregates. *J. of Soil Sc.*, 39 : 617-628.
- BARTOLI F. ET PHILIPPY R., 1990.** Al-organic matter associations as cementing substances of ochreous brown soil aggregates : preliminary examination. *Soil Science*, 150, 4 : 745-751.
- BARTOLI F., BURTIN G., HERBILLON A.J., 1991a.** Disaggregation and clay dispersion of oxisols : Na résin, a recommended methodology. *Geoderma*. 49 : 301-317.
- BARTOLI F., PHILIPPY R., DOIRISSE M. ET NIQUET S., 1991b.** Structure and self-similarity in silty and sandy soils : the fractal approach. *J. of Soil Sc.*, 42 : 167-185.
- BARTOLI F., BURTIN G. ET GUERIF J., 1992a.** Influence of organic matter on aggregation in oxisols rich in gibbsite or in goethite. I. Structures : the fractal approach. *Geoderma*, 54 : 231-257.
- BARTOLI F., BURTIN G. ET GUERIF J., 1992b.** Influence of organic matter on aggregation in oxisols rich in gibbsite or in goethite. II. Clay dispersion, aggregate strength and water-stability. *Geoderma*, 54 : 259-274.
- BARTOLI F., PHILIPPY R., PORTAL J.M., ET GERARD B., 1992c.** Poorly ordered hydrous Fe oxides, colloidal dispersion, and soil aggregation. I. Effect of humic macromolécules on surface and colloidal properties of Fe (III) polycations. *J of Soil Science*, 43 : 47-58.
- BARTOLI F., PHILIPPY R., ET BURTIN G., 1992d.** Poorly ordered hydrous Fe oxides, colloidal dispersion, and soil aggregation. II. Modifications of silty soil aggregation with Fe (III) polycations and model humic macromolécules. *J of Soil Science*, 43 : 59-75.
- BAVER L.D., 1948.** Soil physics. John Wiley and Sons, Inc., New York.

BAVER L.D. ET RHOADES H.F., 1932. Aggregate analysis as an aid in the study of soil structure relationships. *J. Am. Soc. Agr.*, 24 : 920-930.

BEAUDOU A.G., 1972. Expression micromorphologique de la micro-agrégation et de l'illuviation dans certains horizons de sols ferrallitiques centrafricains et dans les sols hydromorphes associés. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 4 : 357-371.

BEAUDOU A.G., 1988. Recherche d'un système d'information pour le milieu physique. Une méthode de saisie et de traitement des données géo-pédologiques appliquées aux régions tropicales. Paris I. Thèse de géographie.

BEAUDOU A.G., FROMAGET M., ET GUICHARD E., 1987. Analyse des organisations micro et macrostructurales de certains sols ferrallitiques centrafricains issus de roches basiques. In *Micromorphologie des sols*. Ed. Fedoroff N., Bresson L.M., Courty M.A. ; A.F.E.S.

BENZECRI J.P., 1973. L'analyse des données. Tome 2 : l'analyse des correspondances. Ed. Dunod. Paris.

BEREZIN P.N., VORONIN A.D. ET SHEIN YE.V., 1983. An energetic approach to the quantitative evaluation of soil structure. *Pochvovedeniye*, 10 : 63-69.

BEREZIN P.N., VORONIN A.D. ET SHEIN YE.V., 1985. Principal parameters and methods for quantitatively estimating soil structure. *Pochvovedeniye*, 10 : 58-68.

BERTRAND R., 1972. Contribution à l'étude hydrologique pédologique et agronomique des sols gris sableux hydromorphes de Casamance (Sénégal). *Agron. trop.* XXVIII, 12 : 1145-1192.

BITOM D. ET VOLKOFF B., 1991. Mise en évidence de deux modes de microstructuration dans une couverture de sols ferrallitiques rouges du Sud-Cameroun. *Science du sol*. Vol. 29, 4 : 289-300.

BLACKMORE A.V., 1973. Aggregation of clay by the products of iron (III) hydrolysis. *Aust. J. of Soil Res.*, 111 : 75-82.

BLAKE G., SCHLICHTING E., ET ZIMMERMAN U., 1973. Water recharge in a soil with shrinkage cracks. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 37 : 669-672.

BOIFFIN J., 1984. La dégradation structurale des couches superficielles de sol sous l'action des pluies. Thèse de Docteur-Ingénieur. I.N.A. Paris-Grignon.

BOIFFIN J., PAPY F. ET EIMBERCH, 1988. Influence des systèmes de culture sur les risques d'érosion par ruissellement concentré. I. Analyse des conditions de déclenchement de l'érosion. *Agronomie*, 8, 8 : 663-673.

BOIVIN P., 1988. Geostat-PC, logiciel conversationnel de calcul géostatistique pour micro-ordinateur. *Bull. GFHN*, juin 1988.

BOIVIN P., 1990. Caractérisation physique des sols sulfatés acides de la vallée de Katouré (Basse-Casamance, Sénégal). Thèse doct. spéc. pédologie. Univ. Paris VI. 189p.

BOIVIN P., BRUNET D., ET JOB J., 1988. Conductivimétrie électromagnétique et cartographie automatique des sols salés. Une méthode rapide et fiable. Cah. ORSTOM, sér. pédol., XXIV, 1 : 39-48.

BOIVIN P., HACHICHA M, JOB J. ET LOYER JY., 1989. Electromagnetic conductivity and kriging : a tool for cartography of soils salinity. Science du sol, 27-3 : 69-73.

BOIVIN P., BRUNET D., ET GASCUEL-ODOUX C., 1991. Densité apparente d'échantillon de sol : méthode de la poche plastique. In milieux poreux et transferts hydriques. Bulletin du G.F.H.N., 28 : 59-71.

BOIVIN P., BRUNET D., GASCUEL-ODOUX C., ZANTE P., ET NDIAYE J.P., 1993. Les sols "lourds" de la vallée alluviale, région de Nianga-Podor : répartition, caractéristiques, aptitudes et risques liés à leur mise en valeur. A paraître dans "Nianga, laboratoire de la culture irriguée". Ed. ORSTOM

BONFILS P. ET DUPUIS M., 1969. Etude de la dispersion des colloïdes du sol à l'aide de vibrations ultra sonores. Science du sol., 1 : 13-22.

BONNEAU M. ET SOUCHIER B., 1979. Pédologie. Tome 2 : constituants et propriétés du sol. Paris. Masson. 459p.

BOULET R., 1974. Toposéquences de sols tropicaux en Haute Volta. Equilibres dynamiques et bioclimats. Thèse Sci. Strasbourg. Mém. ORSTOM N°85, 272p.

BOULET R., HUMBEL F.X. ET LUCAS Y., 1982. Analyse structurale et cartographie en pédologie. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., XIX, 4 : 309-353.

BOUMA J., JONGERIUS A., JUGER A. ET SCHOONDERBEEK D., 1977. The function of different types of macropores during saturated flow through four swelling soil horizons. Soil Sci. Am. J., 41 : 945-950.

BOUMA J., JONGERIUS A. ET SCHOONDERBEEK D., 1979. Calculation of saturated hydraulic conductivity of soil pedal clay soils using micromorphometric data. Soil Sci. Soc. Am. J., 43 : 261-264.

BOUMA J., DEKKER L.W., ET HAANS J.C.F.M., 1980. Measurement of depth to water table in a heavy clay soil. Soil Science 130, 5 : 264-270.

BOUMA J., ET LOVEDAY J., 1988. Characterizing soil water regims in swelling clay soils. In Vertisols : their distribution, properties, classification and management. Technical monographe n°18. Soil Management support services Texas. Ed. Wilding L.P., Puentes R.

BOUMA J. ET WÖSTEN J.H.M., 1979. Flow patterns during extended saturated flow in two undisturbed swelling clay soils with different macrostructure. *Soil Sci. Soc. of Am. J.* 43, 1 : 16-21.

BOURLET M. ET FIES J.C., 1981. Technique d'échange de l'eau de gros échantillons de sol par l'acétone en phase vapeur. *Science du sol* 4 : 293-331.

BOYD D.W., SKIDMORE E.L. ET THOMPSON G., 1983. A soil aggregate crushing-energy meter. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47 : 313- 316.

BRAUDEAU E., 1978. Etude pédologique de la cuvette de Nianga (secteur A), région du Fleuve Sénégal. Mem. élève ORSTOM, Dakar, 77p.

BRAUDEAU E., 1982. Fractionnement physique du sol. Méthode de séparation et étude du comportement d'agrégats de 0,050 à 2 mm. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XIX, 4 : 353-367.

BRAUDEAU E., 1987. Mesure automatique de la rétraction d'échantillons de sol non remaniés. *Science du sol.*, 25, 2 : 85-95.

BRAUDEAU E., 1988a. Equation généralisée des courbes de retrait d'échantillons de sol structuré. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 307,II : 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*, 307, II : 1933-1936.

BRAUDEAU E., 1988c. Méthode de caractérisation pédo-hydrrique des sols basée sur l'analyse de la courbe de retrait. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XXIV, 3 : 179-189.

BRAUDEAU E. ET BOIVIN P., 1991. Transient determination of shrinkage curve for undisturbed soil samples : a standardized experimental method. In *Proceedings of the NATO workshop on swelling soils.*

BRAUDEAU E. ET BRUAND A., 1993. Détermination de la courbe de retrait de la phase argileuse à partir de la courbe de retrait sur échantillon de sol non remanié : Application à une séquence de sols de Côte d'Ivoire. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.316, Série II : 685-692.

BRAUNACK M.V. ET DEXTER A.R., 1978. Compaction of aggregate beds. In *Modification of soil structure.* Ed. EMERSON W.W. et al.

BRAUNACK M.V., HEWITTS J.S. ET DEXTER A.R., 1979. Brittle fracture of soil aggregates and the compaction of aggregate beds. *J. of Soil Sc.*, 30 : 653-667.

BRESSON L.M., 1987. Comportement hydrique d'un sol argileux acide. Etude aux différents niveaux d'organisation. In *Micromorphologie des sols.* Ed. Fedoroff N., Bresson L.M., Courty M.A. ; Ed. A.F.E.S.

BRESSON L.M., ET GUILLORE P., 1991. Problème de périmètre. Maille carrée, maille hexagonale, pixel carré, pixel rectangulaire. La lettre du groupe Thématique. Traitement d'images n°2. INAPG, multigr. 2p.

Brewer R., 1960. Cutans : their definition, recognition, and interpretation. *J. Soil Sci.*, 11 : 280-293.

BREWER R., 1964. Fabric and mineral analysis. Wiley J. & Sons. New York.

BREWER R. ET SLEEMAN J.R., 1979. Soil structure and Fabric. CSIRO Aust. Adelaide.

BRINDLEY G.W., WIEWARA K, WIEWERA A., 1969. Intercrystalline swelling of montmorillonite in some water-organic mixtures (Clay-Organic studies. XVII). *American Mineralogist* 54 : 1635-1644.

BRUAND A., 1985. Contribution à l'étude de la dynamique de l'organisation de matériaux gonflants. Application à un matériau provenant d'un sol argilo-limoneux de l'Auxerrois. Thèse de doctorat sp. géologie appliquée. Paris VII.

BRUAND A., 1986. Contribution à l'étude de la dynamique de l'espace poral. Utilisation des courbes de retrait et des courbes de rétention d'eau. *Science du sol.*, 24, 4 :351-362.

BRUAND A. ET TESSIER D., 1987. Etude de l'organisation d'un matériau argileux en microscopie: modifications intervenant lors de la deshydratation. In *Micromorphologie des sols*. Ed. Fedoroff N., Bresson L.M., Courty M.A. ; Ed. A.F.E.S.

BRUAND A. ET PROST R., 1987. Effect of water content on the fabric of a soil material : an experimental approach. *J. of Soil Sci.*, 38 : 461-462.

BRUAND A., BRAUDEAU E., ET FRITSCH E., 1990. Evolution de la géométrie de l'espace poral des sols lors du passage du domaine ferrallitique au domaine ferrugineux et hydromorphe : exemple du bassin de Boro Borotou (Côte d'Ivoire). In *structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide (journée hydro-pédologique de l'ORSTOM, Montpellier, 1989)*. Equipe HyperBav. Etudes et thèses, Ed. ORSTOM Paris : 137-145.

BRYAN R.B., 1971. The efficiency of aggregation indices in the comparison of some english and canadian soils. *J. of Soil Sc.*, 22, 2 :167-178.

BUI E.N., MERMUT A.R. ET SANTOS M.C., 1989. Microscopic and ultramicroscopic porosity of an oxisol as determined by image analysis and water retention. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53, 3 : 661-665.

BULLOCK P. ET THOMASSON A.J., 1979. Rothamsted studies of soil structure. *J. of Soil Sc.*, 30 : 391-413.

BULLOCK P., FEDOROFF N., JONGERIUS A., TURSIMA T. ET STOOPS G., 1985. Handbook for soil thin section description. Prepared under the auspices of the international society of soil science. Waine research publications.

BUOL S.W. ET HOLE F.D., 1959. Some characteristics of clay skins on pedes in the B horizon of a grey-brown podzolic soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 23 : 239-241.

CAMBIER P., 1986. Organisation des constituants et interactions physico-chimiques au sein des micro-agrégats de sols. Application au système ferrallitique kaolonite-oxyde de fer. Thèse Univ. de Paris VI.

CAMBIER P. ET PROST R., 1981. Etude des associations argile-oxyde-organisation des constituants d'un matériau ferrallitique. *Agronomie*, 1, 9 : 713-722.

CASENAVE A. ET VALENTIN C., 1989. Les états de surface de la zone sahélienne. ORSTOM, Didactiques (Paris), 202p.

CASENAVE A., CHEVALLIER P., GUICHEN N. ET SIMON J.M., 1982. Simulation de pluies sur bassin versants représentatifs. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, 19, 4 : 207-297.

CAZES J.M., LIETARD O., YVON J., ET DELON J.E., 1982. Etude des propriétés cristalochimiques et morphologiques superficielles de kaolinites désordonnées. *Bull. Minéral.* 105 : 439-455.

CERNUDA C.F., SMITH R.M. ET VICENTE-CHANDLER J., 1954. Influence of initial soil moisture condition on resistance of macroaggregates to slaking and to water-drop impact. *Soil Science* 77 : 19-27.

CHAN K.Y., 1982. Shrinkage characteristics of soil clods from a grey clay under intensive cultivation. *Aust. J. of Soil Res.*, 20 : 65-68.

CHARTRES C.J., RINGROASE-VOASE A.J. ET RAUPACH M., 1989. A comparison between acetone and dioxane and explanation of their role in water replacement in undisturbed soil samples. *J. Soil Sci.*, 40.

CHATELIN Y., 1979. Une épistémologie des sciences du sol. Mémoire ORSTOM N°88. PARIS.

CHAUVEL A., 1977. Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. Thèse Sci. Strasbourg. Trav. et Docum. ORSTOM N°62 : 532p.

CHATELIN Y. ET MARTIN D., 1972. Recherche d'une terminologie applicable aux sols ferrallitiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, X, 1 : 25-44.

CHAUVEL A. ET PEDRO G., 1967. Considération sur l'analyse granulométrique et le problème de la détermination de la constitution minéralogique élémentaire de certains sols tropicaux. Nécessité et limite de la déferrification. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.264 : 2089-2092.

CHAUVEL A., PEDRO G. ET TESSIER D., 1976. Rôle du fer dans l'organisation des matériaux kaoliniques. *Science du sol.*, 2 : 101-105.

CHAUVEL A. ET PEDRO G., 1978. Genèse de sols beiges (ferrugineux tropicaux lessivés) par transformation des sols rouges (ferrallitiques) de Casamance (Sénégal). Modalités de leur propagation. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XVI, 3 : 231-249.

CHAUVEL A., BOCQUIER G., ET PEDRO G., 1978. La stabilité et la transformation de la microstructure des sols rouges ferrallitiques de Casamance (Sénégal). *Proc. Uth. Int. Work. Meet. Soil Micromorph.*, Granada. Ed. M. Delgado, 11 : 779-813.

CHEN S., LOW P.F., CUSHMAN J.H. ET ROTH C.B., 1987. Organic compound effects on swelling and flocculation of upton montmorillonite. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51.

CHEPTIL W.S., 1951. Properties of soil which influence wind erosion : V. Mechanical stability of structure. *Soil Science*, 72 : 465-478.

CHEVERRY C., 1974. Contribution à l'étude pédologique des polders du lac Tchad. Dynamique des sols en milieu continental sub-aride dans des sédiments argileux et organiques. Thèse Strasbourg. Multigr. 275p.

CHITTLEBOROUGH D.J. ET WALKER P.H., 1988. Crystallinity of soil kaolinites in relation to clay particle-size and soil age. *J. of Soil Sci.*, 39 : 81-86.

CHRETIEN J., 1986. Rôle du squelette dans l'organisation des sols. Conséquences sur les caractéristiques de l'espace poral des sols sur arène et sur terrasse fluviales. Thèse de l'université. Dijon.

CHRETIEN J. ET PEDRO G., 1987. Granulométrie, porosité et spectre poral de sols développés sur formations détritiques. Cas des terrasses alluviales de la Saône. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XXIII, 1 : 43-54.

CHRETIEN J. ET TESSIER D., 1988. Influence du squelette sur les propriétés physiques des sols : hydratation, gonflement et aération. *Science du sol.*, 26, 3 : 203-214.

CLAPP R.B. ET HORNBERGER G.M., 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.*, 14 : 601-604.

COCONNIER K., 1992. Typologie de sols vertiques (Vallée du fleuve Sénégal). Confrontation de la morphologie à la physico-chimie. Mémoire de fin d'étude (DAA). ENSA, ORSTOM Dakar.

COLLINET J. ET VALENTIN C., 1979. Analyse des différents facteurs intervenant sur l'hydrodynamique superficielle. Nouvelles perspectives. Application agronomiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XVII, 4 : 283-328.

COMMISSION DE PEDOLOGIE ET DE CARTOGRAPHIE DES SOLS (C.P.C.S.), 1967. Classifications des sols. Edition 1967. Multigr. 87p.

CONCARET J., 1967. Etude des mécanismes de la destruction des agrégats de terre au contact de solutions aqueuses. Ann. Agron., 18, 1 : 65-90.

COUSEN S.M. ET FARRES P.J., 1984. The role of moisture content in the stability of soil aggregates from a temperature silty to raindrop impact. Catena, 11 : 313-320.

CRONEY D. ET COLEMAN J.D., 1954. Soil structure in relation to soil suction. J. of Soil Sc., 5 : 75.

CURMI P., 1988. Structure, espace poral du sol et fonctionnement hydrique. Analyse de quelques cas concrets. Science du sol., 26, 3 : 183-203.

CURI N. ET FRANZMEIER D.P., 1984. Toposequence of oxisols from the central plateau of Brazil. Soil Sci. 50, 239-252.

DABIN B., 1963. Mises au point relatives à l'étude de la structure des sols. Compte rendu G.E.P.P.A. : 1-19.

DABIN B. ET MAIGNIEN R., 1979. Les principaux sols d'Afrique de l'Ouest et leurs potentialités agricoles. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., XVII, 4 : 235-257.

DAGNELIE P., 1969. Théorie et méthodes statistiques. Applications agronomiques. 2 vol. (Gembloux - Presse agronomiques).

DAOUD Y., 1983. Contribution à l'étude de la dynamique des sels dans un sol irrigué du périmètre du Haut-Cheliff (Algérie). Thèse Doct. Ingénieur, ENSA Rennes, 194 p.

DAVIS P.F., DEXTER A.R. ET TANNER D.W., 1973. Isotropic compression of hypothetical and synthetical tilth. J. Terramechanics, 10, 4 : 21-34.

DELAGE P., 1979. Etude du milieu poreux et de la texture d'argiles sensibles du Québec. Thèse Univ. Paris VI et ENSM., Paris, 126p.

DEMOLON A.R., 1966. Principes d'agronomie. Dunod. Paris.

DEXTER A.R., 1976. Internal structure of tilled soil. J. of Soil Sc., 27 : 267-278.

DEXTER A.R., 1988. Advances in characterization of soil structure. Soil & Tillage Research, 11 : 199-238.

DEXTER A.R., RADKE J.K. ET HEWITT J.S., 1983. Structure of a tilled soil as influenced by tillage, wheat cropping, and rainfall. Soil Sci. Soc. Am. J., 47 : 570-575.

- DEXTER A.R., ET CHAN K.Y., 1991.** Soil mechanical properties as influenced by exchangeable cations. *J. of Soil Sci.* 42 : 219- 226.
- DIAMOND S., 1970.** Pore size distribution in clays. *Clays Clay Miner.*, 18 : 7-23.
- DICKSON E.L., RASIAH V. ET CROENEVE P.H., 1991.** Comparison of four prewetting techniques in wet aggregate stability determination. *Can. J. Soil Sci.*, 71 : 67-72.
- DUCHAUFOUR PH., 1965.** *Pédologie.* Masson Ed., Paris : 481p.
- DUDAL R., 1965.** Dark clay soils of tropical and subtropical regions. FAO. Agricultural Development paper n°83, FAO Rome.
- DUDAL R., ET ESWARAN H., 1988.** Distribution, properties and classification of vertisols. In *Vertisols : their distribution, properties, classification and management.* Technical monographe n°18. Soil Management support services Texas. Ed. Wilding L.P., Puentes R.
- DUFÉY J.E. ET BANIN A., 1979.** Particle shape and size of two sodium-calcium montmorillonite clays. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 43, 782-785.
- DUTARTRE PH., BARTOLI F., ANDREUX F., PORTAL J.M. ET ANGE A., 1993.** Influence of content and nature of organic matter on the structure of some sandy soils from West Africa. *Géoderma*, 56 : 459-478.
- DUTARTRE PH., 1993.** Horizons de surface de sols ferrugineux tropicaux cultivés (BURKINA FASO et MALI). Etude des microstructures par l'approche fractale. Université de Nancy, Centre de pédologie Biologique, CNRS, 150p.
- EDWARDS W. M., FEHRENBACHER J.B. ET WAIRA J.P., 1964.** The effect of discrete ped density on corn root penetration in a planosol. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 28 : 560-564.
- EDWARDS A.P. ET BREMNER J.M., 1967a.** Dispersion of soil particles by sonic vibration. *J. of Soil Sc.*, 18, 1 : 47-63.
- EDWARDS A.P. ET BREMNER J.M., 1967b.** Microaggregates in soils. *J. of Soil Sc.*, 18, 1 : 64-73.
- EL SWAIFY S.A., 1980.** Physical and mechanical properties of oxisols. In *Soils with variable charge.* BKG. Theng (Editor) New Zealand Soc. Soil Sci., Wellington : 303-324.
- EMERSON W.W., 1954.** The determination of the stability of soil crumbs. *J. of Soil Sc.*, 5, 2 : 233-250.
- EMERSON W.W., 1959.** The structure of soil crumbs. *Soil Science*, 10 : 235-249.
- EMERSON W.W., 1967.** A classification of soil aggregates based on their coherence in water. *Aust. J. of Soil Res.*, 5 : 47-57.

- EMERSON W.W., 1978. Aggregate classification and the hydraulic conductivity of compacted subsoils. In Modification of soil structure. Ed. Emerson w.w. et al.
- ESCHENBRENNER V., 1986. Contribution des termites à la micro-agrégation des sols tropicaux. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., XXII, 4 : 397-408.
- ESCHENBRENNER V., 1987. Les glébules des sol de Côte d'Ivoire. Nature et origine en milieu ferrallitique. Modalités de leur concentration. Rôle des termites. Thèse de l'université de Bourgogne. Dijon.T.D.M., ORSTOM (1988) : 780p.
- ESWARAN H., 1972. Micromorphological indicators of pedogenesis in some tropical soils derived from basalt from Nicaragua. Geoderma 7, 15-31.
- EVANS P.W., 1934. Theory of probability and size distribution of soil aggregates. Soil Science, 38 : 113-119.
- FARRELL D.A., GREACEN E.L. ET LARSON W.E., 1967. The effect of water content on axial strain in a loam soil under tension and compression. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 31: 445-450.
- FARRES P.J., 1980. Some observations on the stability of soil aggregates to raindrop impact. Catena, 7 : 223-231.
- FARRES P.J., 1987. The dynamics of rainsplash erosion and the role of soil aggregate stability. Catena, 14 : 119-130.
- FARRES P.J. ET COUSEN S.M., 1985. Towards a standardised procedure for the measurement of soil aggregate stability to rain drop impact. Earth Surf. Proc., 10, 321-329.
- FAURE A., 1976. Influence de la phase argileuse sur la susceptibilité au tassement des sols. Science du sol., 2 : 121-130.
- FAURE A., 1978. Comportement des sols au compactage : rôle de l'argile et conséquences sur l'arrangement des grains. Thèse de l'université GRENOBLE.
- FAURE A., 1981. Réflexions sur le concept d'espace poral. Science du sol., 2 : 161-167.
- FAURE A. ET FIES J.C., 1972. Etude expérimentale de la sensibilité au compactage de matériaux meubles en fonction de leur composition granulométriques. Ann. Agron., 23, 3 : 317-332.
- FELLER C., 1979. Une méthode de fractionnement granulo-métrique de la matière organique des sols. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., XVII, 4 : 339-346.
- FENELON J.P., 1981. Qu'est-ce que l'analyse des données. LEFONEN Ed. Paris : 310p
- FIES J.C., 1984. Analyse de la répartition du volume des pores dans les assemblages argile-squelettes : comparaison entre un modèle d'espace poral textural et les données fournies par porosimétrie au mercure. Agronomie, 4, 9 : 891-899.

FIES J.C. ET STENGEL P., 1981. Densité texturale de sols naturels. I. Méthode de mesure. II Eléments d'interprétation. *Agronomie*, 1, 8 : 651-666.

FIES J.C. ET STENGEL P., 1984. Relations entre la constitution granulométrique et minéralogique et les caractéristiques de l'espace poral des sols. In Livre jubilaire du cinquantenaire de l'AFES. Ed. AFES : 235-240.

FIES J.C. ET BRUAND A., 1990. Textural analysis of a silty clay soil using pore volume balance estimation, mercury porosimetry and quantified backscattered electron scanning image (BEST). *Géoderma*, 47 : 209-219.

FRISEN W.I. ET MIKULA R.J., 1987. Fractal dimensions of coal particles. *J. Colloid Interface Sci*, 120 : 263-271.

FRITSCH E., BOCQUIER G., BOULET R., DOSSO M., ET HUMBEL F.X., 1986. Les systèmes transformants d'une couverture ferrallitique de Guyane française. Analyse structurale d'une formation supergène et mode de représentation. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XXII, n°4.

FRITSCH E., HERBILLON A.J., JEANROY E.J., PILLON P., BARRES O., 1990. Variations minéralogiques et structurales accompagnant le passage "sols rouges-sols jaunes" dans un bassin versant caractéristiques de la zone de contact forêt-savane de l'Afrique Occidentale (Booro Borotou, Côte d'Ivoire). In structure et fonctionnement hydro- pédologique d'un petit bassin versant de savane humide (journée hydro-pédologique de l'ORSTOM, Montpellier, 1989). Equipe HyperBav. Etudes et thèses, Ed. ORSTOM Paris.

GARDNER W.R., 1956. Representation of soil aggregate-size distribution by a logarithmic-normal distribution. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 25 : 151-153.

GAREY C.L., 1954. Properties of soil aggregates: I Relation to size, water stability and mechanical composition. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 16-18.

GENRICH D.A. ET BREMNER J.M., 1972. A reevaluation of the ultrasonic-vibration method of dispersing soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 36 : 944-976.

GENRICH D.A. ET BREMNER J.M., 1974. Isolation of soil particle-size fractions. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 38 : 222-225.

GHADIRI H. ET PAYNE D., 1986. The risk of leaving the soil surface unprotected against falling rain. *Soil and til. res.*, 8 : 119-130.

GIOVANNINI G. ET SEQUI P., 1976a. Iron and aluminium as cementing substances of soil aggregates I. Acetylacetone in benzene as an extractant of fractions of soil iron and aluminium. *J. of Soil Sc.*, 27 : 140-147.

GIOVANNINI G. ET SEQUI P., 1976b. Iron and aluminium as cementing substances of soil aggregates. II Changes in stability of soil aggregates following extraction of iron and aluminium by acetylacetone in a non-polar solvent. *J. of Soil Sc.*, 27 : 148-153.

GIRALDEZ J.V., SPOSITO G., ET DELGADO C., 1982. A general soil volume change equations. I. The two parameter model : 419-425.

GLANVILLE S.F. ET SMITH G. D., 1988. Aggregate breakdown in clays soils under simulated rain and effects on infiltration. *Aust. J. of Soil Res.*, 26 : 111-120.

GLOSSAIRE DE PEDOLOGIE, 1969. Description des horizons en vue du traitement informatique (DGRST/ORSTOM).

GOUYET J.F., 1992. Physique et structures fractales. Masson Ed., 233p.

GRATON L.C. ET FRASER H.J., 1935. Systematic packing of spheres with particular relation to porosity and permeability. *J. Géol.* 43 : 785-909.

GREENE-KELLY R., 1973. The preparation of clay soils for determination of structure. *J. of Soil Sci.*, 24, 3 : 277-283.

GREENE-KELLY R., 1974. Shrinkage of clay soils. A statistical correlation with other soil properties. *Geoderma* 11 : 243-257.

GRIMALDI M., 1981. Contribution à l'étude du tassement des sols : Evolution de la structure d'un matériau limoneux soumis à des contraintes mécaniques et hydriques. Thèse ENSA Rennes.

GRIMALDI M. ET BOULET R., 1990. Relation entre l'espace poral et le fonctionnement hydrodynamique d'une couverture pédologique sur socle de Guyanne française. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol*, XXV, 3 : 263-275.

GROSSMAN R.B., FEHRENBACHER J.B. ET BEAVERS A.H., 1959. Fragipan soils of Illinois: I. General characterization and field relationships of Hosmer silt loam. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 23 : 65-70.

GROSSMAN R.B., ODELL R.T. ET BEAVERS A.H., 1964. Surfaces of peds from B horizons of illinois soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 28 : 792-798.

GUERIF J., 1982. Compactage d'un massif d'agrégats : effet de la teneur en eau et de la pression appliquée. *Agronomie*, 2, 3 : 287-294.

GUERIF J., 1988a. Détermination de la résistance en traction des agrégats terreux : revue bibliographique et mise au point technique. *Agronomie*, 8, 4 : 281-288.

GUERIF J., 1988b. Résistance en traction des agrégats terreux: influence de la texture, de la matière organique et de la teneur en eau. *Agronomie*, 8, 5 : 379-386.

GUERIF J., 1988c. Mécanismes de compactage. *C.R. Acad. Agric. France*, 74, 1 : 9-28.

GUILLET B., ET JEANROY E., 1985. Note sur une méthode chimique d'évaluation des substitutions aluminées dans les oxydes et/ou oxyhydroxydes de fer. *Science du Sol.* 1 : 37-40.

GUPTA S.C. ET LARSON W.E., 1979. A model for predicting packing density of soils using particle size distribution. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43 : 758-764.

HAGIN J., 1952. Influence of soil aggregation on plant growth. *Soil Science*, 74 : 471-479.

HAINES W.B., 1923. The volume-changes associated with variations of water content in soil. *Soil J. Agric. Sci.*, 13 : 296-310.

HAINSWORTH J.M. ET AYLMOORE L.A.G., 1983. The use of computer-assisted tomography to determine spatial distribution of soil water content. *Aust. J. of Soil Res.*, 21 : 435-443.

HAINSWORTH J.M. ET AYLMOORE L.A.G., 1988. Application of computer assisted tomography (CAT) to gamma attenuation measurement of soil content. *Aust. J. of Soil Res.*, 26 : 105-110.

HALITIM A., 1985. Contribution à l'étude des sols des zones arides (Hautes plaines steppiques de l'algerie). Morphologie, distribution et rôle des sels dans la genèse et le comportement des sols. Thèse Université de Rennes.

HALITIM A., ROBERT M., TESSIER D., ET PROST R., 1984. Influence des cations échangeable (Na, Ca, Mg) et de la concentration saline sur le comportement physique (Rétention en eau, conductivité hydraulique) de la montmorillonite. *Agronomie*, 4, 5 : 451-459.

HALLAIRE V., 1987a. Retrait vertical d'un sol argileux au cours du dessèchement. Mesures de l'affaissement et conséquences structurales. *Agronomie*, 7, 8 : 631-637.

HALLAIRE V., 1987b. Le retrait des matériaux argileux. Applications agronomiques. Colloque AFES «CEC et fertilisation». CAEN 19 et 20 Nov 1987.

HALLAIRE V., 1988a. La fissuration d'un sol argileux au cours du dessèchement. I. Description in situ. *Agronomie*, 8, 2 : 139-145.

HALLAIRE V., 1988b. La fissuration d'un sol argileux au cours du dessèchement. II. Modélisation morphologique. *Agronomie*, 8, 3 : 273-280.

HALLAIRE V., 1991. Une méthode d'analyse bidimensionnelle du retrait d'échantillons naturels de sol. *Science du sol*. 29.

HALLWORTH E.G. ET BECKMANN G.C., 1969. Gilgai in the quaternary. *Soil Sci.*, 107, 6 : 409-420

HAMBLIN A.P., 1982. Soil behaviour in response to changes in soil structure. *J. of Soil Sc.*, 33 : 375-386.

HAMBLIN A.P. ET GREENLAND D.J., 1977. Effect of organic constituents and complexed metal ions on aggregate stability of some east anglian soils. *J. of Soil Sc.*, 28 : 410-416.

- HARTMANN C., 1991.** Evolution et comportement de sols sablo-argileux ferrallitiques sous culture de palmiers à huile. Cas de la plantation de R. Michaux à Dabou. (Côte d'Ivoire). Thèse Doct. Spéc. Pédologie, Univ. Paris VI., 201p.
- HAVERKAMP R. ET PARLANGE J.Y., 1986.** Predicting the water-retention curve from particle-size distribution : I. Sandy soils without organic matter. *Soil Science*, 142, 6 : 325-339.
- HENIN S., 1938.** Etude physicochimique de la stabilité structurale des terres. Thèse de l'université de PARIS.
- HENIN S., 1976.** Cours de physique du sol. I. Texture-structure-aération. Documentations techniques ORSTOM N°28.
- HENIN S. ET MONNIER G., 1956.** Evaluation de la stabilité de la structure du sol. C.R. VI° Congrès AISS PARIS.
- HENIN S., GRAS R. ET MONNIER G., 1969.** Le profil cultural. Masson et Cie Editeurs. 332p.
- HENIN S., FIES J.C. ET MONNIER G., 1970.** Etude théorique de la porosité des matériaux meubles en fonction de leur composition granulométrique. C.R. Acad. Sci. Paris, 271 : 1960-1963.
- HENIN S. ET SANTAMARIA R., 1975.** Observation comparée sur le comportement des fragments de terre soumis à l'action de l'eau de différentes solutions et de l'alcool. *Science du sol*, 3 : 171-183.
- HILLEL D., 1980.** Fundamentals of soil physics. Acad. Press. New York.
- HOGSON J.M., 1976.** Soil Survey Field Handbook. Technical monograph N°5.
- HOOGMOED W.B. ET BOUMA J., 1980.** A simulation model for predicting infiltration into cracked clay soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44 : 458-461.
- HUMBEL F.X., 1976.** L'espace poral des sols ferrallitiques du Cameroun. Caractéristiques et comportements en relation avec les régimes hydriques et les bioclimats. Travaux et Documents ORSTOM N°54. Paris. 306 p.
- HUMBEL F.X., 1984.** L'analyse structurale des couvertures de sol: une base pour la cartographie des sols en Guyanne. In Livre jubilaire du cinquantenaire de l'AFES. Ed. AFES.
- IMESON A.C. ET VIS M., 1984.** Assessing soil aggregate stability by water-drop impact and ultrasonic dispersion. *Geoderma*, 34 : 185-200.
- ISMAIL S.N.A., 1975.** Micromorphometric soil porosity characteristics by means of electro-optical image analysis (Quantimet 720). *Soil Surv. Pap.*, 9.
- JAILLARD B. ET CABIDOCHÉ Y.M., 1984.** Etudes de la dynamique de l'eau dans un sol argileux gonflant : dynamique hydrique. *Science du sol* N°3, 239-212.

JEANROY E., GUILLET B., DELCROIX P., ET JANOT CH., 1983. Les formes du fer dans les sols : confrontation des méthodes chimiques avec la spectrométrie Mössbauer. *Science du sol. AFES*, 3 et 4 : 185-194.

JOB J., LOYER J.Y., ET AILOUL M., 1987. Utilisation de la conductivité électromagnétique pour la mesure directe de la salinité des sols. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XXIII, 2 : 123-131.

JONGERIUS A., SCHONDERBEEK D., JAGER A ET KOWALSKI S.T., 1972. Electro-optical soil porosity investigation by means of Quantimet-B equipment. *Geoderma*, 7 : 177-198.

JONGERIUS A. ET RUTHERFORD G.K., 1979. Glossary of soil micromorphology. Centre for agricultural publishing and documentation. Waeningen.

KALOGA B., 1966. Etude pédologique des bassins versants des Volta blanche et rouge en Haute Volta. 2ème partie : les vertisols. *cah. ORSTOM, sér. Pédol.* : 29-62.

KALOGA B., 1990. Relation entre transformations morphologiques et physico-chimiques de l'héritage ferrallitique au Sénégal Méridional. In journées laboratoires centre ORSTOM de Bondy, 18-20 sept. 1990.

KANE P. ET MOTT J.B., 1983. Non-destructive separation of discrete pedogenic features from soils. *J. of Soil Sc.*, 34 : 205-212.

KAY B.D. ET DEXTER A.R., 1990. Influence of aggregate diameter, surface area and antecedent water content on the dispersibility of clay. *Can. J. Soil Sci.*, 70 : 655-671.

KEMPER W.D., 1965. Aggregate stability. In *Methods of soils analysis*. Ed. Back. Amer. Soc. Agron. Inc. Madison.

KEMPER W.D. ET CHEPTIL W.S., 1966. Size distribution of aggregates. *Agronomy*, 9 : 499-510.

KEMPER W.D. ET ROSENAU R.C., 1984. Soil cohesion as affected by time and water content. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48 : 1001-1006.

KEREN R., KREIT J.F., ET SHAMBERG I., 1980. Influence of size of gypsum particles on the hydraulic conductivity of soils. *Soil Sci.*, 130, 3 : 113-117.

KEYRABI D., 1966. Influence de la composition granulométrique des sols sur leur stabilité structurale. Thèse de Docteur-Ingénieur. Paris.

KEYRABI D. ET MONNIER G., 1968. Etude expérimentale de l'influence de la composition granulométrique des terres sur leur stabilité structurale. *Ann. Agron.*, 19, 2 : 129-152.

KNIGHT M.J., 1980. Structural analysis and mechanical origins of gilgai at Boorook, Victoria, Australia. *Geoderma*, vol 23,4 : 245-284.

- KORNBLIUM E.A., 1975.** Principaux niveaux de l'organisation morphologique de la masse du sol. *Pochvovedeniye*, 9 : 36-48.
- KRISTENSEN K.J. ET LEMON E.R., 1964.** Soil aeration and plant root relations : III. Physical aspects of oxygen diffusion in the liquid phase of the soil. *Agron. J.* 56 : 295-303.
- KROGH S.R., 1980.** Crushing characteristics. *Powd. Techn.*, 27 : 171-181.
- KUBIENA W.L., 1938.** *Micropedology*. Collegiate Press. Inc. Amer. Iowa. 242p.
- LAHMAR R. ET BRESSON L.M., 1989.** Etat d'agrégation et rôle du fer dans des horizons fersiallitiques : analyse de données. *Science du sol*, 27, 3 : 243-256.
- LAURITZEN C.W., 1941.** Soil volume changes and accompanying moisture and porespace relationships. *Soil Science*, 6 : 113-116.
- LE BISSONNAIS Y., 1988a.** Comportement d'agrégats terreux soumis à l'action de l'eau: analyse des mécanismes de désagrégation. *Agronomie*, 8, 10 : 915-924.
- LE BISSONNAIS Y., 1988b.** Analyse de mécanismes de désagrégation et de la mobilisation des particules de terre sous l'action des pluies. Thèse de Docteur de l'université. Orleans.
- LE BISSONNAIS Y., 1989.** Analyse des processus de microfissuration des agrégats à l'humectation. *Science du sol.*, 27, 2.
- LE BORGNE J., 1988.** La pluviométrie au Sénégal et en Gambie. Univ. CHEIKH ANTA DIOP (Dakar), Lab. Climatologie : 94p.
- LE SOUDER , 1990.** Effet d'un conditionneur minéral sur la formation des croûtes superficielles du sol sous l'action des pluies. Mode d'action du conditionneur sur la stabilité structurale. Thèse de docteur de l'Institut National Agronomique Paris-Grignon.
- LETEY J., 1991.** The study of soil structure: Science or Art. *Aust. J. of Soil Res.*, 29 : 699-707.
- LEVEQUE , 1975.** Pédogenèse sur le socle granito-gneissique du Togo. Différenciation des sols et remaniements superficiels. Thèse Doct. Sciences Nat. Université Strasbourg. ORSTOM Paris 301p.
- LIMA L.A., GRISMER M.E., ET NIELSEN D.R., 1990.** Salinity effects on yolo loam hydraulic properties. *Soil Science*. 150, 1.
- LIMA L.A., ET GRISMER M.E., 1992.** Soil crack morphology and soil salinity. *Soil Science.*, 153,2.
- LITTLE I.P., RINGROSE-VOASE A.J., ET WARD W.T., 1992.** Surface structure in grey clays of Northwestern new South Wales in relation to micromorphology cation suite and particle size attributes. *Aust. J. Soil Res.* 30 : 1-16.

- LOW A.J., 1954. The study of soil structure in the field and the laboratory. *J. of Soil Sc.*, 5, 1 : 58-75.
- MACKIE-DAWSON L.A., MULLINS C.E., KIRKLAND J.A. ET FITZPATRICK E.A., 1988. The determination of the macroporosity of impregnated blocks of a clay soil and its relation to volumetric water content. *J. of Soil Sc.*, 39 : 65-70.
- MAIGNIEN R., 1961. Le passage des sols ferrugineux aux sols ferrallitiques dans les régions sud-ouest du Sénégal. *Soils africains*, VI, 2 et 3 : 113-228.
- MALIK R.S., LAROUCSI CH., ET DE BACKE L.W., 1979. Physical components of the diffusivity coefficient. *Soil Sci. Soc. of America Journal*, 43, 4.
- MALICK M., MUSTAFA M.A., ET LETEY J., 1992. Effect of mixed Na/ca solutions on swelling dispersion and transient water flow in unsaturated montmorillonitic soils. *Geoderma* 52 : 17-28.
- MANICHON H., 1982. Influence des systèmes de culture sur le profil cultural: élaboration d'une méthode de diagnostic basée sur l'observation morphologique. Thèse de Docteur-Ingénieur. INA Paris Grignon.
- MAPANGUI A., 1992. Etude de l'organisation et du comportement de sols ferrallitiques argileux de la vallée du Niari (Congo). Conséquences sur l'évolution physique sous culture de manioc en mécanisé depuis 15 ans. Thèse de doctorat de Paris 6.
- MARIUS C., 1985. Mangroves du Sénégal et de la Gambie. Ecologie, pédologie, géochimie. Mise en valeur et aménagement. ORSTOM. Edition 385p.
- MARSHALL T.J. ET QUIRK J.P., 1950. Stability of structural aggregates of dry soil. *Aust. J. Agric. Res.*, 1 : 266-275.
- MARTIN J.P., MARTIN W.P., PAGE J.B., RANEY W.A. ET DE MENT J.D., 1955. Soil aggregation. *Adv. in Agron.*, 7 : 1-34.
- MATKIN E.A. ET SMART P., 1987. A comparison of tests of soil structural stability. *J. of Soil Sc.*, 38 : 123-135.
- MASSE D., 1992. Amélioration du régime hydrique des sols dégradés en vue de leur réhabilitation. Cas des vertisols du Nord-Cameroun. Thèse de docteur-ingénieur INST Toulouse. IRA-ORSTOM. 87p.
- MBAGWU J.S.C ET BAZZOFFI P., 1988. Stability of microaggregates as influenced by antecedent moisture content, organic waste amendment and wetting and drying cycles. *Catena*, 15 : 565-576.
- MC GARRY D. ET CHAN , 1984. Preliminary investigation of soils behaviour under irrigated cotton. *Aust. J. Soil Res.*, 22 : 99-108.

- MC GARRY D. ET DANIELLS I.G., 1987.** Shrinkage curve indices to quantify cultivation effects on soil structure of a vertisol. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51 : 1575-1580.
- MC GARRY D. ET MALAFANT K.W.J., 1987.** The analysis of volume change in unconfined units of soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51 : 290-297.
- MC GARRY D. ET SMITH K.J., 1988.** Indices of residual shrinkage to quantify the comparative effects of zero and mechanical tillage on a vertisol. *Aust. J. of Soil Res.*, 26 : 543-548.
- MC INTYRE, 1979.** Exchangeable sodium, subplasticity and hydraulic conductivity of some Australian soils. *Aust. J. Soil Res.*, 17 : 115-120.
- MC KEAGUE J.A. ET DAY J.H., 1966.** Dithionite and oxalate extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. *Can. J. Soil Sci.*, 46.
- MC KEAGUE J.A., WANG C. ET TOPP G.C., 1982.** Estimating saturated hydraulic conductivity from soil morphology. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46, 1239 : 1244.
- MC KENZIE N.J., SMETTEN K.R.J. ET RINGROSE-VOASE A.J., 1991.** Evaluation of methods for inferring air and water properties of soils from field morphology. *Aust. J. of Soil Res.*, 29 : 587-602.
- MICHEL P., 1973.** Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique. Mémoires ORSTOM N°63. Paris.
- MICHEL J.C., 1993.** Etude du mécanisme de structuration des sols argileux. DEA de géosciences. Inra de Versailles.
- MIEDEMA R., PAPE TH., VAN DE WALL G.J., 1974.** A method to impregnate wet soil samples, producing high quality thin sections. *Neth. Journ. Agric. Sci.*, 22 : 37-39.
- MITCHELL A.R., 1992.** Shrinkage terminology : escape from "normaly". *Soil Sci Soc. Am. J.*, 56 : 993-994.
- MEHRA O.P. ET JACKSON A.L., 1960.** Iron-oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays clay Miner.*, 7 : 317-327.
- MONNIER G., 1984.** Recherches sur la stabilité structurale. In Livre jubilaire du cinquanteaire de l'AFES. Ed. AFES.
- MONNIER G. ET TRI B.H., 1971.** Une méthode d'évaluation de la taille des éléments structuraux du sol. *Science du sol.*, 2 : 17-27.
- MONNIER G., STENGEL P., FIES J.C., 1973.** Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux. Application à l'analyse des systèmes de porosité du sol. *Ann. Agron.* 24 (5) : 533-545.

MONNIER G. ET STENGEL P., 1976. Rôle des propriétés d'origine texturale dans le processus d'organisation structurale des sols. *Science du sol.*, 2 : 131-138.

MORAN C.J., MCBRATNEY A.B., RINGROASE-VOASE ET CHARTRES C.J., 1989. A method for the dehydration and impregnation of clay soil. *J. Soil Sci.*, 40 : 569-575.

MULLER J.P., 1977. Microstructuration des structichrons à l'amont des modelés convexes (Centre Cameroun). *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XV, 3, 237-258.

MURRAY R.S. ET QUIRK J.P., 1980. Comments on recent work critical point dried soil. Replies by NEWMAN A.C.D., LAWRENCE G.P., PAYNE D., GREENLAND D.J., *J. Soil Sci.*, 32 : 161-163.

MURPHY C.P., BULLOCK P. ET TURNER R.H., 1977. The measurement and characterisation of voids in soil thin sections by image analysis. Part I. Principles and techniques. *J. of Soil Sc.*, 28 : 498-508.

MURPHY C.P., ET BANFIELD C.F., 1978. Pore space variability in a sub-surface horizon of two soils. *J. of Soil Sc.*, 29, 156-166.

MURPHY C.P., ET KEMP R.A., 1984. The over-estimation of clay and the under-estimation of pores in soil thin sections. *J. of Soil Sci.* 35 : 481-495.

NEWMAN A.C.D. ET THOMASSON A.J., 1978. Rothamsted studies of soil structure. III Pore size distributions and shrinkage processes. *J. of Soil Sc.*, 30 : 415-439.

NIKIFOROFF C.C., 1941. Morphological classification of soil structure. *Soil Science*, 52 : 193-211.

NORTH P.F., 1976. Towards an absolute measurement of soil structural stability using ultrasound. *J. of Soil Sc.*, 27 : 451-459.

OADES J.M. ET WATERS A.G., 1991. Aggregate hierarchy in soils. *Aust. J. Soil Res.*, 29 : 815-828.

OLIVER R. ET LETOURMY P., 1992. Rôle respectif des différentes fractions granulométriques d'un sol dans ses propriétés physico-chimiques. Mise au point d'une méthode non destructive. *Agronomie*, 46, 1 : 41-48.

OLSON K.R. ET ZOBECK T.M., 1989. Improved mercury displacement method to measure the density of soil aggregates. *Soil Sci.*, 147, 1 : 71-75.

PAGLIAI M., LA MARCA M., ET LUCAMANTE G., 1983. Micromorphometric and micromorphological investigations of a clay loam soil in viticulture under zero and conventional tillage. *Journal of Soil Science*, 34 : 391-403.

PANABOKKE C.R. ET QUIRK J.P., 1957. Effect of initial water content on stability of soil aggregates in water. *Soil Sci.*, 83 : 185-195.

PAYCHENG C., 1980. Méthodes d'analyse utilisées au laboratoire commun de Dakar. Multigr. ORSTOM Dakar : 104p.

PEDRO G., 1987. Géochimie, minéralogie et organisation des sols. Aspects coordonnées des problèmes pédogénétiques. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., XXIII, 3 : 169-187.

PEDRO G., CHAUVEL A., MEFI A., 1976. Recherches sur la constitution des Terra Roxa Estruturuda du Brésil. *Ann. Agron.*, 27, 3 : 265-294.

PELLERIN F.M., 1980. La porosimétrie au mercure appliquée à l'étude géotechnique des sols et des roches. Bulletin de liaison du laboratoire des Ponts et Chaussées, 106 : 105-116.

PERFECT E. ET KAY B.D., 1991. Fractal theory applied to soil aggregation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55 : 1552-1558.

PERRIER E., MULLON C., RIEU M. ET DE MARSILY G., 1992. An "objet-oriented" computer construction of deforming fractal soil structures. Determination of their water properties. In "porous of fractured unsaturated media : transports and behaviour". Scientific colloquarium. EPFL. Monte Verità, Ascona, Switzerland. Oct 5-9/1992. p. 255-273.

PERRIER E., MULLON C., RIEU M. ET DE MARSILY G., 1993. An "objet-oriented" computer construction of deforming fractal soil structures. Determination of their water properties. *Water resources research*, soumis en 1993.

PETROVIC A.M., SIEBERT J.E. ET RIEKE P.E., 1982. Soil bulk density analysis in three dimensions by computed tomographic scanning. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46, 3 : 445-450.

PHILIPPY R., BLOIN M. ET BARTOLI F., 1991. Avant-projet de norme. Qualité des sols : méthodes physiques. Méthode de mesure de la stabilité structurale des sols. Multigr. CPB, CNRS Nancy.

PHOGAT V.K. ET AYLMOORE A.G., 1989. Evaluation of soil structure by using computer assisted tomography. *Aust. J. of Soil Res.*, 27 : 313-323.

PICOT ET GRENOUILLET, 1989. La sécurité en laboratoire de chimie et de biochimie. Technique et Documentation. Lavoisier.

PIERI C., 1969. Etude pédologique de la région de Nioro du Rip. IRAT, CNRA Bambey, Sénégal. Multigr. 131p.

PINI R. ET GUIDI G., 1989. Determination of soil microaggregates with laser light scattering. *Soil Sc. Plant anal.*, 20, I & II : 47-59.

PODWOJEWSKI P., 1988. Les vertisols de Nouvelle-Calédonie. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., XXIV, 4 : 279-302.

PONS C.H., BEN RHAÏEM H., TESSIER D. ET CLINARD C., 1987. Apport de la diffusion aux petits angles de rayon X à l'étude de la microstructure des matériaux argileux. In *Micromorphologie des sols*. Ed. Fedoroff N., Bresson L.M., Courty M.A. ; Ed. A.F.E.S.

QUIRK J.P. ET SCHOFFIELD R.K., 1955. The effects of electrolyte concentration on soil permeability. *J. Soil Sci.*, 6, 163-178.

RAHMAN W.A., ET ROWELL D.L., 1979. The influence of magnesium in saline and sodic soils : a specific effect or a problem of cation exchange. *J. of Soil Sci.* 30 : 535-546.

RASIAH V., KAY B.D. ET PERFECT E., 1992. Evaluation of selected factors influencing aggregate fragmentation using fractal theory. *Can. J. Soil Sci.*, 72 : 97-106.

REFERENTIEL PEDOLOGIQUE FRANÇAIS (R.P.F.), 1988. 2ème proposition. Publié par l'INRA-AFES.

REEVE M.J. ET HALL D.G.M., 1978. Shrinkage in clayed subsoils of contrasting structure. *J. of Soil Sc.*, 29 : 315-323.

REEVE M.J., HALL D.G.M., ET BULLOCK P., 1980. The effect of soil composition and environmental factor on the shrinkage of some clayey british soils. *J. of Soil Sci.* 31 : 429-442.

RENGASAMY P. ET OLSSON K.A., 1991. Sodicity and soil structure. *Aust. J. Soil Res.*, 29 : 935-952.

RICHARDS, 1941. A pressure membrane extraction apparatus for soil solution. *Soil Sci.*, 51 : 377-386.

RICHARD M. ET GOUNY P., 1966. Contrôle de la salinité. *Ann. Agron.*, 16, 6 : 625-635.

RIEU M. ET SPOSITO G., 1991a. Fractal fragmentation, soil porosity, and soil water properties. I. Theory. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55 : 1231-1238.

RIEU M. ET SPOSITO G., 1991b. Fractal fragmentation, soil porosity, and soil water properties. II. Applications. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55 : 1239-1244.

RIMMER D.L., GREENLAND D.J., 1976. Effects of calcium carbonate on the swelling behaviour of a soil clay. *J. of Soil Sci.* 27 : 129-139.

RINGROSE-VOASE A.J., 1990a. One dimensional image analysis of soil. I. Principles. *J. of Soil Sci.*, 41 : 499-512.

RINGROSE-VOASE A.J., 1990b. One dimensional image analysis of soil. II. Interpretation of parameters with respect to four forest soil profiles. *J. of Soil Sci.*, 41 : 513-527.

RINGROSE- VOASE A.J., 1991. Micromorphology of soil structure : description, quantification, application. *Aust. J. Soil Res.*, 29 : 777-813.

- RINGROSE-VOASE A.J. ET BULLOCK P., 1984.** The automatic recognition and measurement of soil pore types by image analysis and computer programs. *J. of Soil Sc.*, 35 : 673-684.
- RHOTON F.E., MEYER L.D., ET WHISLER F.D., 1983.** Densities of wet aggregated sediment from different textured soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47.
- ROBAIN H., TESSIER D., GRIMALDI M., ET ELSASS FR., 1990.** Importance de la texture des kaolinites dans la caractérisation des couvertures ferrallitiques. Conséquences sur l'organisation et la stabilité physique des sols. *C.R. Acad. Sci.*, t-311, série II : 239- 246.
- ROBAIN H. ET CURMI P., 1986.** Rôle de la structure pédologique sur le comportement hydrique du sol aux faibles pF. *ACAD. Sc. Paris T. 303, série II,6* : 509-514.
- ROBERT M., VENEAU G. ET HERVIEU M., 1983.** Influence des polycations du fer et de l'aluminium sur les propriétés des argiles. *Science du sol*, 3-4 : 235-251.
- ROBERT M., ET TESSIER D., 1985.** Minéralogie, microorganisation et propriétés physiques des matériaux argileux. In *sol et eau. Actes du séminaire de La Havane 8-20 avril 1985.* Ed. ORSTOM. Colloques et Séminaires 86.
- ROBERT M., VENEAU G. ET BREUM A., 1987.** Etudes microscopiques d'associations aluminium-argiles ou fer-argiles. In *Micromorphologie des sols.* Ed. Fedoroff N., Bresson L.M., Courty M.A. ; Ed. A.F.E.S.
- ROGOWSKI A.S., MOLDENHAUER W.C ET KIRKHAM D., 1968.** Rupture parameters of soil aggregates. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 32 : 720-724.
- ROOSE E., 1981.** Dynamique actuelle de sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux d'Afrique occidentale. *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, n°130. 360p.
- ROOSE E., 1984.** Erosion et conservation des sols. In *Livre jubilaire du cinquantenaire de l'AFES.* Ed. AFES.
- ROSSIGNOL J.P., 1983.** Les vertisols du Nord de l'Uruguay. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XX, 4 : 271-291.
- ROUILLER J., BURTIN G., ET SOUCHIER B., 1972.** La dispersion des sols dans l'analyse granulométrique. Méthode utilisant les résines échangeuses d'ions. *Bulletin de l'ENSAIA, Nancy*, 14 : 193-205.
- RUSSEL E.W., 1971.** Soil structure : its maintenance and improvement. *J. of Soil Sc.*, 22, 2 : 137-151.
- RUSSEL E.W., 1973.** Soil conditions and plant growth. London: Longman.
- SALA G.H. ET TESSIER D., 1993.** Importance de l'état énergétique de l'eau sur l'aptitude au tassement de matériaux argileux non saturés. *C.R. ACAD. Sci. Paris*, t.316, série II : 231-236.

- SARTORI G., FERRARI A. ET PAGLIAI, 1985. Changes in soil porosity and surface shrinkage in a remolded saline clay soil treated with compost. *Soil Sci.*, 139, 6 : 523-530.
- SCHALLER F.W. ET STOCKINGER K.R., 1953. A comparison of five methods for expressing aggregation data. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 17 : 310-313.
- SCHWERTMANN U., 1964. The differentiation of iron oxide in soils by a photo chemical extraction with acid ammonium oxalate. *Z. Pflanz. Düngunz.* 105p.
- SEGUIS L., CHEVILLOTTE H., GASCUEL C., BOIVIN P., ET BRAUDEAU E., 1990. Optimisation des aménagements hydro-agricoles dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal. Contribution de l'imagerie satellitaire. Poster. 4^{ème} journée de l'Université des Réseaux d'Expression Française "télédétection appliquée à la cartographie thématique et topographique", Montréal, Québec.
- SEGUY L., 1969. Etude pédologique du bassin versant de Salikénié en Moyenne-Casamance-CNRA Bambey, Sénégal. Multigr.
- SEQUI P., 1978. Soil structure. An outlook. *Agrochimica*, XXII, 5-6 : 403-423.
- SERVANT, 1975. Contribution à l'étude pédologique des terrains halomorphes. L'exemple des sols salés du Sud et du Sud-Ouest de la France. Thèse d'Etat. USTL. Montpellier, 194p.
- SHEIN YE.V., BEREZIN P.N. ET GUDIMA I.I., 1988. Differential porosity of soils. *Pochvovedeniye*, 3 : 53-65.
- SHIEL R.S., ADEY M.A. ET SHANNON J.B., 1988a. The macroporosity of artificial aggregates of varying texture. *J. of Soil Sc.* 339 : 629-638.
- SHIEL R.S., ADEY M.A., ET LODDER M., 1988b. The effect of successive wet/dry cycles on aggregate size distribution in a clay texture soil. *J. of Soil Sci.* 39 : 71-80.
- SHIRAZI M.A. ET BOERSMA L., 1984. A unifying quantitative analysis of soil texture. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48, 142-147.
- SHIRAZI M.A., BOERSMA L., ET WARREN HART J., 1988. A unifying quantitative analysis of soil texture : improvement of precision and extension of scale. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52, 181-190
- SHOUSE P.J., GERIK T.J., RUSSEL W.B. ET CASSEL D.K., 1990. Spatial distribution of soil particle size and aggregate stability index in a clay soil. *Soil Science*, 149, 6 : 351-360.
- SKIDMORE E.L. ET POWERS D.H., 1982. Dry soil aggregate stability: Energy-based index. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46 : 1274-1279.
- SNYDER V.A. ET MILLER R.D., 1985. A pneumatic fracture method for measuring the tensile strength of unsaturated soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49 : 1369-1374.

SOIL SURVEY STAFF, 1951. Soil Survey Manual, U.S. Gov. Printing Office. USDA. Handbook (Washington, D.C.), 18, 503p.

SOIL SURVEY STAFF, 1975. Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Agriculture Handbook 436.

SPOSITO G. ET GIRALDEZ J.V., 1976. Thermodynamic stability and the law of corresponding states in swelling soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 40 : 352-358.

STENGEL P., 1979. Utilisation de l'analyse des systèmes de porosité pour la caractérisation de l'état physique du sol in situ. Ann. Agron., 30, 1 : 27-51.

STIRK G.B., 1954. Some aspects of soil shrinkage and the effect of cracking upon water entry into the soil. Aust. J. Agric. Res., 5 : 279-290.

STOOPS G., 1968. Micromorphologie of some characteristical soils of the lower Congo (Kinshasa). Pedologie 18 : 110-149.

STOOPS G. ET JONGERIUS A., 1975. Proposal for a micromorphological classification of soil materials. I classification of the related distribution and coarse particles. Geoderma, 13 : 189-199.

SWINDALE L.D., 1988. Developping, testing and transferring improved vertisol technology : the Indian Expérience. In Management of vertisols in sub-saharan africa : 13-43. Edited by JUTZI S.C., HAQUE I., MACINTIRES J., STARES J.E.S., LICA, ADDIS ABEBA, ETHIOPIA.

TAMBOLI P.M., LARSON W.E. ET AMEMIYA M., 1963. Influence of aggregate size on soil moisture retention. IOWA Acad. Sci., 71 : 103-108.

TAMM O, 1922. Meddel stat. Skogsforskaut. 19, 385.

TESSIER D., 1984. Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Hydratation, gonflement et structuration au cours de la dessiccation et de la réhumectation. Thèse de l'université Paris VII.

TESSIER D., 1987. Validité des techniques de deshydratation pour l'étude de la micro-organisation des sols. Apport des matériaux argileux purs. In Micromorphologie des sols. Ed. Fedoroff N., Bresson L.M., Courty M.A. ; Ed. A.F.E.S.

TESSIER D. ET QUIRK J.P., 1979. Sur l'apport de la microscopie électronique dans la connaissance du gonflement des matériaux argileux. C.R. Acad. Sci. Paris, 288 : 1375-1378.

TESSIER D. ET BERRIER J., 1979. Utilisation de la microscopie électronique à balayage dans l'étude des sols. Observation de sols humides soumis à différents pF. Science du sol., 1 : 67-82.

- THOMASSON A.J., 1978.** Towards an objective classification of soil structure. *J. of Soil Sc.*, 29 : 38-46.
- TIPPKÖTTER R., 1983.** Morphology, spatial arrangement and origin of macropores in some Hapludalfs, West Germany. *Géoderma*, 29 : 355-371.
- TIULIN A.F., 1928.** Questions on soil structure. II Aggregate analysis as a method for determining soil structure. *Perm. Agr. Exp. Sta. (USSR)*, 2 : 77-122.
- TOOGOOD J.A., 1978.** Relation of aggregate stability to properties of alberta soils. In *Modification of soil structure*. Ed. Emerson W.W. et al.
- TOBIAS C., 1965.** Contribution à l'étude du passage des sols beiges aux sols rouges : étude d'une toposéquence dans la région de Séfa (Casamance-Sénégal) ORSTOM, Dakar. Multigr. 113p.
- TOWNER G.D., 1986.** Anisotropic shrinkage of clay cores, and the interpretation of field observations of vertical soil movement. *J. of Soil Sc.*, 37 : 363-371.
- TRAPNELL C.G. ET WEBSTER R., 1986.** Microaggregates in red earths and related soils in East and Central Africa, their classification and occurrence. *J. of Soil Sc.*, 37 : 109-123.
- TRI B.H., 1968.** Dynamique de la granulation du sol sous prairie. *Ann. Agron.*, 19, 4 : 415-439.
- TRI B.H. ET MONNIER G., 1973a.** Etude quantitative de la granulation des sols sous prairies de graminées. I. Paramètres définissant la structure granulaire et leur relation avec la porosité du sol. *Ann. Agron.*, 24, 4 : 401-424.
- TRI B.H. ET MONNIER G., 1973b.** Etude quantitative de la granulation des sols sous prairies de graminées. II. Les paramètres de granulation en relation avec la constitution physique du sol et le système racinaire. *Ann. Agron.*, 24, 6 : 651-677.
- TURCHENIEK L.W. ET OADES J.M., 1979.** Fractionation of organo-mineral complexes by sedimentation and density techniques. *Géoderma*, 21 : 311-343.
- TYLER S.W. ET WHEATCRAFT S.W., 1989.** Application of fractal mathematics to soil water retention estimation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53, 4 : 987-996.
- TYLER S.W. ET WHEATCRAFT S.W., 1992.** Fractal scaling of soil particle-size distributions: Analysis and limitations. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56 : 362-369.
- USDA, 1951.** Soil Survey Manual. Handbook n°18. USA.
- US SALINITY STAFF, 1954.** Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. USDA, Handbook, n°60, 160p.

- UTOMO W.H. ET DEXTER A.R., 1981. Soil friability. *J. of Soil Sc.*, 32 : 203-213.
- VACHIER P., CAMBIER ET PROST R., 1979. Structure d'un milieu poreux : la craie. *Ann. Agron.*, 39, 3 : 247-263.
- VALENTIN C., 1981. Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de région subdésertique (Agadez/Niger). Dynamique de formation et conséquences sur l'économie en eau. Thèse de l'université Paris/ORSTOM.
- VAN BAVEL C.H., 1949. Mean weight-diameter of soil aggregates as a statistical index of aggregation. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 14 : 20-23.
- VAN OORT F., 1984. Géométrie de l'espace poral. Comportement hydrique et pédogénèse. Application à des sols sous prairie et alpage, issus de l'altération des calcschistes sédimentaires en moyenne et haute montagne (Alpes du Nord, Beaufortin). Thèse INA Paris-Grignon.
- 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. Vérifications expérimentales du modèle. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305, II : 511-516.
- VOORHEES W.B., ALLMARAS R.R., ET LARSON W.E., 1966. Porosity of surface soil aggregates at various moisture contents. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 30 : 163-167.
- WANG C., MC KEAGUE J.A. ET TOPP G.C., 1985. Comparison of estimated and measured horizontal Ksat values. *Can. J. Soil Sci.*, 65 : 707-715.
- WARNER G.S., NIEBER J.L., MOORE I.D. ET GEISE R.A., 1989. Characterizing macropores in soil by computed tomography. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53, 3 : 653-660.
- WATSON J.R. ET PARSON J.W., 1974. Studies of soil organo-mineral fractions. I. Isolation by ultrasonic dispersion. *J. of Soil Sc.*, 25, 1 : 1-8.
- WEBSTER R. ET OLIVER M.A., 1990. *Statistical methods in soil land resource survey*. Oxford University Press.
- WIERSUM L.K., 1962. Uptake of nitrogen and phosphorous in relation to soil structure and nutrient mobility. *Plant Soil* 16 : 62-70.
- WILDING L.P., ET PUENTES R., 1988. Vertisols : their distribution, properties, classification and management. Technical monographie n°18. Soil Management support services Texas.
- WILDING L.P., ET TESSIER D., 1988. Genesis of vertisols : shrink-swell phenomena. In Vertisols : their distribution, properties, classification and management. Technical monographie n°18. Soil Management support services Texas. Ed. Wilding L.P., Puentes R.
- WILLIAMS B.G., GREENLAND D.J., LINDSTROM G.R., AND QUIRK J.P., 1966. Techniques for the determination of the stability of soil aggregates. *Soil Science*, 101, 3 : 157-163.

WIELEMAKER W.G., 1984. Soil formation by termites. A study in the Kisii area, Kenya. Doctoral thesis. Agricultural University, Wageningen. 132p.

WU L., VOMOCIL J.A. ET CHILDS S.W., 1990. Pore size, particle size, aggregate size, and water retention. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54 : 952-956.

WUSTAMIDIN ET DOUGLAS L.A., 1985. Aggregate breakdown and the relation to raindrop energy. *Soil Science*, 139, 3.

YAALON D.H. ET KALMAR D., 1972. Vertical movement in a undisturbed soil : continuous measurement of swelling and shrinkage with a sensitive apparatus. *Geoderma*, 8 : 231-240.

YODER R.E., 1936. A direct method of aggregate analysis of soils and a study of the physical nature of erosion losses. *J. Am. Soc. Agr.*, 28, 5 : 337-351.

YOUNG I.M. ET CRAWFORD J.W., 1991. The fractal structure of soil aggregates : its measurement an interpretation. *J. of Soil Sc.*, 42 : 187-192.

YULE D.F. ET RITCHIE J.T., 1980. Soil shrinkage relationships of Texas vertisols. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44 : 1285-1291.

ZHAO H., LOW P.F., ET BRADFORD J.M., 1991. Effects of pH and electrolyte concentration particle interaction in three homoionic sodium soil clay suspensions. *Soil Sci.*, 151, 3 : 196-207.

ZAKHAROV S.A., 1927. Achievements of Russian science in the morphology of soils. *Acad. Sci. USSR*, 2 : 47.

ANNEXE IV.1

Toposéquence de YABONE : sols ferrallitiques et ferrugineux

horizon B1	argile en g pour 100 g de sol sec	limon fin en g pour 100 g de sol sec	limon gr. en g pour 100 g de sol sec	sable fin en g pour 100 g de sol sec	sable gr. en g pour 100 g de sol sec	carbone organique en m. éq. pour 100g de sol sec	CEC en m. éq. pour 100g de sol sec	Fe2O3 total en g pour 100 g de sol sec	Fe2O3 libre en g pour 100 g de sol sec	pF=2 teneur en eau	pF=3 en g pour 100g de sol sec	pF=4,2 en g pour 100g de sol sec
sol rouge "amont" (2 : 45 cm)	19	3	5	39	34	0,3	2,2	1,7	0,07	10,9	7,9	6
sol rouge "aval" (3 : 45 cm)	25	4	5	31	37	0,32	2,7	2,1	0,09	12,7	9,8	7,6
sol rouge pâle (6 : 45 cm)	25	4	6	34	32	0,33	3,2	1,5	0,08	15	10,7	8,4
sol beige (8 : 45 cm)	8	3	8	48	32	0,19	1,4	0,5	0,08	6,7	4	2,7

horizon B2	argile en g pour 100 g de sol sec	limon fin en g pour 100 g de sol sec	limon gr. en g pour 100 g de sol sec	sable fin en g pour 100 g de sol sec	sable gr. en g pour 100 g de sol sec	carbone organique en m. éq. pour 100g de sol sec	CEC en m. éq. pour 100g de sol sec	Fe2O3 total en g pour 100 g de sol sec	Fe2O3 libre en g pour 100 g de sol sec	pF=2 teneur en eau	pF=3 en g pour 100g de sol sec	pF=4,2 en g pour 100g de sol sec
sol rouge "amont" (1/8 : 100 cm)	25	10	5	31	31	0,22	3,0	2,5	0,27	17,3	12,8	9,2
sol rouge "aval" (3/6 : 150 cm)	29	4	7	31	27	0,21	3,3	2,1	0,24	17,8	13,2	9,5
sol rouge pâle (8/7 : 250 cm)	25	8	9	36	28	0,17	2,9	1,9	0,10	17,6	12,6	8,8
sol beige (8/6 : 250 cm)	12	3	10	42	33	0,16	1,9	0,4	0,10	11,0	7,0	4

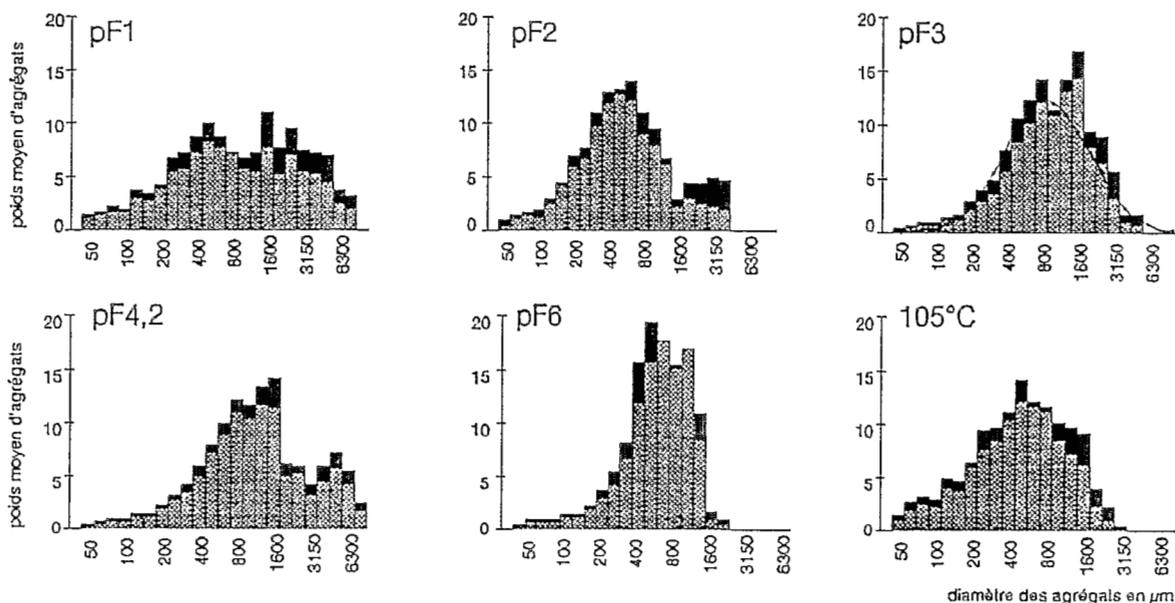
Cuvette de DIAWARA : vertisols

Vertisols	argile en g pour 100 g de sol sec	limon en g pour 100 g de sol sec	sable en g pour 100 g de sol sec	carbone en m. éq. pour 100 g de sol sec	Ca en m. éq. pour 100 g de sol sec	Mg en m. éq. pour 100 g de sol sec	Na en m. éq. pour 100 g de sol sec	K en m. éq. pour 100 g de sol sec	CEC en m. S. par cm	EC en g pour 100 g de sol sec	Fe2O3 en g pour 100 g de sol sec	Fe2O3 en g pour 100 g de sol sec
profil A (hz. supérieur 0-35 cm)	78	22	3,9	0,41	13,5	14,7	0,3	0,8	37,7	0,1	5,2	1,9
profil H (hz. médian 45-75 cm)	73	28	3	0,35	16,1	19,4	4,3	0,7	29,3	0,8	6,9	2,4
profil C (hz. profond 110 cm)	64	29	6	0,41	13,4	11,7	15,4	0,7	25,0	3,0	6,7	2,6

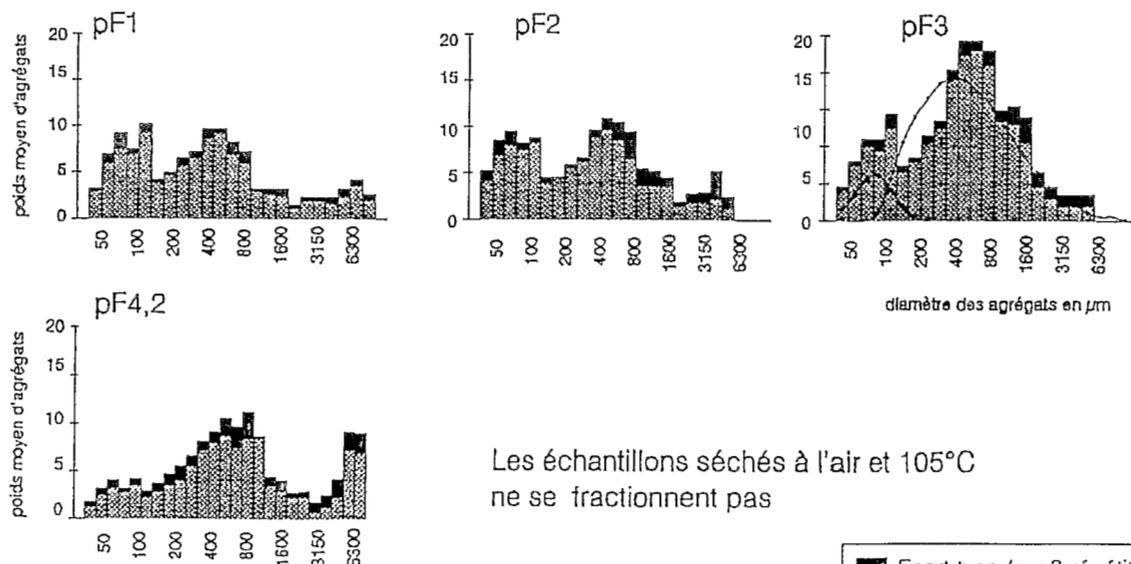
Caractéristiques physico-chimiques des échantillons utilisés pour la mise au point du protocole de fractionnement en agrégats.

ANNEXE IV.2

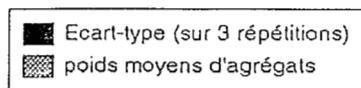
Vertisol non salé
(profil H : horizon médian)



Sol alluvial hydromorphe
(profil D, horizon médian)

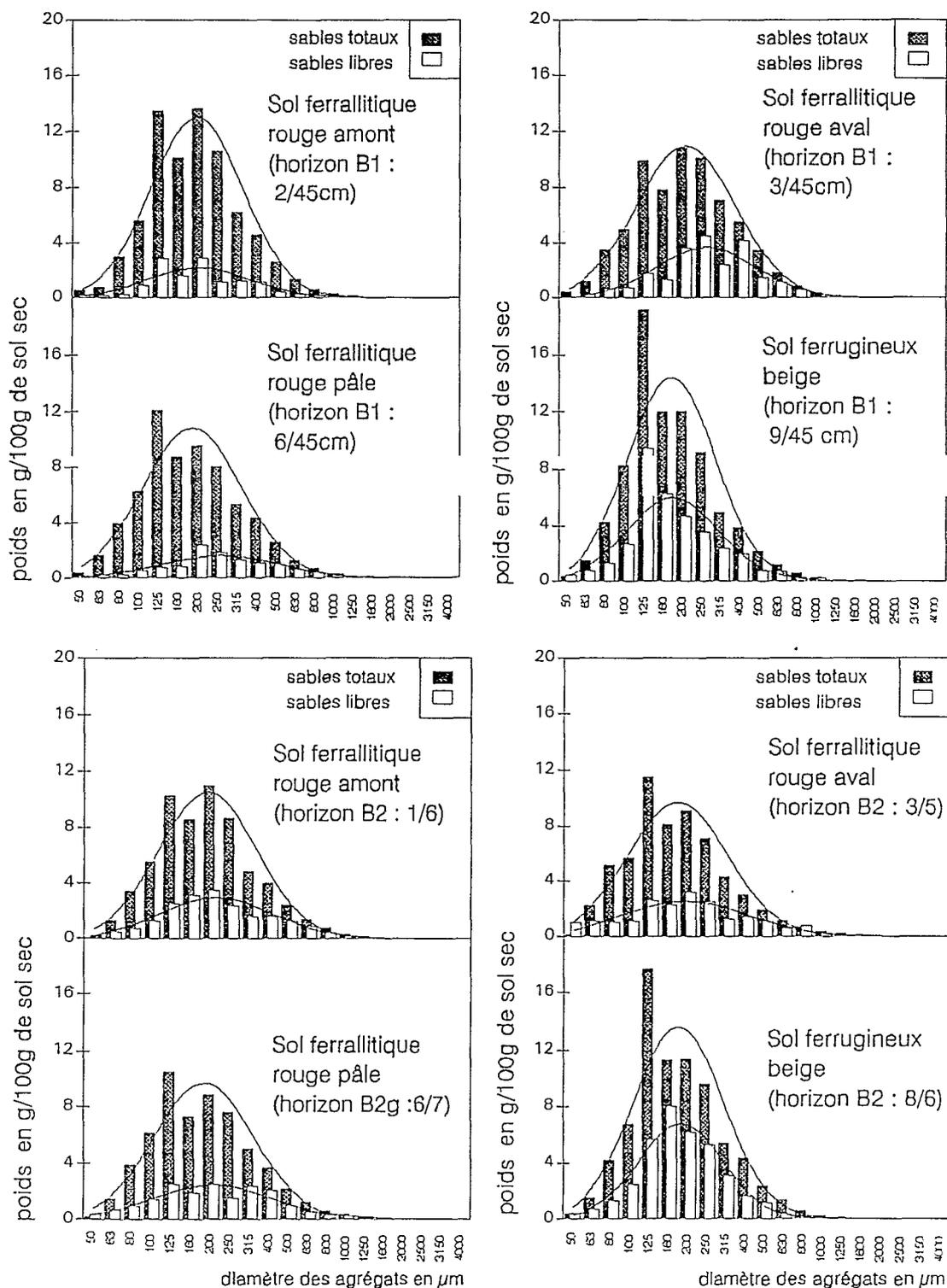


Les échantillons séchés à l'air et 105°C
ne se fractionnent pas



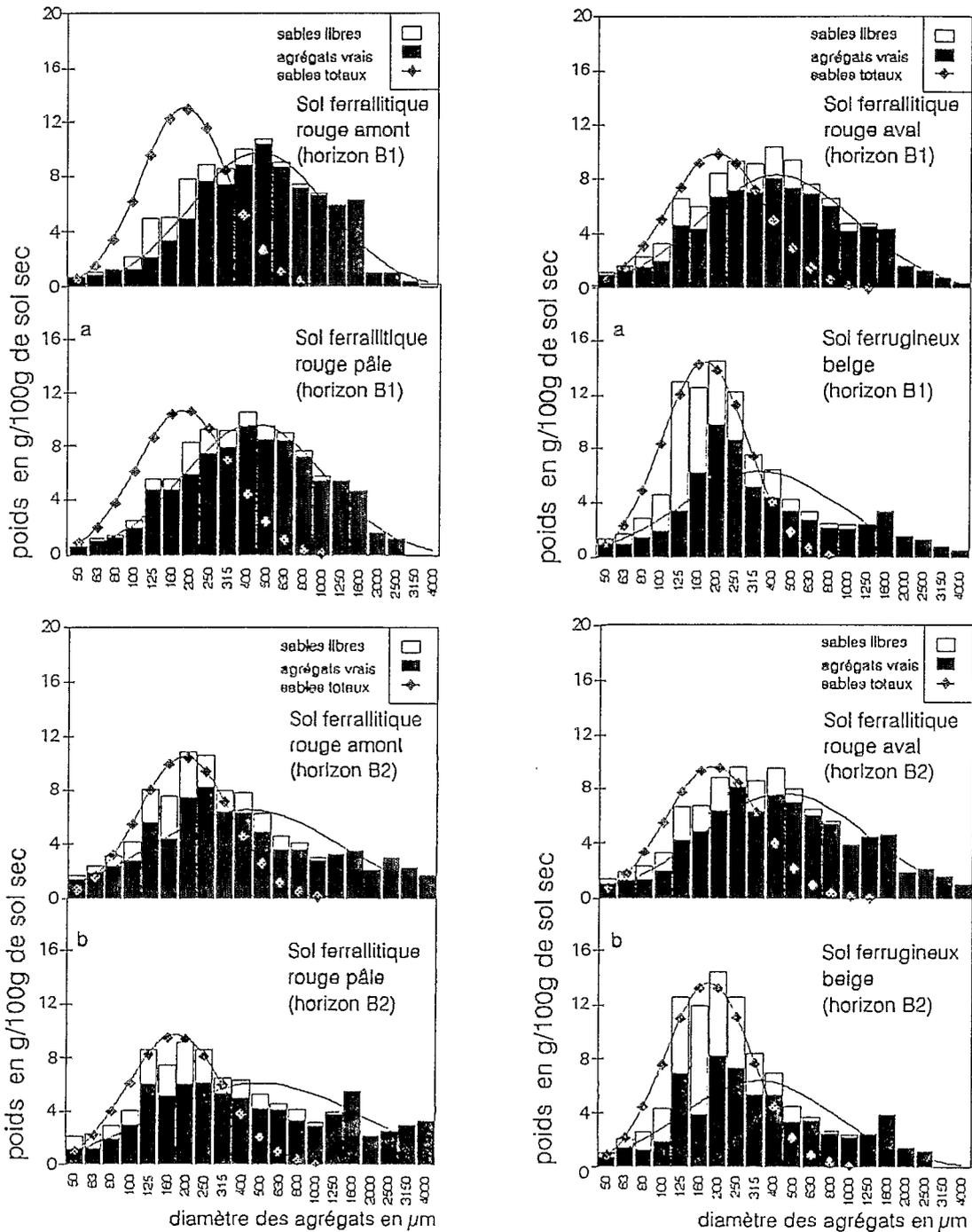
Influence de l'état hydrique initial d'un échantillon de vertisol et de sol alluvial hydromorphe sur la distribution du poids moyen d'agrégats par classe de taille.

ANNEXE IV.3a



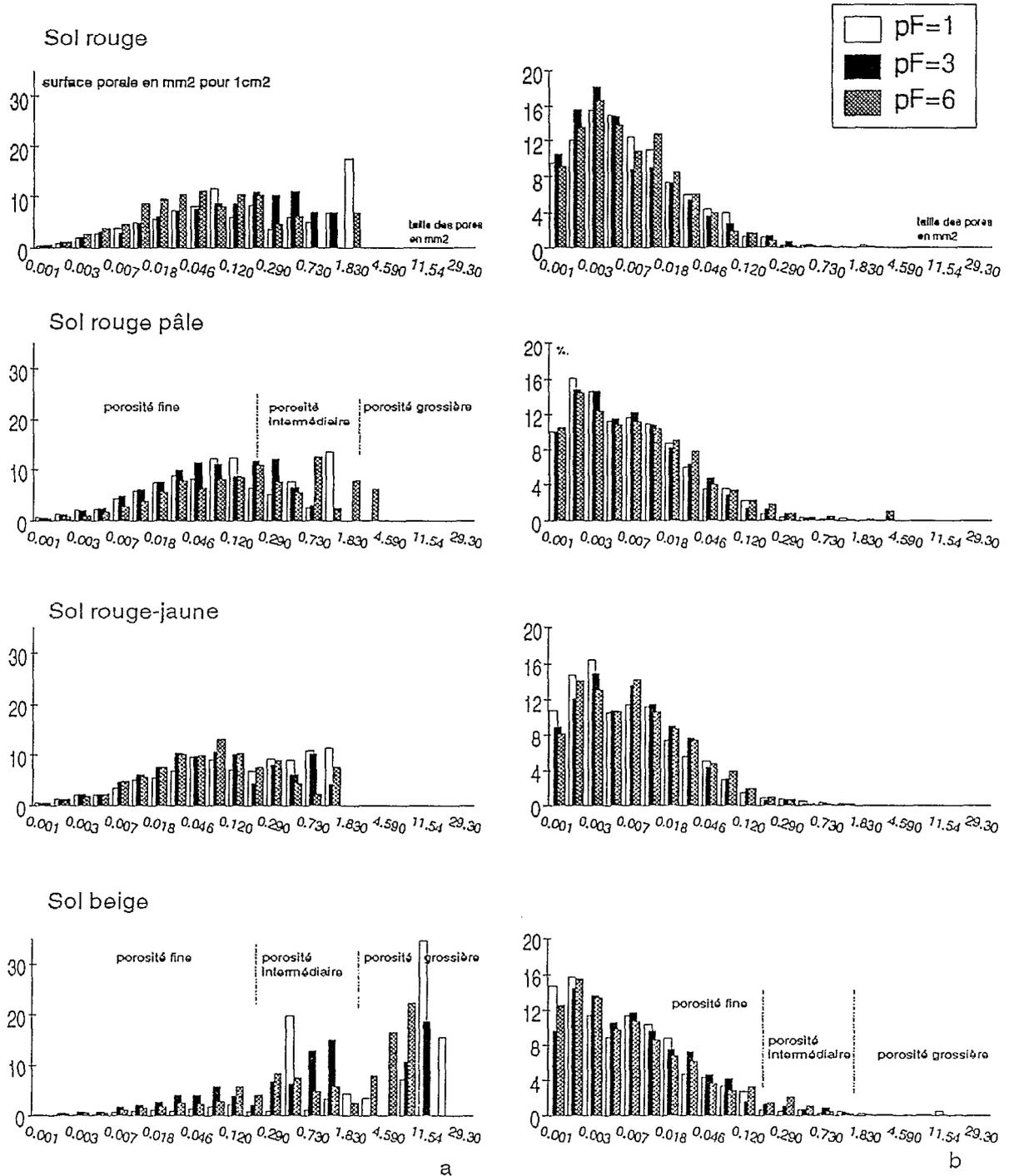
Distributions dimensionnelles des sables libres totaux, et des sables libres estimés par comptage sous loupe binoculaire, des horizons B1 et B2 des sols ferrallitiques et ferrugineux.

ANNEXE IV.3b



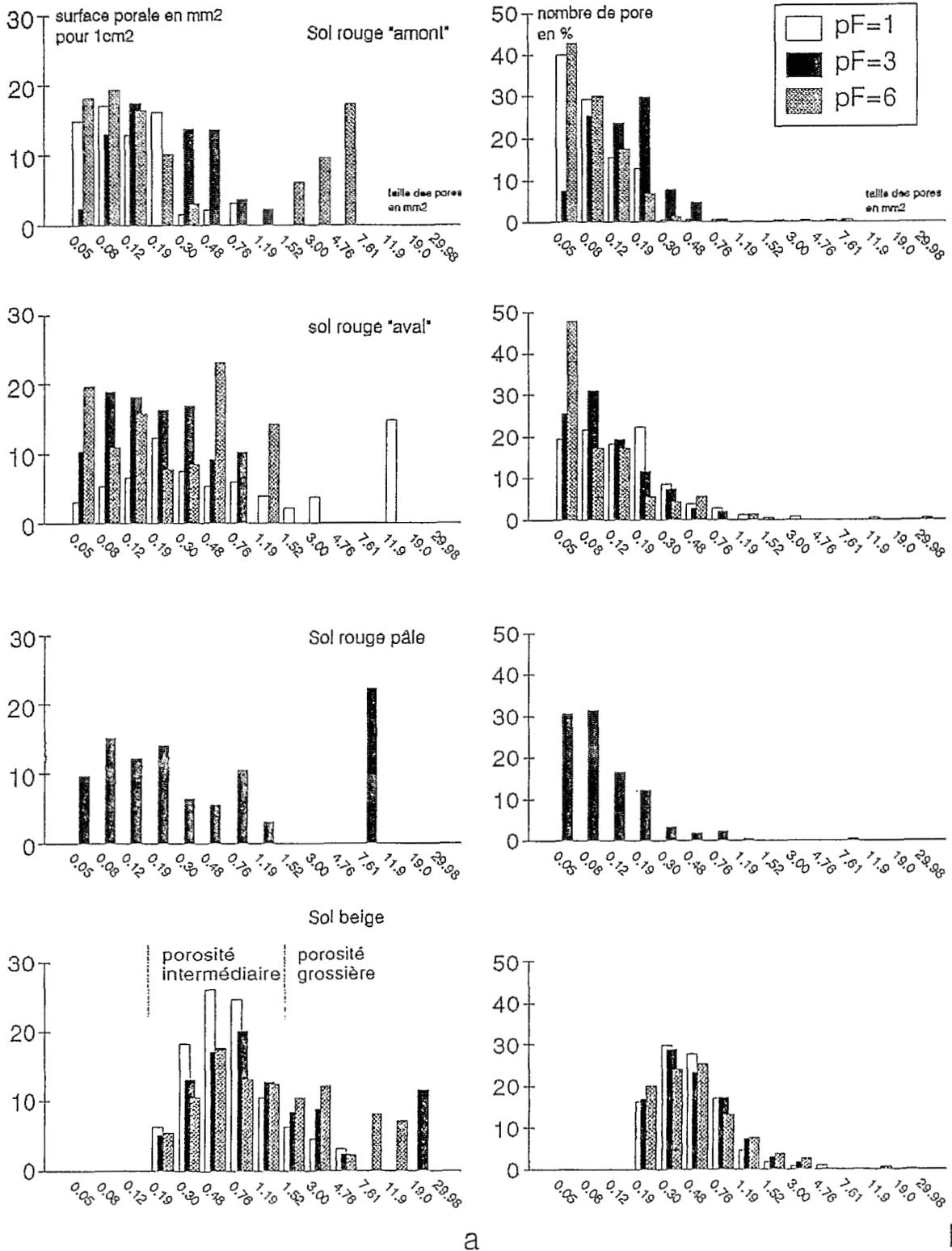
Distributions dimensionnelles des agrégats vrais (stricto sensu), calculées par la différence entre les distributions des agrégats totaux et des sables libres d'échantillons des horizons B1 et B2 des sols ferrallitiques et ferrugineux.

ANNEXE V.1a



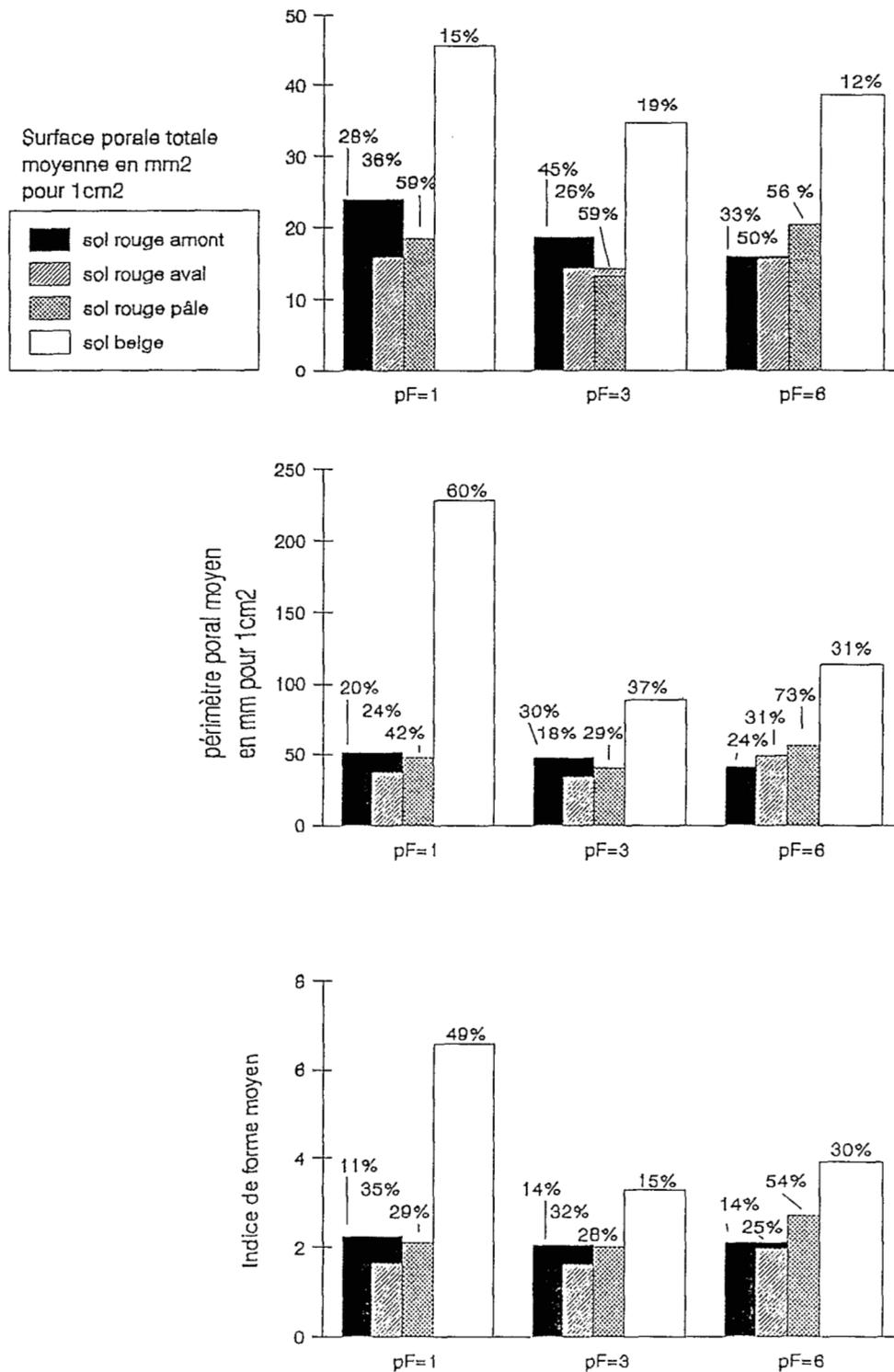
Distribution de la surface porale (a) et du nombre (b) de pore, mesurée par analyse d'images sur des lames minces d'échantillons (horizon B2) de sols ferrallitiques et beiges ferrugineux indurés à différents états hydriques (champ de 23 mm² sous microscope optique polarisant).

ANNEXE V.1b



Distribution de la surface porale (a) et du nombre (b) de pore, mesurée par analyse d'images sur de blocs indurés d'échantillons (horizon B2) de sols ferrallitiques et beiges ferrugineux indurés à différents états hydriques (champ de 600 mm² directement sous caméra).

ANNEXE V.2



Caractéristiques globales de la surface porale mesurée par analyse d'images sur un champ de 23 mm² sous microscope optique polarisant. Les coefficients de variation donnent une estimation de l'hétérogénéité des mesures sur 6 champs différents sur une même lame mince de sol.

ANNEXE VII.1

Typologie des sites

Nous avons retenu les variables suivantes :

- * Localisation/cote topographique :
 - partie basse de cuvette (< 4m)
 - partie intermédiaire
 - partie haute de cuvette (> 5m).

- * Conductivité électromagnétique :
 - nulle à faible (inférieure à 100 mS/m)
 - moyenne (100-220 mS/m)
 - forte (220-300 mS/m)

- * Méso relief :
 - plan
 - légèrement ondulé
 - très ondulé.

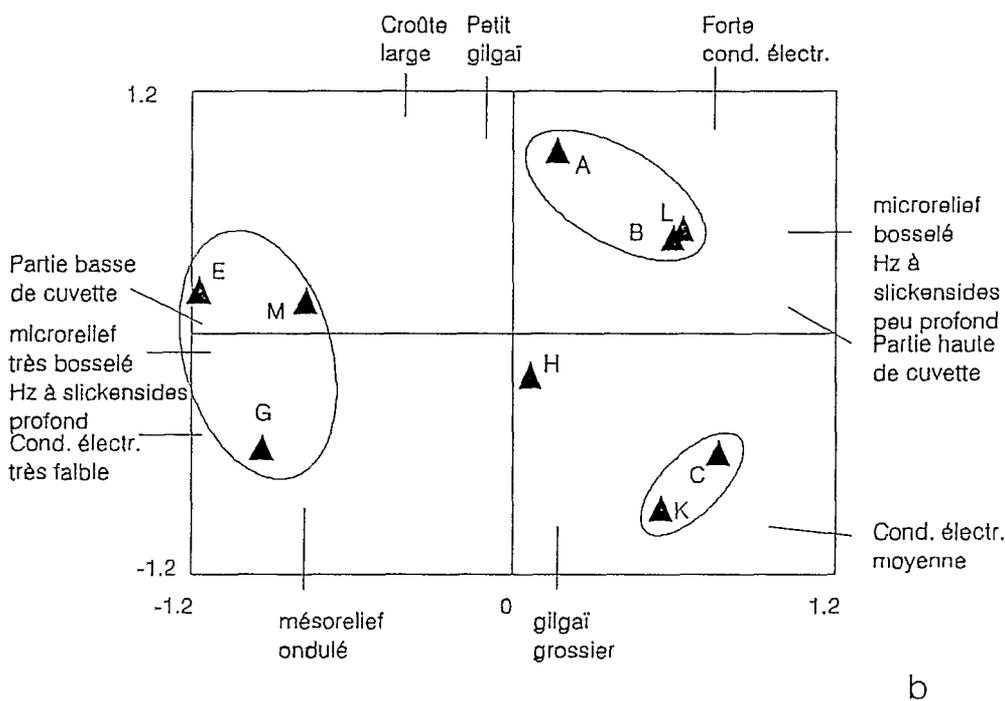
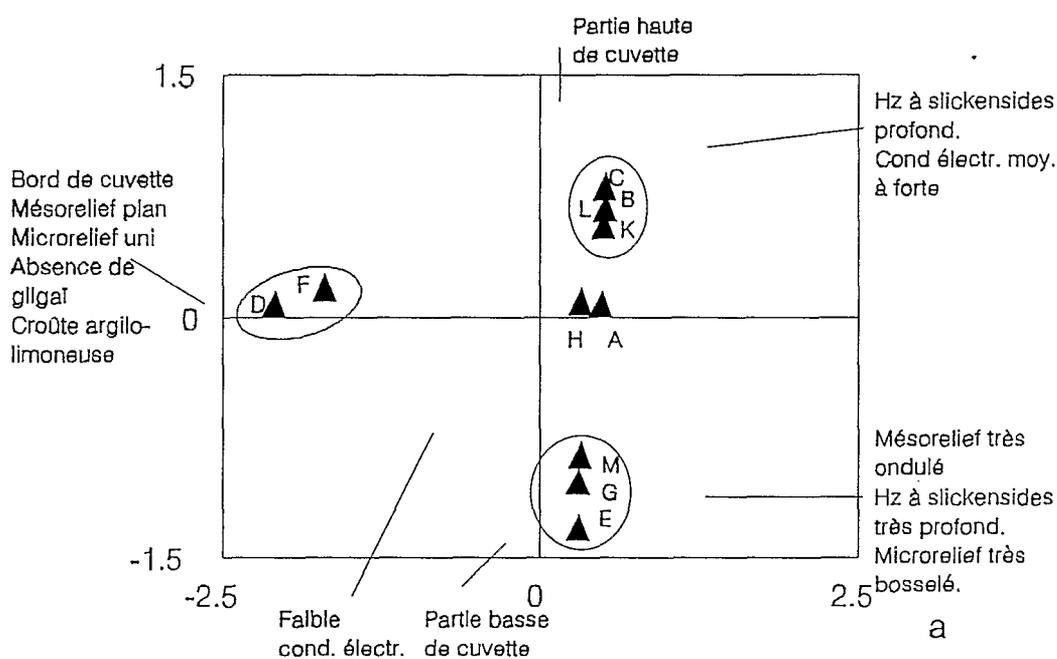
- * Micro relief :
 - uni
 - légèrement bosselé
 - très bosselé.

- * Caractéristiques du micro relief :
 - inexistence de gilgai
 - gilgai de petite taille
 - gilgai de grande taille

- * Caractéristiques de la croûte de surface :
 - croûte limoneuse en plaquettes squameuses
 - croûte sablo-argileuse en plaquettes polygonales de petite taille
 - croûte sablo-argileuse en plaquettes polygonales de grande taille.

- * Profondeur d'apparition de l'horizon profond à "slickensides" :
 - inexistant
 - peu profond
 - profond (sup. à 110 cm)

ANNEXE VII.1



Typologie des sites de la cuvette de DIAWARA. Analyse factorielles des correspondances multiples sur les variables morphologiques caractérisant globalement les profils de sol. AFCM sur l'ensemble des profils de la cuvette (11 observations et 7 variables) (a) ; AFCM sur uniquement les profils de vertisols (9 observations, 7 variables) (b).

ANNEXE VII.2

Caractérisation des agrégats par un indice de forme

RAPPEL METHODOLOGIQUE

Nous rappelons que l'acquisition des données se fait par l'intermédiaire d'une caméra située au dessus, à la verticale des agrégats, reliée à un analyseur d'images. Ce travail a été réalisé au laboratoire de Science du Sol de l'INRA de Rennes en collaboration avec Mr V. HALLAIRE.

Les agrégats sont disposés sur un support clair, blanc et mat. Les agrégats sont facilement individualisés, le seuillage de l'image est simplifié par le fait que les images sont fortement contrastées.

L'histogramme des niveaux de gris présente nettement deux familles de pixels : les unes claires représentant le support, les autres plus sombres les agrégats. Malgré ce bon contraste, le choix d'un seuil reste délicat en raison des problèmes d'éclairage (ombres rapportées des agrégats ou surbrillance). Un algorithme mis au point par HALLAIRE (1991) permet de détecter, sans équivoque, les contours des agrégats, et du support, et de déterminer le choix du seuillage (binarisation de l'image).

Une estimation en deux dimensions de la morphologie des agrégats peut être obtenue à partir de la mesure de leur surface A et du périmètre P :

Soit I un indice de forme $I = P^2 / 4 * \pi * A$

Plus la projection de la forme des agrégats s'éloigne d'un cercle, plus l'indice I sera élevé. Pour chaque lot d'agrégats de même taille, nous avons effectué un regroupement par classe d'indice de forme, puis analysé entre eux les distributions obtenues. Nous avons choisi arbitrairement une série rationnelle de classes dans laquelle le rapport des dimensions de deux classes consécutives est constant. Notre choix s'est porté sur une suite géométrique de coefficient $10^{0,04}$.

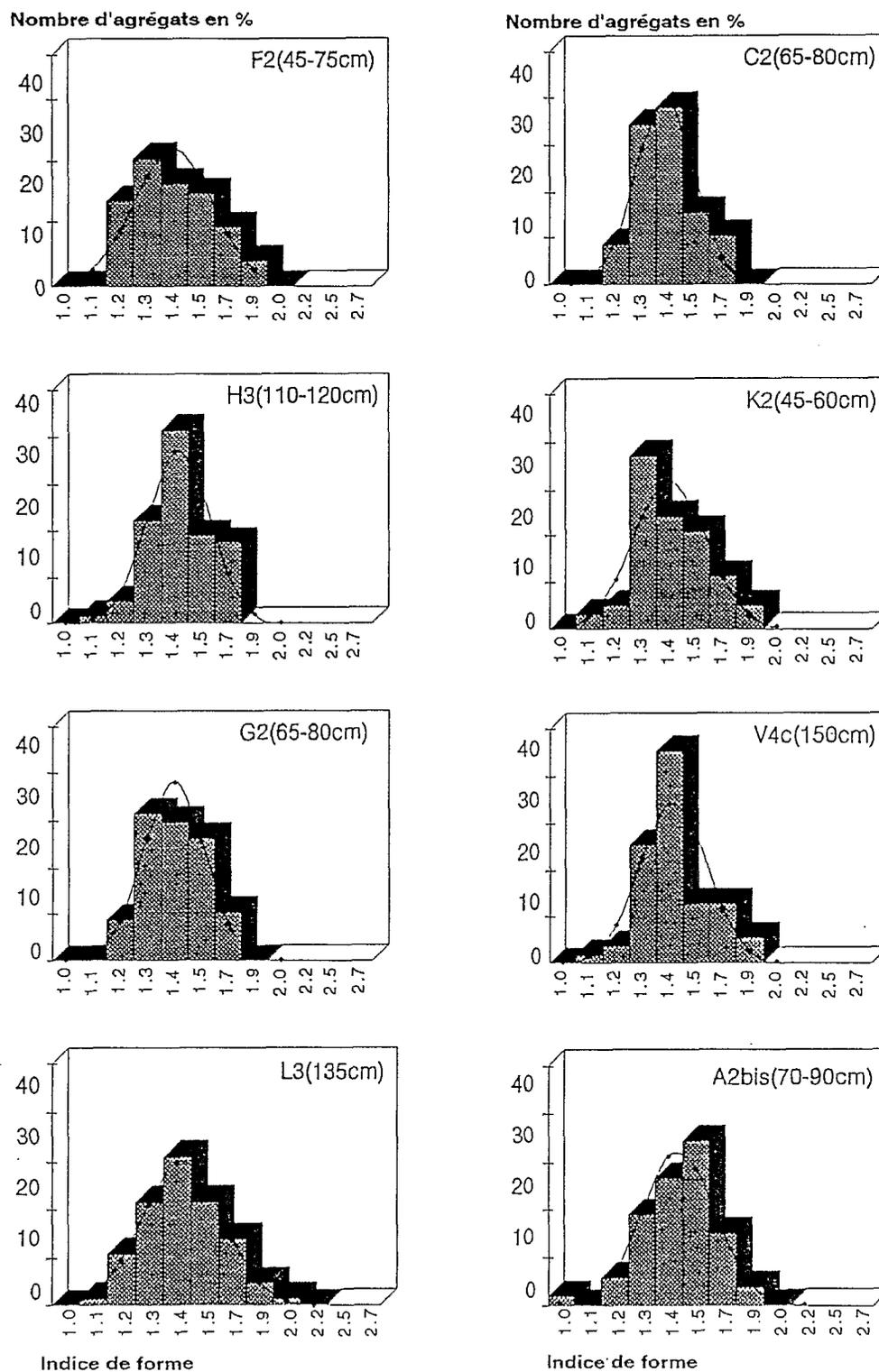
Nous avons calculé, alors, les fréquences relatives des classes pour chaque échantillon, ainsi que la moyenne et l'écart type de cette distribution que nous avons ensuite ajustée à une loi lognormale.

En l'absence d'un couplage loupe binoculaire-caméra, l'analyse des classes d'agrégats de taille inférieure à $315 \mu\text{m}$ s'est avéré impossible.

RESULTATS

Nous analysons dans un premier temps la distribution de l'indice de forme de classes d'agrégats de même taille. Les figures ci-après montrent ces distributions sur des agrégats de $800-1000 \mu\text{m}$ de vertisols de la cuvette de DIAWARA.

L'ajustement à la loi lognormale s'avère bon pour l'ensemble des échantillons. L'étalement de la distribution est très faible, traduisant de ce fait une relative homogénéité de la forme des agrégats. L'indice de forme dépasse rarement 2, ce qui caractérise des formes essentiellement sphériques. On note cependant une légère augmentation de l'indice de forme pour les agrégats des horizons profonds trahissant ainsi une morphologie plus allongée (lenticulaire).



Distribution du nombre d'agrégats par classe d'indice de forme. Agrégats de 800 à 1000 μm issus du fractionnement d'échantillons de vertisols (sur un lot d'une cinquantaine à une centaine d'agrégats).

Dans un deuxième temps, nous avons tenté d'analyser la forme des agrégats de taille croissante constitutifs d'un même échantillon (ci-après). On constate l'existence d'une relation linéaire entre l'indice de forme et la taille des agrégats d'un même échantillon ($R = -0.93$; $p < 0.001$). Plus les agrégats sont petits, plus l'indice est proche de 1. Nous obtenons les mêmes résultats sur quatre autres échantillons.

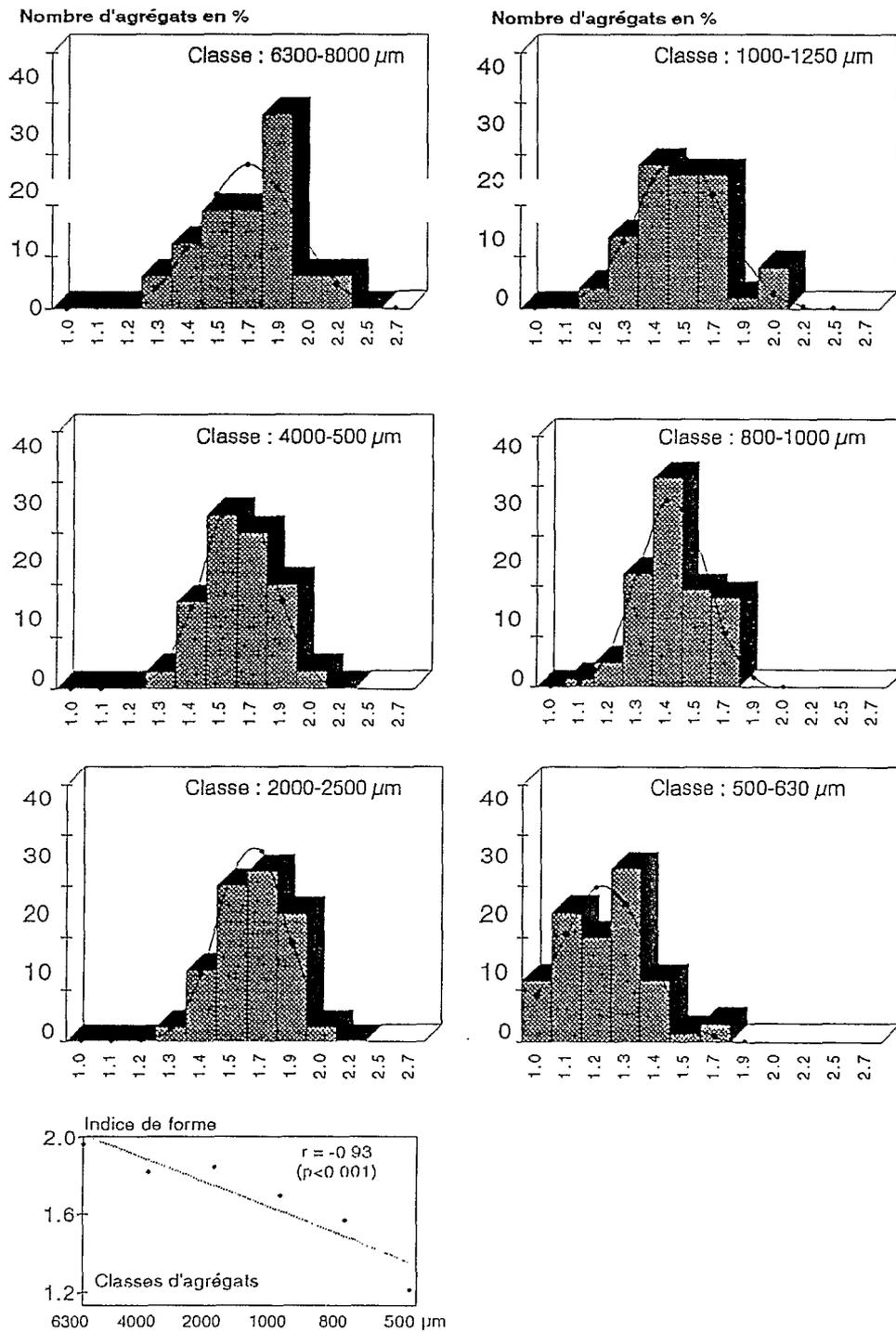
Cette relation semble traduire le fait que plus les agrégats sont petits, moins ils sont constitués de pixels et donc plus l'indice de forme est petit. Cette relation rend donc la comparaison quantitative entre des agrégats de taille différente délicate.

A fort grossissement, le champ de l'image couvre une surface de quelques centimètres carrés, ce qui correspond à une surface de pixels de quelques dizaines de μm . Pour des agrégats de quelques centaines de μm , la précision de la mesure (en l'absence d'un couplage caméra/loupe binoculaire) est donc un facteur limitant dans la caractérisation morphologique des agrégats (la forme de ces agrégats n'étant plus décrite que par l'assemblage de quelques pixels).

Un autre problème est dû à l'aspect bidimensionnel de la numérisation. La forme d'un agrégat est représenté par sa projection en deux dimensions ; d'où l'importance de la disposition des agrégats sur le support. Il est facilement compréhensible que l'analyse devient délicate, voire aberrante dans le cas de particules de formes allongées, qui, selon leurs orientation, présentent un faciès très différent.

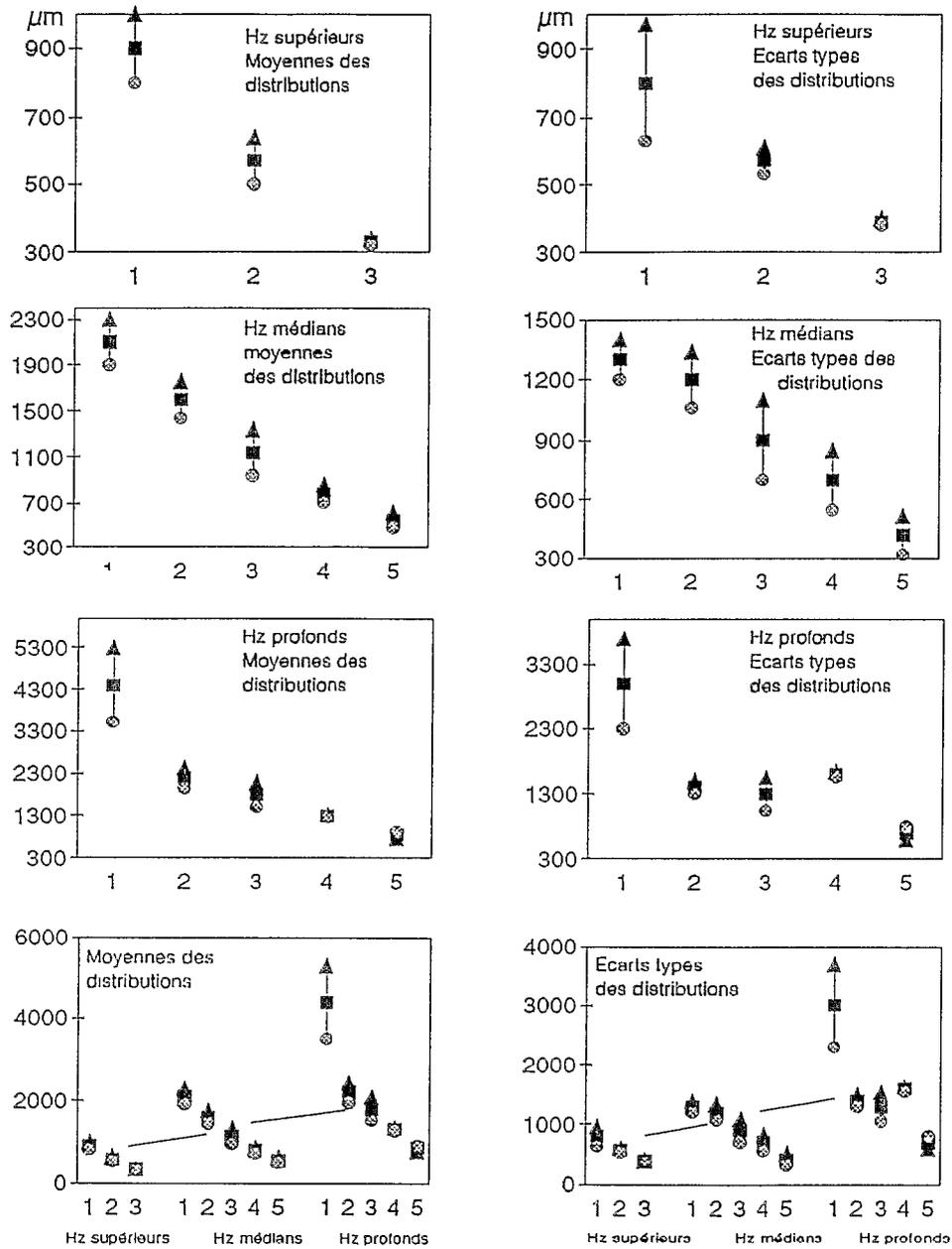
Nous avons réalisé des répétitions de numérisation sur les mêmes lots d'agrégats, mais orientés de façon différente, on note alors que la distribution de l'indice de forme varie dans un même ordre de grandeur qu'entre les échantillons eux-mêmes.

De plus les mesures s'effectuent sur un lot d'agrégats de taille d'agrégats, mais non sur des agrégats exactement de même taille, ce qui rend encore une fois l'interprétation des résultats délicate.



Distribution du nombre d'agrégats par classe d'indice de forme. Agrégats de tailles différentes issus du fractionnement d'un échantillon de vertisol (profil H, horizon profond).

ANNEXE VII.3



Hz sup 1 : H1, L1, A1, C1, M2a, A2, M1
 Hz sup 2 : B1, K1
 Hz sup 3 : E1, G1

Hz méd 1 : K2b
 Hz méd 2 : B2
 Hz méd 3 : M2b,e,d, H2, A2b, L2, F2
 Hz méd 4 : V4N, C2, E2, G2, K2
 Hz méd 5 : V4P

Hz prof 1 : L3, M3
 Hz prof 2 : V4c
 Hz prof 3 : H3, B3, C3, M2c, A3
 Hz prof 4 : K3
 Hz prof 5 : E3, F3, G3

Moyennes et écart-types (en µm) des différents groupes de distributions dimensionnelles d'agrégats de vertisols. L'intervalle de confiance correspond à la variabilité de ces paramètres pour chaque groupe.

ANNEXE VIII.1

Typologie des horizons supérieurs

Pour ces horizons nous avons retenu les variables suivantes :

- * Taille de la sur-structure (prismatique ou *prismoclode*)* :
 - de petite taille, à tendance colonnaire (*styloclode*) (< 30 cm de la largeur des prismes)
 - de taille moyenne
 - de taille grossière (> 60 cm)

- * Nature de la structure principale :
 - polyédrique anguleux (*anguclode*)
 - polyédrique anguleux à tendance cubique (*cuboclode*)
 - polyédrique anguleux formant des plaquettes à orientation horizontale (*tendance lépiclode*)
 - polyédrique anguleux à tendance lenticulaire (*tendance sphénoclodique*).

- * Taille des éléments structuraux (structure principale) :
 - de petite taille (inférieur à 5 cm de côté horizontal)
 - de taille moyenne
 - de grande taille (supérieur à 12 cm de côté horizontal)

- * Taille des éléments structuraux tertiaires (sous-structure) :
 - agrégats lenticulaires (*micro-sphénoclodiques*) indistincts
 - agrégats lenticulaires de petite taille
 - agrégats lenticulaires grossiers.

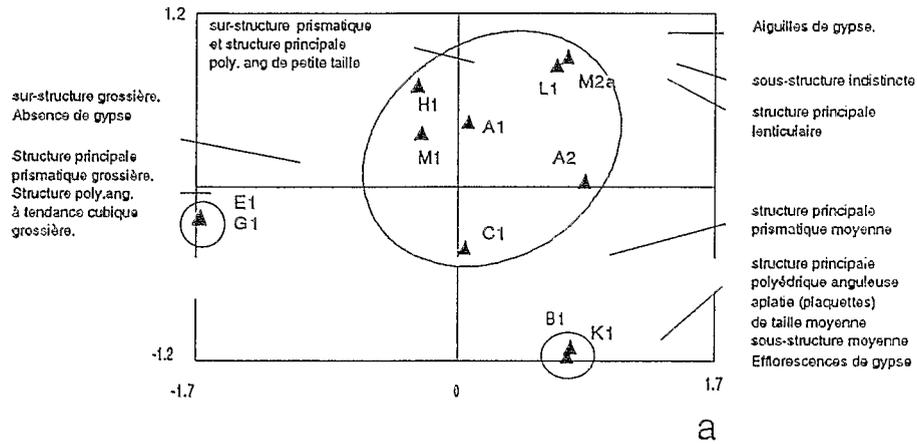
- * Présence et forme des efflorescences de gypse :
 - absence
 - petites efflorescences (points blancs millimétriques)
 - aiguilles millimétriques.

* *Note*: les termes en italiques correspondent à la typologie proposée par CHATELIN et MARTIN (1972), reprise par BEAUDOU (1988).

ANNEXE VIII.1

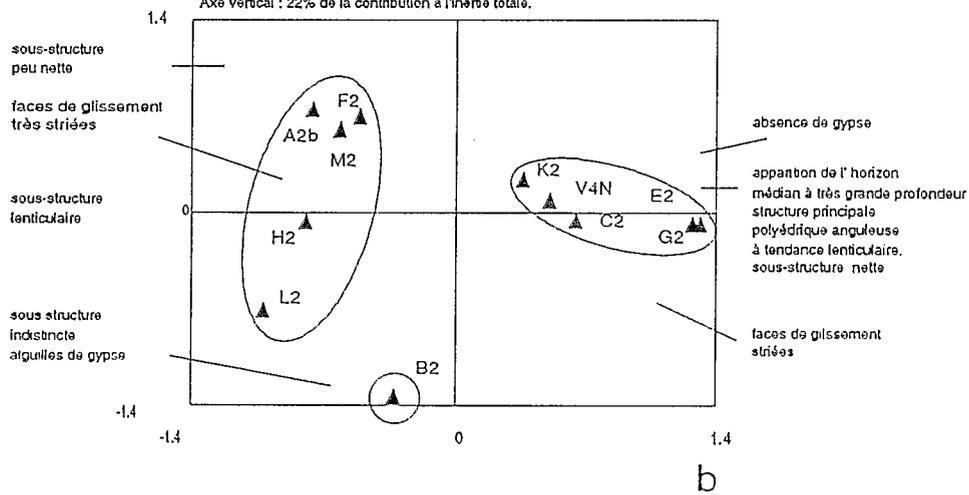
Horizons supérieurs :

Axe horizontal : 35% de la contribution à l'inertie totale.
Axe vertical : 23% de la contribution à l'inertie totale.



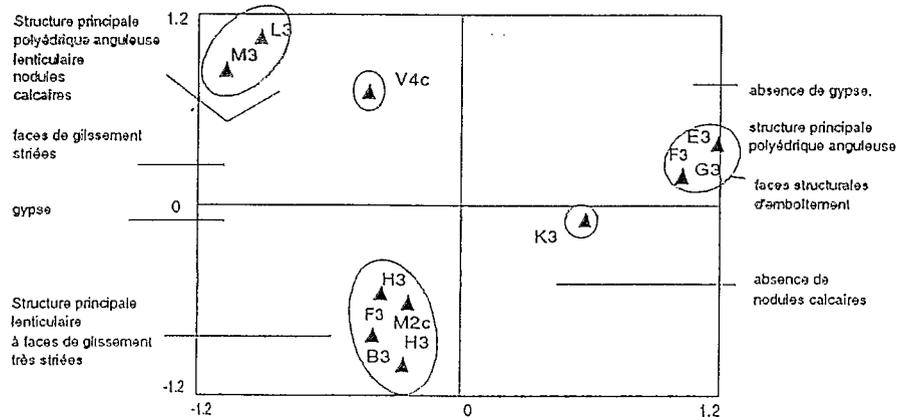
Horizons médians :

Axe horizontal : 41% de la contribution à l'inertie totale
Axe vertical : 22% de la contribution à l'inertie totale.



Horizons profonds :

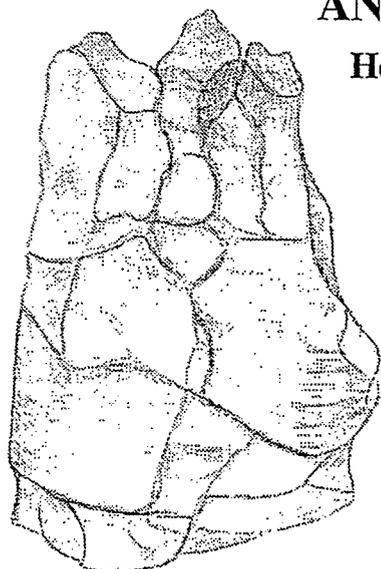
Axe horizontal : 36% de la contribution à l'inertie totale.
Axe vertical : 28% de la contribution à l'inertie totale.



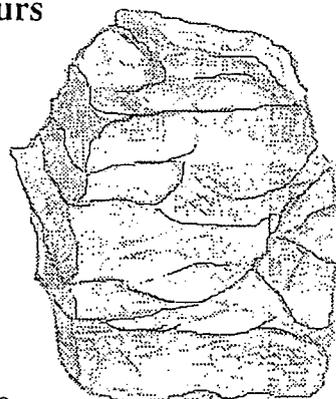
Analyses factorielles des correspondances multiples sur la morphologie des éléments structuraux macroscopiques des trois horizons des vertisols de la cuvette de DIAWARA.

ANNEXE VIII.1b

Horizons supérieurs



A1



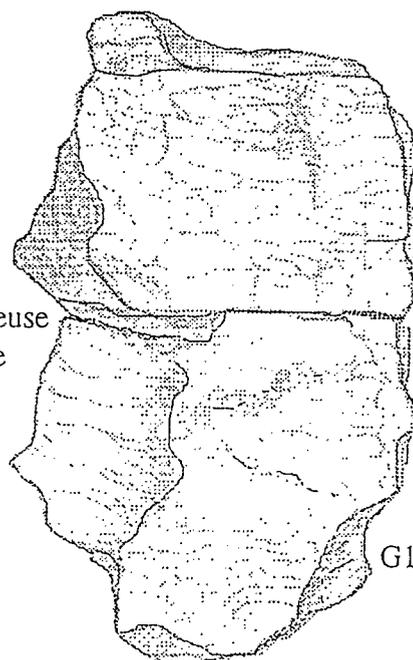
H1

Structure polyédrique anguleuse



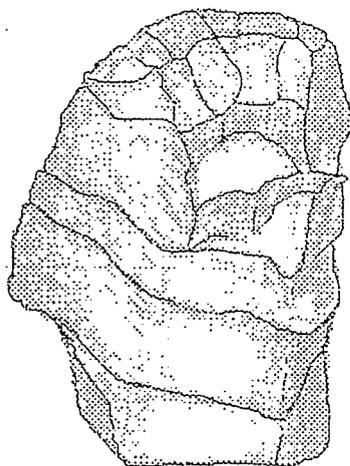
L1

Structure polyédrique anguleuse à tendance cubique



G1

Structure polyédrique anguleuse aplatie à orientation horizontale (plaquettes)



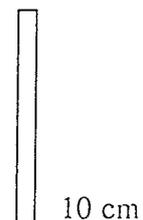
K1



A2

Dessins de quelques éléments structuraux (mottes) représentatifs des horizons supérieurs de vertisols.

Structure polyédrique anguleuse à tendance lenticulaire et faces de glissement



ANNEXE VIII.1c

Typologie des horizons médians

Ce sont des horizons caractérisés par des structures polyédriques anguleuse à tendance lenticulaire où les lentilles de glissement sont faiblement inclinées et encore peu développées.

Pour ces horizons nous avons retenu les variables suivantes :

* Profondeur d'apparition de l'horizon médian :

- faible profondeur (< 50 cm)
- moyenne profondeur
- forte profondeur (> 60 cm)

* Nature de la structure principale :

- massive d'apparence *psammoclodique*
- polyédrique anguleuse à tendance cubique (*cuboclode*)
- polyédrique anguleuse (*anguclode*)
- polyédrique anguleuse à tendance lenticulaire
- lenticulaire (*sphénoclode*)

* Nature des faces structurales :

- surfaces lisses à facettes d'emboîtement
- surfaces lisses luisantes (*luciques*) et striées (*strioluciques*)
- surfaces lisses très striées

* Netteté et nature des éléments structuraux tertiaires (sous-structure) :

- agrégats ovoïdes millimétriques
- agrégats lenticulaires indistincts
- agrégats lenticulaires (*micro-sphénoclidiques*) nets
- agrégats lenticulaires très nets

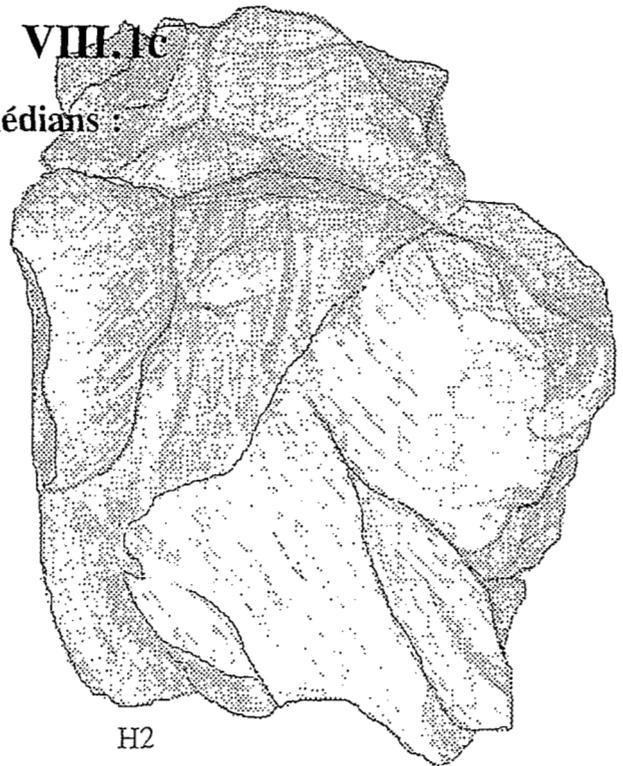
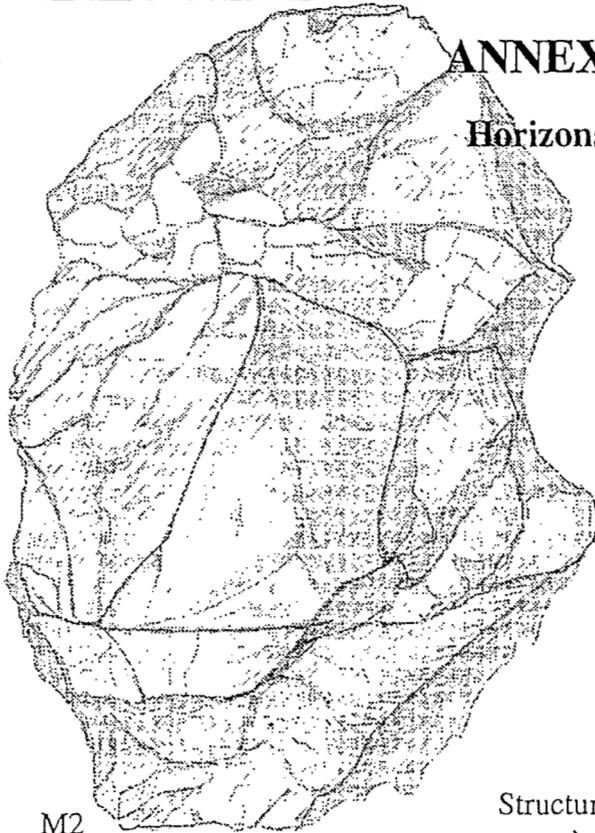
* Présence et forme des efflorescences de gypse :

- absence
- fines aiguilles
- concrétions

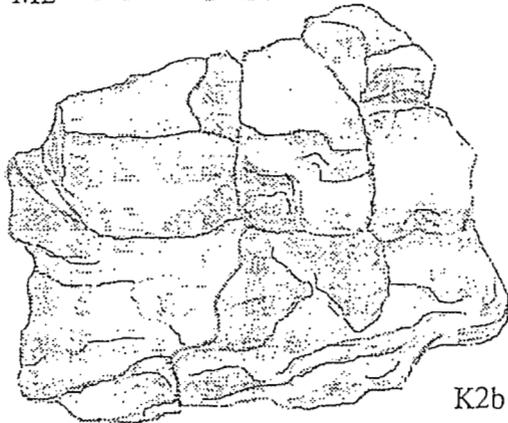
* *Note*: les termes en italiques correspondent à la typologie proposée par CHATELIN et MARTIN (1972), reprise par BEAUDOU (1988).

ANNEXE VIII.1c

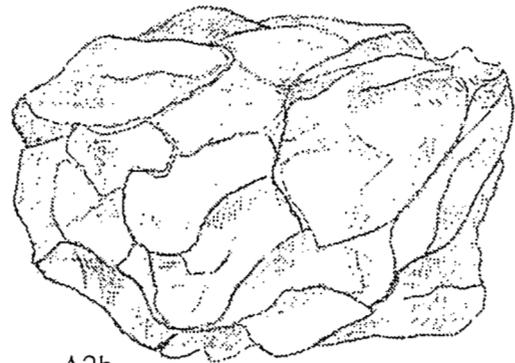
Horizons médians :



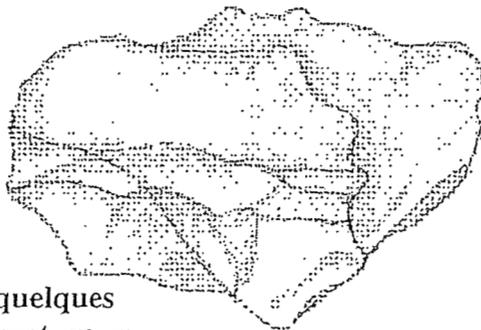
Structure polyédrique anguleuse lenticulaire à faces de glissement striées



Structure polyédrique anguleuse à tendance cubique



Structure polyédrique anguleuse à tendance lenticulaire



Structure polyédrique anguleuse lenticulaire

Dessins de quelques éléments structuraux (mottes) représentatifs des horizons médians de vertisols.



ANNEXE VIII.1d

Typologie des horizons profonds

Ce sont des horizons caractérisés essentiellement par une structure polyédrique lenticulaire (à "slickensides"), où les faces de glissement sont très développées. Quelques profils présentent des nodules millimétriques calcaires.

Pour ces horizons nous avons retenu les variables suivantes :

* Profondeur d'apparition de l'horizon profond

- faible profondeur
- forte profondeur (> 110 cm)

* Nature de la structure principale :

- polyédrique anguleuse (*anguclode*)
- polyédrique anguleuse à tendance lenticulaire
- massive de type lenticulaire (*sphénoclode*)

* Nature des faces structurales :

- surfaces lisses à facettes d'emboîtement
- surfaces lisses faiblement luisantes et striées (*strioluciques*)
- surfaces lisses très luisantes et striées.

* Présence et forme des efflorescences de gypse :

- absence
- fines aiguilles
- concrétions

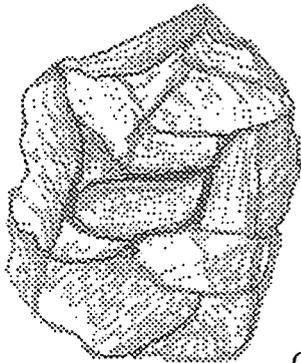
*Présence de concrétions calcaires

- absence
- présence

* *Note*: les termes en italiques correspondent à la typologie proposée par CHATELIN et MARTIN (1972), reprise par BEAUDOU (1988).

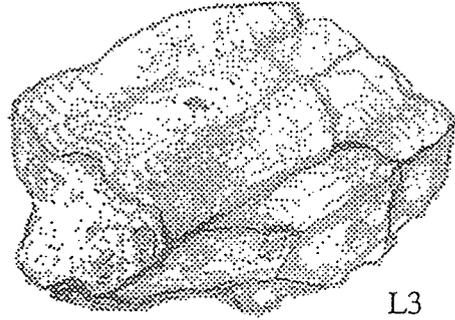
ANNEXE VIII.1d

Horizons profonds :



G3

Structure polyédrique anguleuse



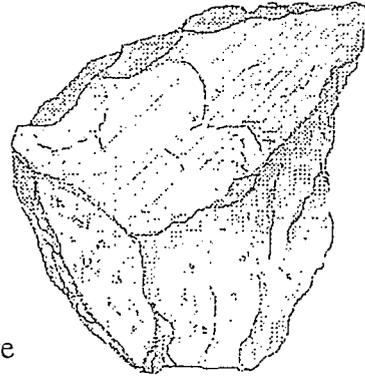
L3

Structure polyédrique anguleuse à tendance lenticulaire et à faces de glissement striées



A3

Structure lenticulaire à faces de glissement très striées



B3

Dessins de quelques éléments structuraux (mottes) représentatifs des horizons profonds de vertisols.



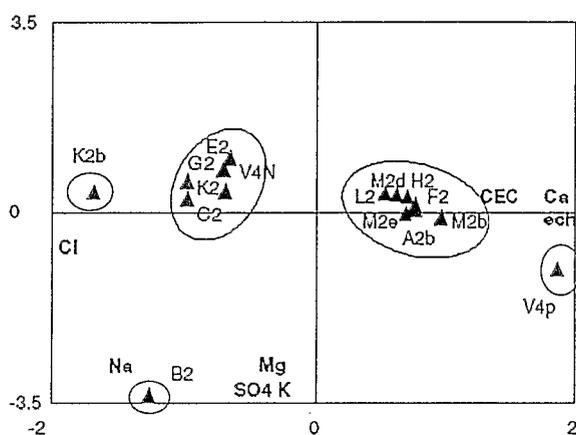
Structure polyédrique anguleuse à tendance lenticulaire K3

10 cm



ANNEXE VIII.2

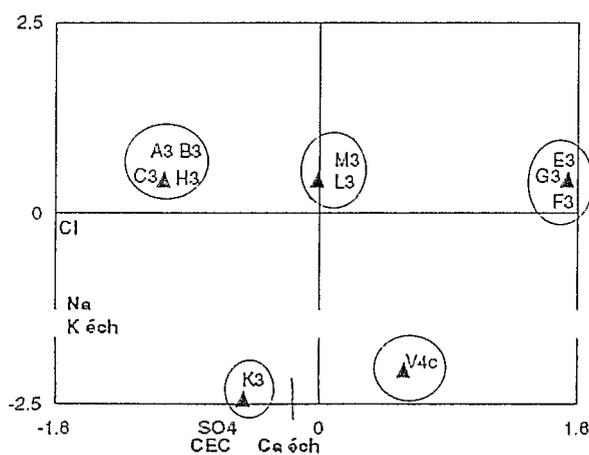
Horizons médians



Contribution à la formation des axes principaux:

- Axe horizontal: Ca éch, CEC, Cl, Na (35% de l'inertie)
- Axe vertical : SO₄, K, Mg, Na (34% de l'inertie)

Horizons profonds



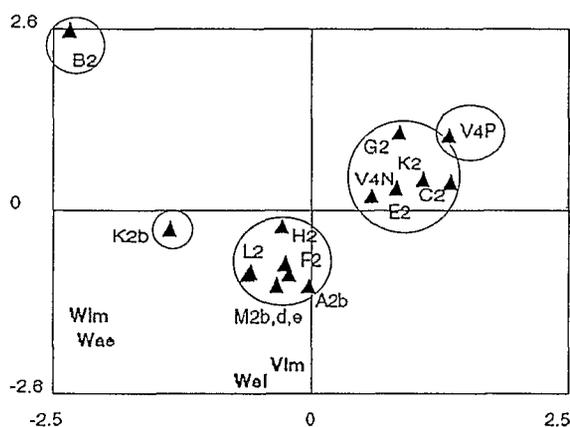
Contribution à la formation des axes principaux:

- Axe horizontal: Na, Cl, K éch (25% de l'inertie)
- Axe vertical : Ca éch, SO₄, CEC (25% de l'inertie)

Analyses factorielles discriminantes sur les variables physico-chimiques des échantillons. Cas des horizons médians et profonds des vertisols de la cuvette de DIAWARA.

ANNEXE VIII.3

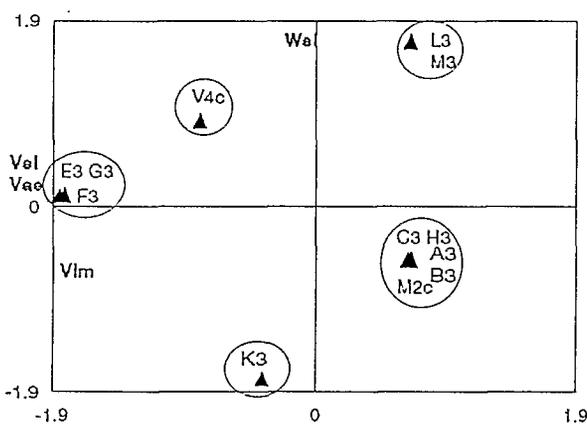
Horizons médians



Contribution à la formation des axes principaux:

- Axe horizontal: Wae, Wlm (31% de l'inertie)
- Axe vertical :Vlm, Wsl, Wae,Vae (30% de l'inertie)

Horizons profonds

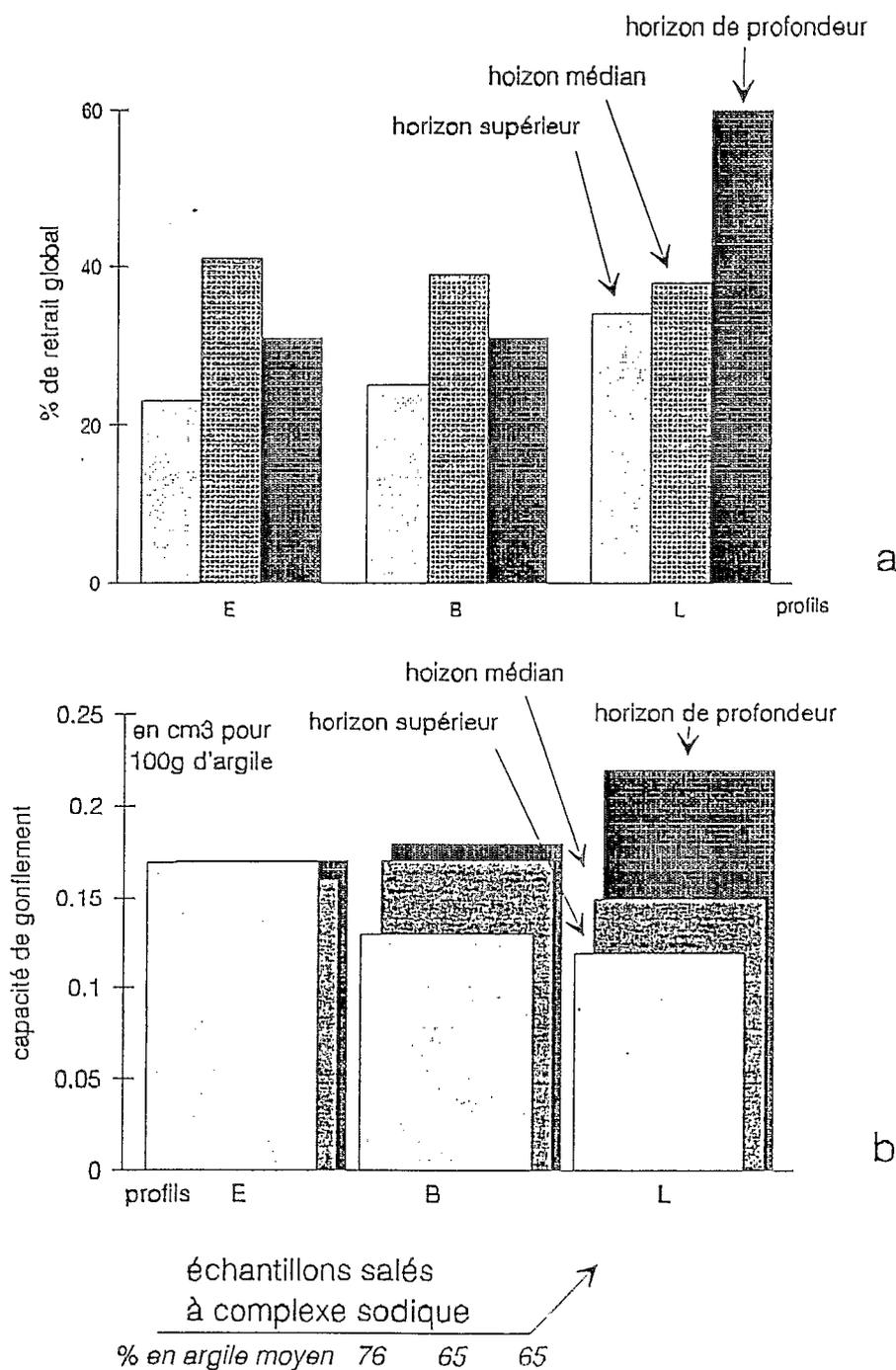


Contribution à la formation des axes principaux:

- Axe horizontal: Vsl, Vae, Vlm (28% de l'inertie)
- Axe vertical : Wsl,Vae (49% de l'inertie)

Analyses factorielles discriminantes sur les variables du comportement au retrait des échantillons.
Cas des horizons médians et profonds des vertisols de la cuvette de DIAWARA.

ANNEXE IX.1



Relation entre capacité de gonflement-retrait de la phase argileuse et retrait globale des échantillons. Cas des horizons de trois profils de vertisols de la cuvette de DIAWARA.

LISTE DES FIGURES

Chapitre II :

- II.1 : Situation géographique de la toposéquence de YABONE.
- II.2 : Toposéquence de YABONE : distribution des sols selon le code des couleurs Munsell ; différenciation structurale des horizons B.
- II.3 : Situation géographique de la cuvette de NIANGA.
- II.4 : Extrait de l'image SPOT de la cuvette de NIANGA ; classification des états de surface (d'après SEGUIS et al., 1990).
- II.5 : Carte pédologique de la cuvette de DIAWARA (d'après BRAUDEAU, 1978).
- II.6 : Carte de conductivité électromagnétique de la cuvette de DIAWARA.
- II.7 : Représentation schématique des profils de sols de la cuvette de DIAWARA. Relation entre l'altitude, l'épaisseur de sol frais, la conductivité électromagnétique, et la profondeur des dépôts sédimentaire (sable Nouakchottien).
- II.8 : Localisation des profils de sols étudiés, et sens des écoulements d'eaux, en fin d'hivernage, dans la cuvette de DIAWARA.

Chapitre III :

- III.1 : Dispositif permettant l'imprégnation par de la résine, d'échantillons de sol, dans un état d'humidité déterminé.
- III.2 : Dispositif permettant la quantification des surfaces porales visibles sur lame mince ou bloc de sol.
- III.3 : Courbe de retrait d'un échantillon argileux (d'après REEVE et HALL (1978)).
- III.4 : Courbes de retrait d'échantillons argileux micrométrique, millimétrique, centimétrique (d'après BRUAND et PROST (1987)).
- III.5 : Courbes de retrait d'un vertisol et d'un sol ferrallitique mesurées par rétractométrie. Points caractéristiques des différentes phases de retrait (d'après BRAUDEAU (1988)).
- III.6 : Dispositif de mesure du retrait, en continu, d'un échantillon de sol non remanié et mesures complémentaires permettant le calcul de la courbe du volume de l'échantillon en fonction de sa teneur en eau.

Chapitre IV :

- IV.1 : Dispositif expérimental permettant le fractionnement d'un échantillon de sol non remanié en agrégats.
- IV.2 : Mode de présentation des distributions dimensionnelles d'agrégats issus du fractionnement.
- IV.3 : Influence du mode d'humectation des échantillons de sols sur la distribution du poids moyen d'agrégats par classe de taille.
- IV.4 : Influence du liquide d'imbibition sur la distribution du poids moyen d'agrégats par classe de taille.

- IV.5 : Influence de la durée de tamisage sur la distribution du poids moyen d'agrégats par classe de taille.
- IV.6 : Influence de l'état hydrique initial des échantillons de sol sur la distribution du poids moyen d'agrégats par classe de taille.
- IV.7 : Influence de l'état hydrique initial d'un échantillon de vertisol sur la distribution du poids moyen d'agrégats par classe de taille.
- IV.8 : Influence de l'état hydrique initial d'un échantillon de sol ferrallitique sur la distribution du poids moyen d'agrégats par classe de taille.
- IV.9 : Influence de l'état hydrique initial d'un échantillon de vertisol salé à complexe sodique sur la distribution du poids moyen d'agrégats par classe de taille.
- IV.10 : Courbe de succion d'un échantillon de vertisol. Correspondance entre le point de friabilité (LM), limitant les phases de retrait normal et structural, et le point de désamorçage du micro-tensiomètre.
- IV.11 : Relation entre teneur en eau mesurée sur des échantillons non remaniés à $pF=3$, et teneur en eau calculée, au point de friabilité, par analyse de la courbe de retrait de cet échantillon non remanié.
- IV.12 : Distributions dimensionnelles des sables libres totaux, et des sables libres estimés par comptage sous loupe binoculaire, des horizons B2 d'un sol ferrallitique et d'un sol ferrugineux.
- IV.13 : Relation exponentielle entre le pourcentage de sables libres et le pourcentage de sables totaux dans l'échantillon pour 100g de sol sec.
- IV.14 : Distributions dimensionnelles des agrégats vrais (stricto sensu), calculées par la différence entre les distributions des agrégats totaux et des sables libres, de l'horizon B2 d'un sol ferrallitique et d'un sol ferrugineux.
- IV.15 : Distributions dimensionnelles des agrégats vrais, calculées par la différence entre les distributions des agrégats totaux et des sables libres de deux horizons de vertisols.

Chapitre V :

- V.1 : Toposéquence de YABONE. Distribution des sols selon le code des couleurs de Munsell.
- V.2 : Microorganisation de l'horizon B2 d'un sol rouge "amont" observée à différentes échelles.
- V.3 : Microorganisation de l'horizon B2 d'un sol rouge "aval" observée à différentes échelles.
- V.4 : Microorganisation de l'horizon B2 d'un sol rouge pâle observée à différentes échelles.
- V.5 : Microorganisation de l'horizon B2 d'un sol beige observée à différentes échelles.
- V.6 : Distribution de la surface porale et du nombre de pore, mesurée par analyse d'images sur des lames minces d'échantillons de sols rouges ferrallitiques et beiges ferrugineux, indurés à différents états hydriques.
- V.7 : Exemple d'un spectre poral et d'une courbe de volume poral cumulé d'un échantillon de sol rouge ferrallitique (horizon B2) mesurés par porosimétrie au mercure.
- V.8 : Spectres poraux et courbes moyennes des volumes poraux cumulés de sols ferrallitiques et ferrugineux (horizon B2) mesurés par porosimétrie au mercure.
- V.9 : Courbes moyennes des volumes poraux cumulés d'un échantillon de sol rouge ferrallitique (horizon B2), et d'assemblages d'agrégats, de taille différente, issus du fractionnement du même échantillon.
- V.10 : Caractérisation des volumes poraux des horizons B1 de la toposéquence calculés à deux états hydriques différents par rétractométrie.

- V.11 : Caractérisation des volumes poraux des horizons B2 de la toposéquence, calculés à deux états hydriques différents par rétractométrie.
- V.12 : Spectre poral d'assemblages d'agrégats de tailles différentes issus du fractionnement d'un sol rouge ferrallitique et d'un sol beige ferrugineux.
- V.13 : Courbes de retrait de deux échantillons non remaniés de l'horizon B2 d'un sol rouge ferrallitique et d'un sol beige ferrugineux mesurées par rétractométrie.
- V.14 : Taux de gonflement-retrait de la phase argileuse des horizons AB, B1 et B2 de la toposéquence de YABONE, calculé par différence entre les volumes microporaux à l'état sec et humide, rapportée à la teneur en argile.
- V.15 : Courbes des surfaces porales cumulées par taille de pore, mesurées par analyses d'images sur des lames minces d'échantillons des sols rouges ferrallitiques et du sol beige ferrugineux, à différents états hydriques.
- V.16 : Mise en évidence des différences de comportement entre les surfaces porales des plages claires (assemblage lâche d'agrégats) et des plages sombres (assemblage d'agrégats imprégné d'oxydes et oxyhydroxydes de fer). Sol rouge pâle.
- V.17 : Courbes des poids moyens cumulés des agrégats issus de fractionnement réalisé à différents états hydriques d'un échantillon de sol rouge ferrallitique et beige ferrugineux.
- V.18 : Relation entre capacité d'échange cationique de la phase argileuse et teneur en fer cristallisé le long de la toposéquence de YABONE (horizon B1).

Chapitre VI :

- VI.1 : Courbes des poids moyens d'agrégats (et sables libres) par classes de taille, pour trois répétitions, ajustées à une loi lognormale. Cas des horizons de surface AB et B1.
- VI.2 : Courbes des poids moyens d'agrégats (et sables libres) par classes de taille, pour trois répétitions, ajustées à une loi lognormale. Cas de l'horizon de profondeur B2.
- VI.3 : Diagramme représentant les résultats de l'analyse en composantes principales des distributions dimensionnelles d'agrégats issus du fractionnement d'échantillons de sols, prélevés dans l'ensemble des horizons de la toposéquence. Plan 1,2.
- VI.4 : Histogramme des poids moyens d'agrégats stricto sensu et des sables libres par classe de taille (maille des tamis). Distribution lognormale ajustée à la distribution des agrégats stricto-sensu.
- VI.5 : Répartition des différentes fractions granulométriques dans les classes d'agrégats (et sables libres) issus du fractionnement d'échantillons de l'horizon B1 d'un sol rouge ferrallitique et d'un sol beige ferrugineux.
- VI.6 : Répartition des différentes fractions granulométriques dans les classes d'agrégats issus du fractionnement d'échantillons de l'horizon B1 des sols ferrallitiques rouge "amont", rouge "aval", rouge pâle, et d'un sol beige ferrugineux.
- VI.7 : Répartition de la fraction argileuse dans les classes d'agrégats (et sables libres) issus du fractionnement d'échantillons représentatifs de la toposéquence de YABONE.
- VI.8 : Répartition des sables libres dans les classes d'agrégats issus du fractionnement d'échantillons représentatifs de la toposéquence de YABONE.
- VI.9 : Schéma représentant les tailles moyennes des particules granulométriques (limons fins, limons grossiers, sables fins, sables grossiers) et les tailles moyennes des agrégats.

- VI.10 : Histogrammes des poids des particules microgranulométriques par classe de taille ($< 80 \mu\text{m}$), d'un échantillon non remanié et de classes d'agrégats issus du fractionnement. Sols rouges ferrallitiques et sol beige ferrugineux.
- VI.11 : Répartition des différentes familles microgranulométriques ($< 80 \mu\text{m}$) d'un échantillon non remanié et de classes d'agrégats issus du fractionnement. Sols ferrallitiques et ferrugineux.
- VI.12 : Variation des teneurs en fer total, et teneurs en fer amorphe et mal cristallisé, dans les agrégats constitutifs d'échantillons représentatifs de l'horizon B2 de la toposéquence de YABONE.
- VI.13 : Distribution des teneurs en argile, carbone organique et oxyhydroxydes bien cristallisés en g pour 100g de sol sec. Distribution des teneurs en fer amorphe et mal cristallisé et des teneurs en oxyhydroxydes de fer bien cristallisés en g pour 1000g d'argile. Distribution mesurées dans les différentes classes d'agrégats (et sables libres) des échantillons représentatifs de l'horizon B1.

Chapitre VII :

- VII.1 : Localisation des profils de sols étudiés dans la cuvette de DIAWARA. Carte hypsométrique.
- VII.2 : Présentation de profils de vertisols, situés sur une séquence d'axe Est-Ouest.
- VII.3 : Présentation de deux profils représentatifs des vertisols de la cuvette de DIAWARA. Séparation en trois horizons pédologiques : supérieur, médian, profond.
- VII.4 : Présentation de quelques éléments structuraux représentatifs des différents horizons pédologiques d'un vertisol. Cas du profil A.
- VII.5 : Variation des teneurs en argile dans les différents horizons des vertisols de la séquence d'axe Est-Ouest présentés à la figure VII.2.
- VII.6 : Variation de la capacité d'échange de la phase argileuse, de la conductivité électrique et du pourcentage de sodium présent sur le complexe d'échange (ESP), dans les différents horizons de la séquence d'axe Est-Ouest présentée à figure VII.2.
- VII.7 : Distributions dimensionnelles des agrégats issus du fractionnement des différents horizons et sols de la séquence d'axe Est-Ouest présentée à la figure VII.2. Courbes des poids moyens d'agrégats pour trois répétitions, ajustées à une loi lognormale.
- VII.8 : Distributions dimensionnelles des agrégats issus du fractionnement des différents horizons et sols provenant de la partie Sud-Ouest de la cuvette de DIAWARA.
- VII.9 : Diagramme représentant les résultats de l'analyse en composantes principales des distributions dimensionnelles d'agrégats issus du fractionnement d'échantillons des horizons supérieurs.
- VII.10 : Diagramme représentant les résultats de l'analyse en composantes principales des distributions dimensionnelles d'agrégats issus du fractionnement d'échantillons des horizons médians.
- VII.11 : Diagramme représentant les résultats de l'analyse en composantes principales des distributions dimensionnelles d'agrégats issus du fractionnement d'échantillons des horizons profonds.
- VII.12 : Répartition des différentes fractions granulométriques dans les classes d'agrégats issus du fractionnement d'un échantillon de vertisol représentatif de la cuvette de DIAWARA.

- VII.13 : Répartition des différentes fractions granulométriques dans les classes d'agrégats issus du fractionnement d'un échantillon de sol hydromorphe argilo-limono-sableux du bord de la cuvette de DIAWARA (profil D, horizon médian).
- VII.14 : Histogramme des poids des particules microgranulométriques par classe de taille ($< 80 \mu\text{m}$), d'un échantillon non remanié et de classes d'agrégats issus du fractionnement. Vertisol (profil A, horizon médian) et sol hydromorphe profil D).
- VII.15 : Répartition des différentes familles microgranulométriques ($< 80 \mu\text{m}$) d'un échantillon non remanié et de classes d'agrégats issus du fractionnement. Vertisole (profil A, horizon médian) et sol hydromorphe (profil D).
- VII.16 : Répartition des différentes fractions granulométriques, des teneurs en fer, aluminium, silicium et manganèse, dans les classes d'agrégats, issus du fractionnement d'un échantillon de vertisol (profil A, horizon médian).

Chapitre VIII :

- VIII.1 : Schéma représentant les trois niveaux d'organisation macroscopique d'un horizon supérieur d'un vertisol.
- VIII.2 : Représentation schématique des différentes tendances morphologiques révélées par l'analyse des variables à différents niveaux d'organisation structurale.
- VIII.3 : Représentation graphique de l'analyse factorielle discriminante, réalisée sur les variables physico-chimiques, à partir de la typologie des agrégats issus du fractionnement des échantillons de l'horizon supérieur.
- VIII.4 : Caractéristiques moyennes de la garniture cationique des argiles et des électrolytes en solution des trois ensembles d'échantillons déterminés par la distribution dimensionnelle des agrégats.
- VIII.5 : Représentation graphique de l'analyse factorielle discriminante réalisée sur les variables "rétractométriques", à partir de la typologie des agrégats, issus du fractionnement des échantillons de l'horizon supérieur.
- VIII.6 : Courbes de retrait de trois échantillons représentatifs des trois ensembles de l'horizon supérieur distingués à partir de la typologie des agrégats.
- VIII.7 : Courbes des poids moyens d'agrégats issus du fractionnement d'échantillons des horizons supérieur, médian, profond, de trois profils de plus en plus salé à complexe sodique, et courbe de retrait des échantillons non remaniés correspondants.
- VIII.8 : Volumes poraux mesurés par rétractométrie sur les horizons supérieur, médian, et profond, de trois profils de vertisols E, B, L.
- VIII.9 : Capacité de gonflement-retrait de la phase argileuse des échantillons des horizons supérieur, médian, et profond des profils E, B, L de vertisols.
- VIII.10 : Courbes des poids moyens d'agrégats issus du fractionnement de l'horizon supérieur et inférieur du profil A, et courbes de retrait des échantillons non remaniés correspondant. Etude de la variabilité du comportement au retrait au sein d'un même horizon.
- VIII.11 : Spectres poraux de six fragments non remaniés de sol prélevés dans différents horizons et profils de la cuvette de DIAWARA. Courbes des poids moyens d'agrégats par classe de taille issus du fractionnement des mêmes échantillons.
- VIII.12 : Spectres poraux des assemblages d'agrégats issus du fractionnement d'un échantillon de sol de l'horizon supérieur du profil A, et spectre poral de l'échantillon non remanié.

LISTE DES TABLEAUX

Tableau V.1 : Volumes poraux de quatre échantillons représentatifs de l'horizon B1 mesurés par rétractométrie.

Tableau V.2 : Volumes poraux de quatre échantillons représentatifs de l'horizon B2 mesurés par rétractométrie.

Tableau V.3 : Volumes poraux de quatre échantillons représentatifs de l'horizon B2 mesurés en porosimétrie au mercure.

Tableau VI.1 : Matrice de corrélation entre constituants fins et teneurs en fer et aluminium extraits au CBD, teneur en fer cristallisé et teneur en carbone organique, sur 20 classes d'agrégats de l'horizon B1 de la toposéquence de YABONE.

Tableau VII. I : Caractéristiques physico-chimiques des horizons du profil A de vertisol.

Tableau VIII.I : Caractéristiques moyennes des volumes poraux, de la teneur en argile et de la masse volumique solide des différents ensembles d'échantillons de l'horizon supérieur.

Tableau VIII.2 : Caractéristiques physico-chimiques des échantillons analysés en porosimétrie au mercure.

LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Planche I : TOPOSEQUENCE DE YABONE (Basse-Casamance) vue générale, profils de sols, échantillons non remaniés.....	44
Planche II : CUVETTE DE NIANGA (Région du Fleuve Sénégal) vue générale, surface d'un vertisol, le DOUE, culture maraîchère d'oignons.....	64
Planche III : CUVETTE DE DIAWARA (Secteur de NIANGA-PODOR) surfaces de vertisols, profils de vertisols.....	67
Planche IV : DISPOSITIFS DE MESURE DU RETRAIT ET DE FRACTIONNEMENT EN AGREGATS.....	85
Planche V : AGREGATS ISSUS DU FRACTIONNEMENT macro-agrégats d'un vertisol et d'un sol ferrallitique.....	111
Planche VI : AGREGATS D'UN SOL FERRALLITIQUE (rouge "amont"- horizon B2) observés en lumière transmise sous microscope optique polarisant.....	113
Planche VII : AGREGATS DE VERTISOLS observés en lumière transmise sous microscope optique polarisant.....	117
Planche VIII : MICROORGANISATION DES SOLS FERRALLITIQUES ET FERRUGINEUX (horizon B2) observée en lumière réfléchie ultra-violet.....	144
Planche IX : MICROORGANISATION DES SOLS FERRALLITIQUES ET FERRUGINEUX (horizon B2) observée en lumière transmise sous microscope optique polarisant.....	147
Planche X : MICROORGANISATION D'UN VERTISOL (profil A : horizons supérieur et inférieur) observée en lumière réfléchie ultra-violet.....	213
Planche XI : MICROORGANISATION D'UN VERTISOL (profil A : horizons supérieur et inférieur) observée en lumière transmise sous microscope polarisant.....	217
Planche XII : ELEMENTS STRUCTURAUX MACROSCOPIQUES mottes de différents horizons de vertisols.....	241

TABLE DES MATIERES

RESUME	7
ABSTRACT	8
SOMMAIRE	9
AVANT-PROPOS	11
INTRODUCTION GENERALE	15

Première partie : CADRE DES RECHERCHES ET METHODES UTILISEES

Chapitre I : Les notions de structure et d'agrégat en science des sols	21
1 INTRODUCTION.....	21
1.1 La structure du sol en pédologie.....	22
1.2 La structure du sol en mécanique du sol.....	22
1.3 La structure du sol en physique du sol.....	23
2 LES DIFFERENTES DEFINITIONS DE STRUCTURE ET D'AGREGAT DU SOL	23
2.1 Définitions relatives à la morphologie.....	24
2.2 Définitions relatives à la stabilité structurale.....	25
2.3 Définitions relatives à l'espace poral.....	25
3 CARACTERISATION DE LA STRUCTURE DU SOL ET DES AGREGATS.....	26
3.1 Approche morphologique.....	26
3.2 Approche énergétique.....	28
3.3 Tests de stabilité structurale et méthodes de fractionnement. Différence et intérêt.....	31
3.4 Approches hydrodynamique et hydrophysique.....	32
3.4.1 Descriptions physico-hydriques de la structure du sol.....	32
3.4.2 Modélisations de la dynamique structurale du sol.....	34
3.4.3 Conclusions sur les approches hydrophysiques.....	35
4 CONCLUSIONS.....	36

Chapitre II : Cadre pédologique de l'étude.....	37
1 TOPOSEQUENCE DE SOLS FERRALLITIQUES-FERRUGINEUX DE BASSE-CASAMANCE.....	37
1.1 Microorganisations des sols ferrallitiques : rappel bibliographique.....	37
1.2 Présentation de la toposéquence de YABONE.....	39
1.2.1 Site et environnement.....	40
1.2.2 Caractéristiques de la toposéquence.....	40
2 SEQUENCE DE VERTISOLS DU FLEUVE SENEGAL.....	42
2.1 Les vertisols : rappel bibliographique.....	42
2.1.1 Propriétés des vertisols.....	42
2.1.2 Classification des vertisols.....	47
2.2 Influence de la salinité sur la morphologie et le comportement des vertisols : rappel bibliographique.....	48
2.3 Présentation de la cuvette de NIANGA et du site sélectionné.....	50
2.3.1 Site et environnement de la cuvette de NIANGA.....	50
2.3.2 Caractéristiques de la (sous-) cuvette de DIAWARA.....	52
3 CONCLUSIONS.....	61
 Chapitre III : Méthodes d'étude de la structure à différentes échelles et différents états hydriques.....	 69
1 APPROCHE MORPHOLOGIQUE.....	69
1.1 Description de la microorganisation d'échantillons de sol non remaniés.....	69
1.2 Quantification des surfaces porales par analyse d'imag.....	70
1.2.1 Rapport d'agrandissement.....	72
1.2.2 Traitement des images.....	72
1.2.3 Expression des résultats.....	74
2 APPROCHE PHYSIQUE.....	75
2.1 Porosimétrie au mercure.....	75
2.2 Analyse des courbes de retrait.....	76
2.2.1 Rappel bibliographique.....	76
2.2.2 Modélisation des courbes de retrait.....	78
2.2.3 Etablissement des courbes de retrait.....	79
2.2.4 Validité des hypothèses et des résultats.....	81
3 ANALYSES COMPLEMENTAIRES.....	81
 Conclusions de la première partie.....	 83

Deuxième partie :
ETUDE DU FRACTIONNEMENT D'ÉCHANTILLONS DE SOL
EN AGREGATS

Chapitre IV : Mise au point d'une méthode de fractionnement en agrégats.....	91
1 OBJECTIFS DU FRACTIONNEMENT EN AGREGATS.....	91
2 MATERIELS ET METHODES.....	93
2.1 Les échantillons de sol.....	93
2.2 Le principe du fractionnement en agrégats.....	93
2.3 Mode opératoire.....	94
2.3.1 Mise en équilibre de l'échantillon de sol à l'état hydrique	94
2.3.2 Imbibition lente de l'échantillon par du méthanol.....	96
2.3.3 Séchage et tamisage des agrégats.....	96
3 RESULTATS ET DISCUSSION.....	97
3.1 Présentation des résultats.....	97
3.2 Etude des modalités de l'humectation et de tamisage.....	97
3.2.1 Etude des modalités de l'humectation.....	98
3.2.2 Etude de l'influence du liquide d'humectation.....	99
3.2.3 Etude de l'influence de la durée de tamisage.....	100
3.3 Choix de l'état hydrique initial des échantillons de sol.....	101
3.3.1 Etude expérimentale.....	101
3.3.2 Cohérence avec d'autres approches.....	106
3.4 Observation micromorphologique des agrégats.....	115
3.5 Séparation des sables libres.....	119
3.5.1 Estimation des sables libres.....	119
3.5.2 Calcul de la distribution des agrégats stricto sensu.....	121
3.5.3 Ajustement des distributions dimensionnelles d'agrégats à une loi lognormale.....	123
3.6 Conclusions.....	125
Conclusions de la deuxième partie.....	127

Troisième partie :
APPLICATION A UNE TOPOSEQUENCE DE SOLS
FERRALLITIQUES-FERRUGINEUX TROPICAUX DE
BASSE-CASAMANCE (SENEGAL)

Chapitre V : Approches morphologique et physique	131
1 ECHANTILLONNAGE.....	131
2 CARACTERISATION DE LA MICROORGANISATION DES SOLS.....	133
2.1 Le sol rouge "amont" et le sol rouge "aval" (horizon B2).....	133
2.1.1 Echantillons non remaniés.....	133
2.1.2 Agrégats issus du fractionnement.....	137
2.2 Le sol rouge pâle (horizon B2g).....	138
2.2.1 Echantillons non remaniés.....	138
2.2.2 Agrégats issus du fractionnement.....	138
2.3 Le sol beige (horizon B2).....	140
2.3.1 Echantillons non remaniés.....	140
2.3.2 Agrégats issus du fractionnement.....	140
2.4 Conclusions.....	142
3 CARACTERISATION DEL'ESPACE PORAL DES SOLS.....	149
3.1 Description des différentes composantes de l'espace poral.....	149
3.1.1 Apport de l'analyse d'images.....	149
3.1.2 Apport de la porosimétrie au mercure.....	153
3.1.3 Apport de l'analyse des courbes de retrait.....	157
3.2 Variation des caractéristiques de l'espace poral dans la toposéquence de YABONE.....	157
3.2.1 Caractéristiques quantitatives des volumes poraux mesurés par rétractométrie.....	157
3.2.2 Caractéristiques quantitatives des volumes poraux mesurés en porosimétrie au mercure.....	160
3.2.3 Caractéristiques quantitatives des surfaces porales mesurées par analyse d'images.....	162
3.3 Variation des propriétés de l'espace poral dans la toposéquence de YABONE.....	162
3.3.1 Apport de la rétractométrie.....	162
3.3.2 Apport de l'analyse d'images.....	164
3.3.3 Données complémentaires.....	166
3.4 Conclusions.....	168
4 CONCLUSIONS.....	169

Chapitre VI : Le fractionnement en agrégats.....	171
1 ETUDE DES DISTRIBUTIONS D'AGREGATS.....	171
1.1 Mode de présentation des résultats.....	171
1.2 Etude des distributions d'agrégats des horizons AB et B1.....	172
1.3 Etude des distributions d'agrégats de l'horizon B2.....	173
1.4 Etude de la distribution des agrégats stricto sensu.....	174
1.5 Conclusions.....	176
2 ETUDE PHYSICO-CHIMIQUE DES AGREGATS.....	178
2.1 Méthodes et modes de présentation des résultats.....	178
2.2 Analyses granulométriques.....	179
2.2.1 Analyse granulométrique classique.....	179
2.2.2 Analyse microgranulométrique.....	184
2.3 Analyses chimiques.....	187
2.4 Conclusions.....	191
3 CONCLUSIONS.....	191
Conclusions de la troisième partie.....	193

Quatrième partie :

APPLICATION A L'ETUDE D'UNE SEQUENCE DE VERTISOLS. CUVETTE DE DIAWARA (MOYENNE VALLEE DU FLEUVE SENEGAL)

Préambule à la quatrième partie.....	198
---	------------

Chapitre VII : Etude des premiers niveaux d'organisation structurale des vertisol.....	199
1 PRESENTATION DES SOLS ETUDIES.....	199
1.1 Echantillonnage.....	199
1.2 Environnement et état de surface des profils de vertisols.....	200
1.3 Organisation des profils de vertisols.....	203
1.4 Caractéristiques analytiques des profils de vertisols.....	207
1.4.1 Granulométrie.....	207
1.4.2 Minéralogie des argiles.....	207
1.4.3 Caractéristiques chimiques des sols.....	207
1.5 Conclusions.....	209

2 IDENTIFICATION ET CARACTERISATION DES AGREGATS.....	210
2.1 Microorganisation des vertisols.....	210
2.1.1 Microorganisation de l'horizon supérieur.....	211
2.1.2 Microorganisation de l'horizon profond.....	219
2.1.3 Caractérisation morphologique des agrégats issus du fractionnement...	219
2.1.4 Conclusions.....	220
2.2 Etude des distributions d'agrégats.....	221
2.2.1 Mode de présentation des résultats.....	221
2.2.2 Etude des distributions d'agrégats par profil.....	221
2.2.3 Etude des distributions d'agrégats par horizon.....	224
2.2.4 Conclusions.....	226
2.3 Etude physico-chimique des agrégats.....	227
2.3.1 Méthode et mode de présentation des résultats.....	227
2.3.2 Analyses granulométriques.....	227
2.3.3 Analyses chimiques.....	231
2.3.4 Conclusions.....	232
2.4 Conclusions.....	233
3 CONCLUSIONS.....	234

Chapitre VIII : Relation entre organisation et propriétés chimiques et physiques des vertisols.....

1 METHODE.....	235
1.1 Objectif et stratégie.....	235
1.2 Principe des analyses de données.....	237
1.2.1 Analyse en composantes principales et analyse factorielle des correspondances multiples.....	236
1.2.2 Analyse factorielle discriminante.....	237
1.3 Choix des variables à analyser.....	238
1.3.1 Variables morphologiques.....	238
1.3.2 Variables physico-chimiques.....	243
1.3.3 Variables du comportement au retrait.....	243
1.4 Conclusions.....	244
2 RESULTATS ET DISCUSSION.....	244
2.1 Etude des relations entre les différents niveaux d'organisation.....	245
2.2 Etude des relations entre l'organisation des sols et les caractéristiques physico-chimiques des sols.....	247
2.3 Etude des relations entre l'organisation des sols et leurs caractéristiques physiques.....	250
2.3.1 Etude des relations entre l'organisation des sols et leur comportement au retrait.....	250

2.3.2 Etude des caractéristiques physiques des agrégats par porosimétrie au mercure.....	257
2.4 Conclusions.....	260
3 CONCLUSIONS.....	261
Conclusions de la quatrième partie.....	263

Cinquième partie : SYNTHESE ET DISCUSSION GENERALE

1 COMPLEMENTARITE ET APPORTS DES APPROCHES MORPHOLOGIQUE ET PHYSIQUE.....	269
1.1 Fractionnement en agrégats.....	270
1.2 Analyse micromorphologique.....	271
1.3 Analyse d'images.....	272
1.4 Porosimétrie au mercure.....	273
1.5 Rétractométrie.....	273
1.6 Conclusions.....	275
2 LE RÔLE DETERMINANT DE LA PHASE ARGILEUSE.....	275
2.1 Séquence de sols ferrallitiques-ferrugineux.....	275
2.2 Séquences de vertisols.....	276
2.3 Conclusions.....	277
3 LE RÔLE DETERMINANT DE L'ORGANISATION DES AGREGATS.....	277
CONCLUSION GENERALE.....	281
Références bibliographiques.....	285
Annexes.....	313
Liste des figures.....	337
Liste des tableaux.....	343
Liste des planches photographiques.....	345
Table des matières.....	347

Ce travail porte sur la structure du sol, sur sa caractérisation et son implication dans la différenciation des sols et leur comportement physique.

Nous présentons une méthode originale permettant de séparer et d'analyser les éléments structuraux (agrégats) correspondant aux premiers niveaux d'organisation du sol. Nous associons une approche morphologique (micromorphologie, analyse d'images) à une approche physique (porosimétrie au mercure, analyse de la courbe de retrait) afin d'appréhender directement ou indirectement ces agrégats et leur mode d'assemblage (structure du sol), à différentes échelles d'investigation et différents états hydriques.

Cette démarche est appliquée à des sols largement répandus en zone intertropicale : une séquence de sols ferralitiques et ferrugineux de Basse-Casamance (Sénégal), et une séquence de vertisols salés de la moyenne vallée du fleuve Sénégal.

Nous montrons que ces deux séquences de sols apparemment fort différentes présentent pourtant certaines convergences d'organisation et de fonctionnement physique :

- la première convergence est le rôle prépondérant de la phase argileuse sur les propriétés physiques de ces sols. Les caractéristiques des volumes microporaux (intra-agrégats élémentaires*) et leur capacité de gonflement-retrait, permettent de caractériser globalement l'organisation de la phase argileuse du sol;

- la deuxième convergence est l'existence pour chacun des sols d'arrangements préférentiels auxquels on a donné le nom d'agrégats élémentaires ou micro-agrégats. A chaque type d'assemblage d'agrégats élémentaires on a pu associer des propriétés physico-chimiques, des caractéristiques morphologiques à différents niveaux d'organisation structurale, et un comportement au retrait spécifique. De plus, selon la morphologie et l'abondance des discontinuités structurales, le retrait-gonflement des agrégats élémentaires se transmet plus ou moins à un niveau d'organisation supérieur.

Malgré la complexité et la diversité des sols, il semble possible de se focaliser sur deux niveaux d'organisations emboîtées - celui des agrégats élémentaires constitués de particules argileuses, et l'assemblage de ces agrégats avec le squelette - pour modéliser l'organisation et la dynamique structurale du sol et pour comprendre ses principales propriétés physiques.

* Il s'agit de volumes relativement homogènes, micrométriques (d'environ 30 à 200 μm), constitués de l'assemblage de particules fines, indépendamment des particules grossières du squelette (quartz de la taille des limons grossiers aux sables), et séparés entre eux par des traits pédologiques particuliers.